



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
СРЕДНЕ-ВОЛЖСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XI

ПОВОЛЖЬЕ и ПРИКАМЬЕ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Редактор *К. Р. Чепиков*
Соредактор *Г. И. Блом*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1967

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АССОВСКИЙ А. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.

(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКБЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

МЕННЕР В. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОЖКОВ И. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XI ТОМА

БЛОМ Г. И.

ГРОМОВИЧ Н. А.

ДАВЫДОВ Р. Б.

КАПУСТИН А. П.

ТИХВИНСКАЯ Е. И.

ЧЕПИКОВ К. Р.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



**ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XI. ПОВОЛЖЬЕ И ПРИКАМЬЕ. ЧАСТЬ I.
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ. КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ. 1967 г.,
стр. 1—872.**

Работа посвящена описанию геологического строения территории Поволжья и Прикамья в пределах Кировской, Горьковской, Пензенской, Ульяновской, Куйбышевской, Саратовской областей, Удмуртской, Татарской, Мордовской, Марийской и Чувашской АССР.

В монографии обобщается обширный геологический материал, полученный при проведении буровых, геофизических и геологосъемочных работ главным образом в связи с поисками нефти.

При изложении стратиграфии описываются отложения архейского и нижнепротерозойского возраста, слагающие кристаллический фундамент, и верхнепротерозойского, палеозойского и мезо-кайнозойского возраста, слагающие осадочный покров.

На основании анализа геофизических материалов делаются некоторые выводы о глубинном строении земной коры. Наиболее древними структурными формами, выделяемыми в рельефе фундамента и по нижним горизонтам осадочного покрова, являются грабенообразные прогибы. В дальнейшем в осадочном чехле формируются структурные формы типа синеклиз и антеклиз.

В работе дается описание юго-восточной части Московской синеклизы, северо-западной части Прикаспийской синеклизы, западной части Волжско-Камской антеклизы, юго-восточного склона Воронежской антеклизы и юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба. Большую часть рассматриваемой территории занимает Волжско-Камская антеклиза. В составе ее выделяется ряд крупных структурных форм — сводовых поднятий и разобщающих их впадин. На фоне сводов и впадин развиты структурные формы типа валов и флексур. Для многих структурных форм территории Поволжья и Прикамья характерно несоответствие структурных планов по различным горизонтам отложений.

Результаты обобщения геофизических и геологических данных указывают на тесную связь в развитии структуры фундамента и осадочного чехла и о широком распространении нарушений типа разломов.

Условия геологического развития территории были благоприятны для формирования месторождений полезных ископаемых, среди которых наибольшее значение имеет нефть.

Таблиц 19, иллюстраций 114, библиографий 1440.

ВВЕДЕНИЕ

В XI томе издания «Геология СССР» дается описание геологического строения обширной территории, включающей Среднее, часть Верхнего и Нижнего Поволжья.

Географическое положение этой территории, имеющей площадь 607,7 тыс. км², определяется примерно географическими координатами 50° 30'—61° 05' с. ш. и 40° 40'—54° 30' в. д.

В административном отношении в пределы территории входят (рис. 1): Кировская, Горьковская, Пензенская, Ульяновская, Куйбышевская, Саратовская области, Удмуртская, Татарская, Мордовская, Марийская и Чувашская автономные республики. Рассматриваемая территория граничит на западе с Костромской, Ивановской, Владимирской, Рязанской, Тамбовской и Воронежской областями, на севере — с Вологодской и Архангельской областями и Коми АССР, на востоке — с Пермской и Оренбургской областями и Башкирской АССР и на юге с Западно-Казахстанским краем Казахской ССР и Волгоградской областью.

Описываемая территория занимает весьма важное место в развитии экономики страны. В ее пределах сосредоточены месторождения ряда полезных ископаемых (нефть, газ, горючие сланцы, строительные материалы, фосфориты и др.), но особенно большое значение в народном хозяйстве имеют месторождения нефти.

Этот регион является типично платформенной областью, удаленной от ближайшей складчатой системы (Урал) на значительное расстояние. Здесь на дневную поверхность выходят отложения широкого возрастного диапазона (карбоновые, пермские, триасовые, юрские, меловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные образования).

Нигде на всей площади Русской платформы, за исключением Тимана и Донбасса, не развиты такие интенсивные дислокации (по поверхностным данным), как в Нижнем и Среднем Поволжье. Данные глубокого бурения и геофизических исследований также свидетельствуют о сложности и разнообразии геологического строения рассматриваемой территории.

Описываемый регион по сравнению со многими другими районами Европейской части СССР хорошо геологически изучен. Здесь в связи с поисками нефти проводились в огромных масштабах буровые работы, геофизические и геологосъемочные исследования. Однако необходимо отметить, что о геологическом строении южных и северных участков значительно меньше данных, так как бурение проводилось главным образом в центральной части территории.

В настоящей работе дается обобщение геологических материалов по состоянию на 1 января 1964 г., а в ряде случаев используются данные, полученные и в более позднее время.

Несмотря на то что в целом рассматриваемая территория может быть отнесена к категории хорошо изученных, некоторые вопросы ее

геологического строения выяснены еще недостаточно. Так, недостаточно изучено строение фундамента и залегающих на нем осадочных образований верхнепротерозойского возраста; нет удовлетворительной классификации структурных форм; нет единого мнения о генезисе

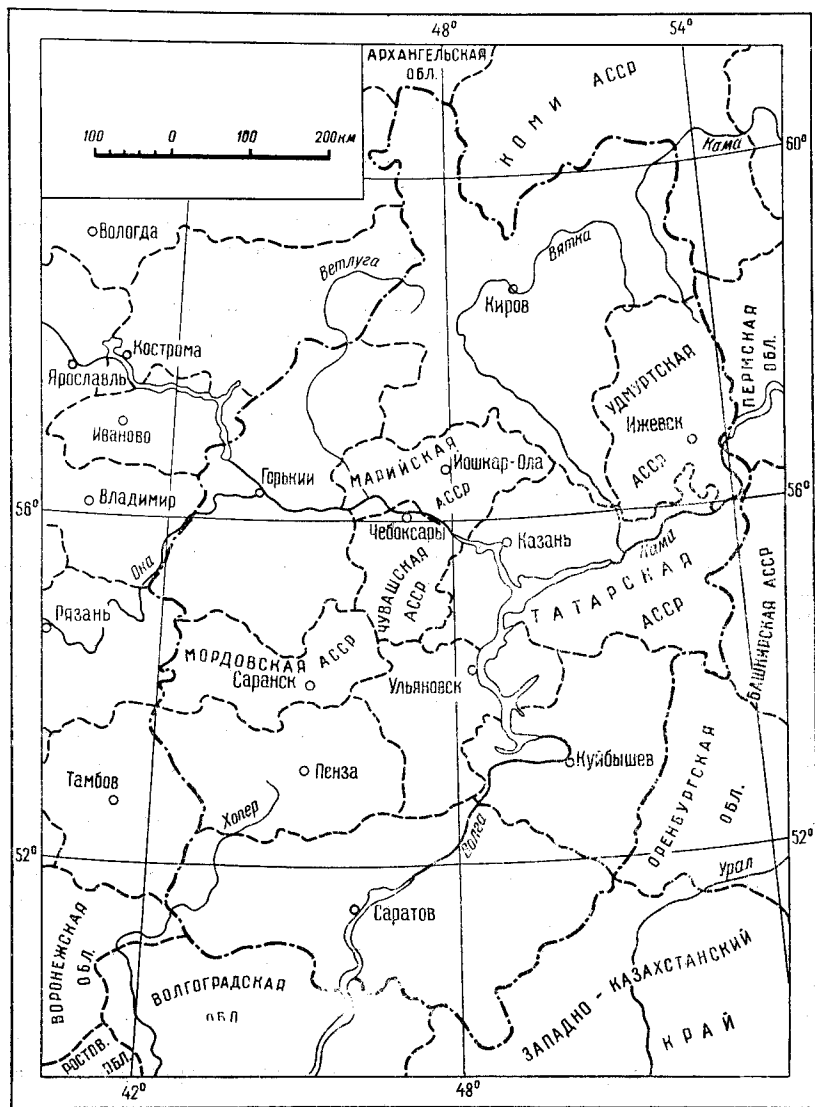


Рис. 1. Обзорная карта Поволжья и Прикамья

структур; не ясна полностью история геологического развития отдельных районов территории (Прикаспийская синеклиза).

При описании стратиграфии авторы стремились придерживаться последних унифицированных схем, утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом. При изложении данных по тектонике учитывались решения Межведомственного совещания по классификации платформенных структур (ВНИГРИ) и рекомендации совещания по тектонике древних платформ, проведенного Тектоническим комитетом при Отделении наук о Земле АН СССР.

Подготовка тома к изданию проводилась в Центральной тематической экспедиции Средне-Волжского территориального геологического управления.

В составлении I части тома приняли участие Г. И. Блом, А. А. Борисов, Г. И. Бушинский, Н. А. Громович, Н. К. Грязнов, Р. Б. Давыдов, А. Г. Дрейсин, С. Г. Дубейковский, С. П. Егоров, В. И. Игнатьев, В. Г. Камышева-Елпатьевская, В. С. Князев, Т. А. Лапинская, Г. П. Леонов, А. И. Ляшенко, В. А. Морозов, Н. С. Морозов, А. И. Москвитин, Н. И. Николаев, Д. М. Раузер-Черноусова, В. М. Ротенфельд, В. К. Соловьев, Л. Ф. Солонцов, Т. Т. Серeda, Л. О. Тетеровский, Е. И. Тихвинская, И. Н. Тихвинский, Р. О. Хачатрян, К. Р. Чепиков, Я. С. Эвентов, С. С. Эллерн и Г. М. Яриков.

КРАТКАЯ ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Первые отрывочные сведения о геологическом строении Поволжья и Прикамья появились в литературе еще во второй половине XVIII столетия в таких работах, как «Топография Оренбургская», т. е. обстоятельное описание Оренбургской губернии, сочиненное коллежским советником Императорской Академии Наук корреспондентом Петром Рычковым (1762), «Дневные записки путешествия доктора и Академии Наук адъюнкта Ивана Лепехина по разным провинциям Российского государства в 1768 и 1769 году» (1771), «Путешествия по разным провинциям Российской империи» (Паллас, 1773).

В этих работах имеются сведения об отдельных выходах горных пород, находках окаменелостей, залежах гипса, медьсодержащих пород и довольно обстоятельные описания «нефтяных и серных ключей».

Из немногих работ, опубликованных в первой половине XIX столетия, для описываемой территории представляют интерес статьи Широшкина и Гурьева — «Геологическое обозрение правого берега Волги от г. Самары до пределов Саратовской губернии и в особенности Сызранского уезда Самарской губернии» («Горный журнал», 1830, т. I) и «Геологическое обозрение правого берега Волги от г. Самары до г. Свяжска» («Горный журнал», 1831, т. III). В «Горном журнале» за 1837 г. опубликован отчет штабс-капитана Гернгросса 2-го «О поисках, произведенных по поручению Горного начальства в Симбирской, Казанской и Оренбургской губерниях, для открытия месторождений асфальта». Названными авторами делаются первые, хотя и не всегда удачные, попытки разобраться в геологическом возрасте пород.

В 30—40-х годах прошлого столетия в Поволжье исследования проводил М. Н. Языков. Он описал меловые отложения Ульяновского Поволжья, свел данные по стратиграфии отложений Среднего Поволжья с литологической и частично палеонтологической их характеристикой.

Большое значение для познания геологического строения Поволжья и Прикамья имели исследования экспедиции Р. Мурчисона. Результаты работ этой экспедиции, кроме кратких заметок («Горный журнал», 1841, т. IV), освещены в большом труде Р. Мурчисона, Е. Вернейля и А. Кейзерлинга (1849), который в течение нескольких десятилетий являлся одним из основных по геологии интересующей нас территории и смежных с ней областей.

Начиная с 60-х годов XIX столетия при проведении геологических исследований уделяется особенно большое внимание изучению нефтепроявлений. В «Горном журнале» за 1864—1868 гг. опубликованы статьи Г. Д. Романовского, П. В. Еремеева, А. Д. Озерского и др.

К этому же времени относятся попытки получить нефть в Заволжье при помощи бурения. Первые скважины, пробуренные в разных пунктах Самарской губернии, имели небольшую глубину и практических результатов не дали. Геологические материалы этих скважин изучались Г. Д. Романовским, П. В. Еремеевым, В. Г. Ерофеевым и А. А. Штукенбергом.

Из работ, проведенных в 60-х годах прошлого столетия необходимо отметить исследования Н. А. Головкинского (1865, 1869), который при изучении стратиграфии пермских образований Камско-Волжского бассейна уделял большое внимание вопросам фациальной изменчивости отложений. Он впервые в отечественной литературе стал применять термин «фация», и им сделаны первые шаги в разработке методики фациального анализа.

А. А. Штукенбергом в 1877 г. изучались естественные выходы коренных пород на Волге, между городами Ставрополем и Сызранью, а также по рекам Соку и Шешме. Особенно ценны его палеонтологические работы, завершением которых явился капитальный труд «Фауна каменноугольных отложений Самарской Луки» (1905).

В. И. Меллером в 70-х годах проводилось изучение геологического строения юго-западной части б. Нижегородской губернии и дано описание фауны пермских фораминифер.

В результате длительного изучения геологии бассейнов Волги, Камы и Вятки П. И. Кротов (1876, 1878, 1879, 1882 и др.) разработал основы стратиграфии верхнепермских отложений этой территории.

С 80-х годов прошлого столетия в отдельных районах Поволжья были начаты систематические исследования геологического строения, которые производились губернскими земствами, вновь образованным Геологическим комитетом и другими учреждениями.

К этому периоду относится изучение территории Горьковского Поволжья (б. Нижегородской губернии) В. В. Докучаевым (1886) и его сотрудниками Н. А. Сибирцевым, Н. А. Богословским, В. П. Амалицким, Ф. Ю. Левинсон-Лессингом и др. Этими исследователями освещаются вопросы стратиграфии пермских, мезозойских и четвертичных отложений и приводится общее геологическое описание местности.

Очень большая роль принадлежала акад. А. П. Павлову (1883, 1886_{1,2}, 1896_{1,2}), исследовавшему юрские, меловые, третичные и четвертичные отложения. Им опубликованы первые крупные обобщения по тектонике Поволжья и, в частности, описание установленной им Жигулевской дислокации (Павлов, 1887 и др.).

Необходимо отметить также работы С. Н. Никитина (1881, 1883, 1884_{1,2}, 1886_{1,2}, 1887, 1888_{1,2}, 1889 и др.), начавшего свои многолетние исследования с изучения юрских отложений севера рассматриваемой территории. В его трудах освещались вопросы стратиграфии пермских и юрских отложений, тектоники и гидрогеологии.

Особенно большое значение имели стратиграфические и палеонтологические исследования А. В. Нечаева. Ему принадлежит ряд монографий (Нечаев, 1894, 1915 и др.) и труд «Верхнепермские отложения» (1921), изданный уже после его смерти. Палеонтологические работы А. В. Нечаева не утратили своего значения и до настоящего времени.

В начале XX столетия большие геологические работы проводились по заданию земств Самарского, Саратовского и Пензенского. В них принимали участие такие крупные исследователи, как А. Д. Архангельский (1905, 1911, 1912), А. Н. Розанов (1911, 1912, 1913_{1,2}), Г. Ф. Мирчинк (1912), С. А. Добров (1913), О. К. Ланге (1915) и др. Интересны исследования комиссии по изучению залежей фосфоритов (Я. В. Самойлов) и Поволжских изыскательских партий отдела земельных улучшений, в которых принимали участие геологи Б. А. Можаровский, А. Н. Мазарович, Е. В. Милановский, Ф. П. Саваренский, Г. Н. Каменский и др. Они дали ценные результаты и во многом способствовали выяснению основных черт геологического строения Поволжья и Прикамья.

Весьма важны исследования профессора Казанского университета М. Э. Ноинского, из работ которого особое значение имеет опубликованная в 1913 г. монография «Самарская Лука».

В 1911 г. в бассейнах рек Сока и Шешмы исследования со специальной задачей выяснения перспектив нефтеносности проводили А. В. Нечаев и А. Н. Замятин. Работы их были важны для выяснения особенностей геологического строения Заволжья.

Огромные успехи в познании геологии Поволжья и в разведке полезных ископаемых на этой территории были достигнуты после Великой Октябрьской социалистической революции. Уже в первое и особенно во второе десятилетие после революции развернулись крупные геологосъемочные, поисковые и разведочные, гидрогеологические и инженерно-геологические работы в обширных районах Верхнего, Среднего и Нижнего Поволжья. В изучении недр Поволжья приняло участие большое число исследовательских и производственных организаций. Много внимания уделялось поискам и разведке таких полезных ископаемых, как фосфориты, строительные материалы, горючие сланцы, битумы, сера и др.

По заданию Геологического комитета в Среднем Поволжье в 20-х и начале 30-х годов проводились геологосъемочные работы в целях составления 90, 107, 108, 109 и 110 листов геологической карты масштаба 1 : 420 000. Результаты их отражены в ряде предварительных отчетов А. Н. Розанова по территории 90-го листа и в монографиях, освещающих геологическое строение территорий 107-го (Кассин, 1928), 108-го (Фредерикс, 1931), 109-го («Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109-го листа», Ноинский, Чердынцев, 1939; Тихвинская, 1939₂₋₅) и 110-го листов (Мазарович, 1935).

Ряд работ (геологосъемочных, поисково-разведочных и др.) был проведен по заданию Горьковского и Татарского геологоразведочных трестов. Результаты их опубликованы в трехтомном издании «Недра Горьковского края» (1933—1934; авторы М. С. Швецов, И. И. Кром, Е. А. Молдавская, З. М. Старостина, А. И. Зоричева и др.), в сборниках «Геология и полезные ископаемые Татарской республики» (1932, 1940), частью в Ученых записках Казанского университета (Ларионова, 1934; Тихвинская, 1939, и др.).

В связи с подготовкой и сооружением Волжских и Нижнекамских гидроэлектростанций, а также поисками различных полезных ископаемых в значительных объемах выполнялась геологическая съемка, осуществлявшаяся геологическими управлениями (Горьком, Куйбышеве). В изучении территории Поволжья и Прикамья принимали участие многочисленные исследователи. В этот период плиоценовые и четвертичные отложения долин р. Волги и ее притоков изучались А. Н. Мазаровичем, Г. Ф. Мирчинком, Е. В. Милановским, Н. И. Николаевым, Е. В. Шанцером, В. И. Громовым и другими; палеогеновые — Г. П. Леоновым и Е. М. Великовской; мезозойские — Е. В. Милановским, А. Н. Розановым; пермские — М. Э. Ноинским, А. Н. Мазаровичем, Н. Г. Кассиным, Е. И. Тихвинской, В. А. Чердынцевым, Л. М. Миропольским, Н. П. Герасимовым, И. А. Ефремовым, К. Р. Чепиковым и другими; тектоника — А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским, А. Н. Мазаровичем, Е. В. Милановским и др.

Особенно большое внимание уделялось поискам и разведке месторождений нефти. В 1919 г. были заложены две разведочные скважины на нефть в районе Сюкеева. Они были остановлены на небольшой глубине и практических результатов не дали.

Геологи, производившие исследования на нефть в Поволжье в эти годы (К. П. Калицкий и др.), дали отрицательную оценку этой терри-

тории в отношении нефтеносности. После этого вопрос о поисках нефти в Поволжье был отложен почти на десятилетие и вновь возник только в 1928 г., когда при Московском отделении Геологического комитета была образована Комиссия по поискам нефти в Поволжье. В работе ее принимали участие крупнейшие геологи того времени — И. М. Губкин, А. Д. Архангельский, С. И. Миронов, М. Э. Ноинский, а из молодых геологов К. Р. Чепиков и А. Ф. Носов.

Комиссией были проанализированы все имеющиеся геологические материалы и намечены пути изучения Поволжья с целью поисков месторождений нефти. Некоторые результаты работ этой комиссии отражены в статье А. Д. Архангельского «Где и как искать новые нефтеносные районы на территории СССР» (1929) и в незаконченной работе И. М. Губкина «Урало-Волжская нефтеносная область», опубликованной посмертно (1940). По решению комиссии в районы Поволжья были направлены геологические отряды под руководством Г. В. Распопова в бассейн р. Шешмы, К. Р. Чепикова в бассейн р. Сока, А. Ф. Носова в район р. Улемы и Т. Г. Сарычевой и Е. Н. Пермякова в районы Самарской Луки. С этого времени началось систематическое изучение территории Поволжья с целью поисков нефти.

К. Р. Чепиковым в 1929 г. впервые в практике нефтепоисковых работ на территории Союза была применена структурная съемка. Этот метод получил в дальнейшем широкое применение при проведении геологосъемочных работ в Урало-Поволжье. С 1931 г. в Поволжье в небольшом объеме проводятся буровые работы, в результате получен интересный геологический материал и обнаружены нефтепроявления в отложениях нижнепермского, каменноугольного, а затем и девонского возраста.

В 1937 г. были открыты первые в Поволжье крупные месторождения нефти в Сызрани и Яблоновом Овраге в отложениях нижнекаменноугольного возраста. В том же году получен газонефтяной фонтан из отложений верхнепермского возраста в Бугуруслане и открыта промышленная нефть в нижнекаменноугольных отложениях в Туймазах. В период, предшествовавший открытию промышленных залежей нефти в Поволжье, и в первые годы после открытия исследования с целью поисков нефти проводили Я. С. Никитин, П. С. Чернов, А. М. Мельников, И. И. Щербаков, М. Ф. Мартьев, Е. И. Тихвинская, К. Р. Чепиков и др. Структурно-геологической съемкой на различных участках рассматриваемой территории занимались несколько позднее Е. Н. Ларионова, Г. П. Игнатович, Н. Н. Форш, О. М. Мануйленко, В. И. Монакин, М. В. Мальцев, Т. Н. Гуляева, В. К. Соловьев, В. В. Болховский, Г. И. Блом, Н. Т. Сазонов, О. В. Флерова, П. С. Хохлов, И. А. Ким и многие другие. Палеонтологическое изучение кернов первых глубоких скважин Поволжья проводили Д. М. Раузер-Черноусова, В. Н. Крестовников, С. В. Семихатова и др. Фауну верхнепермских отложений изучала М. Е. Мирчинк. Разработку вопросов промысловой геологии применительно к условиям новой нефтеносной области выполняли В. М. Бутров, С. Н. Шангин, А. И. Маренин, Г. И. Рыжов, И. Я. Фурман и др.

В период Великой Отечественной войны перед геологами была поставлена важнейшая народнохозяйственная задача — расширение минеральносырьевой базы на востоке Русской платформы. Для решения этой задачи прежде всего были усилены поисковые и разведочные работы на нефть в районах Урало-Волжской нефтеносной области. Кроме бурения разведочных скважин, в большом объеме ведутся геологические съемки различных масштабов, геофизические исследования и структурное бурение.

Структурно-геологическими съемками для выяснения перспектив нефтеносности отдельных регионов территории и поисками локальных структур занимались геологи Средне-Волжского, Нижне-Волжского, Татарского и Московского геологоразведочных трестов, Горьковского и Куйбышевского геологических управлений, треста «Куйбышевнефтегазразведка», объединения «Пермнефть», Нефтяного геологоразведочного института и его московского филиала, различных институтов АН СССР и других организаций. Объектами картирования являлись в основном зоны поднятий Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов, а также районы Саратовских, Керенско-Чембарских, Сурско-Мокшинских и Вятских дислокаций.

Геофизические работы в 1941—1944 гг. проводились Средне-Волжским отделением Государственного Союзного геофизического треста и Московским геологическим трестом.

Маршрутной магнитометрической съемкой были покрыты значительные площади в Пензенской, Саратовской, Ульяновской областях и в Мордовской АССР (Г. И. Круглякова, И. Л. Ташкинов), а для выявления и оконтуривания локальных структур в юго-восточных районах Татарской АССР и в Куйбышевской области был применен метод вертикального электрического зондирования (И. И. Крейнс, В. В. Мазюк и З. Н. Курсакова). Кроме того, в западной части Жигулевских дислокаций проведена гравиметрическая съемка (Б. А. Райхер).

Крупным успехом разведочных работ явилось открытие в 1943 г. на Самарской Луке Зольненского нефтяного месторождения в отложениях нижнекаменноугольного возраста. В 1944 г. на Яблоновоовражном месторождении впервые в районах Второго Баку был получен мощный фонтан девонской нефти. На территории Татарской АССР промышленная нефть из карбона получена на Шугуровской и Аксубаевской площадях и начата разведка девонских отложений на Шугуровском поднятии. В 1946 г. получена девонская нефть в Бавлах. В 1942 г. в Саратовской области открыто Елшанское месторождение газа и установлен нефтегазоносный район Волго-Уральской области. Широко развернувшиеся с этого года поисковые и разведочные работы в зоне Саратовских дислокаций увенчались открытием на целом ряде поднятий промышленных залежей нефти и газа в отложениях среднего и нижнего карбона.

В конце Отечественной войны начаты первые буровые работы по поискам нефти и газа в Горьковском Поволжье. Первая структурно-поисковая скважина до кристаллического фундамента заложена в районе г. Горького.

Помимо поисковых и разведочных работ на нефть, за годы войны был выполнен большой объем разнохарактерных геологоразведочных и гидрогеологических работ, направленных на решение практических задач; дана окончательная оценка Северо-Вятских железорудных месторождений Кировской области (В. В. Аскасинский, Г. Н. Залесская, А. П. Капустин, С. Е. Якубович и др.) и приокских железных руд; в Горьковской области разведано несколько месторождений тугоплавких глин; производились поиски и разведка месторождений горючих сланцев; разведывались флюсовые известняки и формовочные земли, бурились скважины на рассол в городах Горьком и Балахне.

В 1941 г. в долинах Свияги, Суры и других рек правобережья Волги были проведены маршрутные геолого-гидрогеологические исследования для изыскания источников водоснабжения и изучения инженерно-геологических условий. Параллельно с этим, в основном с целью изыскания источников водоснабжения для промышленных предприятий, проводились геолого-гидрогеологические съемки. Большой объем спе-

циальных инженерно-геологических и детальных геолого-гидрогеологических изысканий был выполнен в районе Горьковского гидроузла и в районе проектируемой Нижне-Камской ГЭС в связи с проблемой Большой Волги.

Обобщение накопленного большого геологического и гидрогеологического фактического материала позволило составить ряд гидрогеологических карт разных масштабов для всей рассматриваемой территории, и к концу 1945 г. составление таких карт завершено Горьковским геологическим управлением по территориям одиннадцати северных областей и республик.

Значительный размах геологосъемочных работ, нарастающие темпы нефтепоискового бурения и открытие газонефтеносных районов поставили перед научно-исследовательскими и производственными организациями задачу обобщения имеющихся геологических материалов для установления закономерностей геологического строения территории и направления нефтеразведочных работ. Опубликовывается ряд работ по стратиграфии и палеогеографии четвертичных отложений Прикаспийской низменности (Жуков, 1945), мезозойских и кайнозойских отложений Пензенско-Саратовского Поволжья (В. И. Носаль, 1943 г.; Кузнецов и Горн, 1945; Л. Д. Дайн и В. Ф. Козырева, 1942 г.) и Самарской Луки (Е. В. Быкова, 1945 г.).

Детальная литологическая характеристика татарских отложений Горьковского и Среднего Поволжья, вопросы их корреляции и стратиграфического расчленения освещались Е. И. Тихвинской, Н. Н. Форшем, К. Р. Чепиковым, В. И. Логиновой, Ю. В. Сементовским, А. А. Бакировым и др. Ими также детально изучались стратиграфия и литология казанских, уфимских и кунгурских отложений.

Значительные уточнения были внесены в стратиграфию сакмаро-артинских и каменноугольных отложений. В изучении каменноугольных отложений Среднего Поволжья принимали участие Н. Н. Соколова, Т. И. Шлыкова, С. И. Новожилова, А. И. Зотова, Г. С. Порфирьев и др.

1941—1945 гг. можно считать началом систематического изучения девонских отложений, вскрытых рядом глубоких скважин. Исследования проводили геологи Н. Н. Тихонович, М. А. Кирсанова, В. М. Сенюков, В. П. Бархатова, М. Г. Кондратьева и В. Т. Тихий и др.

Изучением тектоники всей Волго-Уральской нефтеносной области или отдельных ее районов занимались А. А. Борисов, И. В. Бочков и др. (1941 г.), В. В. Белоусов (1944), П. Е. Оффман (1945) и др. Результаты работ по изучению тектоники Татарии нашли отражение на карте Татарской АССР по кровле нижнеказанского подъяруса, составленной в 1941 г. А. М. Мельниковым.

После 1945 г. в пределах описываемой территории в еще более широком объеме развернулось бурение поисковых и разведочных скважин на нефть; бурились специальные глубокие опорные скважины (рис. 2, табл. 1), в ряде районов широко применялось колонковое бурение. В конце 40-х и особенно в 50-е годы был открыт ряд новых нефтяных залежей в отложениях девона и карбона и в разработку переданы новые нефтеносные площади. В Татарской АССР в поисковую разведку были введены Ромашкинско-Миннибаевская, Азнакаевская и Акташская площади, в результате чего выявлено Ромашкинское нефтяное месторождение. Ряд нефтяных залежей обнаружен на юго-западном склоне восточной части Татарского свода. В Вятско-Камском районе открыты Бондюжское, Елабужское и Горкинское месторождения.

В Куйбышевской области, в Сергиевском и Чапаевском районах, были открыты первые нефтяные месторождения. В 1950 г. на Самар-

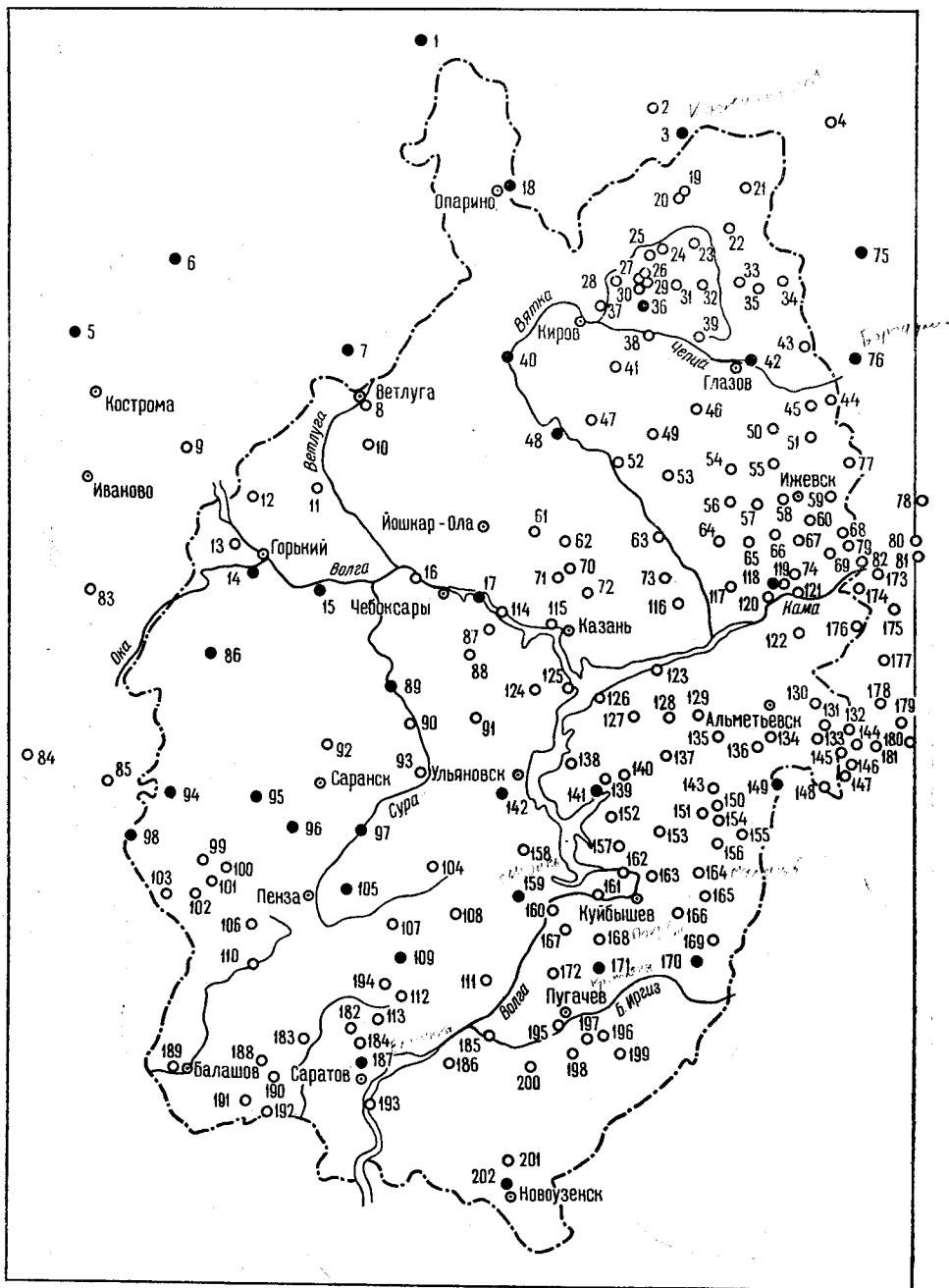


Рис. 2. Карта расположения глубоких скважин (опорные скважины показаны черным кружочком)

Таблица 1

Перечень скважин, приведенных на рис. 2

№ п/п	Название скважины	Глубина, м	Возраст пород на забое	№ п/п	Название скважины	Глубина, м	Возраст пород на забое
1	Котласская опорная	2569,80	Pt ₃	56	Вавожская (Нылга)		
2	Гривинская	1966,00	A	12		1773,20	A
3	Кажимская опорная	2691,00	Pt ₃	57	Нылгинская 7	1840,00	A (Pt ₁ ?)
4	Гайнинская 7	2135,00	A	58	Постолская 14	1986,00	Pt ₃
5	Любимская опорная	2100,00	Ордовик	59	Гремихинская 81	2178,30	"
6	Солигаличская опорная	2100,00	Pt ₃	60	Бурановская 1	2144,00	"
7	Шарьинская опорная	2604,80	A	61	Ронгинская 1	2093,00	A (Pt ₁ ?)
8	Велужская 1	2366,00	A	62	Шургинская 1	2139,00	"
9	Решминская	2786,00	"	63	Малмыжская 6	1645,00	"
10	Уреньская 2	2044,00	D ₂ gv	64	Кокарская 52	2446,00	Pt ₃
11	Сухобезводнинская 1	1062,30	C ₁	65	Можгинская 11	1838,00	A
12	Тонкинская	792,00	A	66	Акаршурская 2	1896,00	"
13	Балахнинская 1	1774,60	"	67	Яганская 1	2144,50	Pt ₃
14	Горьковская опорная 2	1713,00	"	68	Сарапульская 5	1967,00	"
15	Лысковская опорная	1531,87	"	69	Киянская 1	1930,00	"
16	Сундырская 1	1690,00	"	70	Казакларская 4	1989,00	A
17	Марпосадская опорная	1814,80	A—Pt ₁ (?)	71	Янга-Аульская 2	1976,00	Pt ₁
18	Опаринская опорная	2237,15	Pt ₃	72	Красновская 1	1727,00	A
19	Гавриловская 17	1650,00	D ₂ gv	73	Кукморская 4	1605,00	"
20	Гавриловская 31	1565,00	A—Pt ₁ ?	74	Варзи-Ятчинская 7	1868,60	"
21	Лойненская 14	1766,00	Pt ₁ ?	75	Кудымкарская опорная	3060,00	"
22	Кирсинская 15	1938,00	A (Pt ₁)	76	Бородулинская	3212,00	Pt ₃
23	Вороньинская 12	1822,00	D ₂ gv	77	Евсинская 19	2327,00	"
24	Сабельцевская 27	2140,00	A	78	Орбашская 82	4037,00	"
25	Иванцовская 24	1961,00	Pt ₃	79	Тарасовская 29	2053,90	"
26	Сырьянская 6	2519,00	D ₂ gv	80	Орбашская 12	2300,00	"
27	Сырьянская 16	2049,00	A	81	Гожанская 23	2522,00	"
28	Шестаковская 2	2258,00	D ₂ gv	82	Вятская 24	2072,00	"
29	Сырьянская 20	2063,00	Pt ₃	83	Непейдинская 2	1662,00	A
30	Кинчинская 18	2728,00	A	84	Мосоловская опорная	1665,00	Pt ₃
31	Климковская 3	1963,00	D ₂ gv	85	Ковернинская 1	2444,00	"
32	Черно-Холуницкая 4	2039,00	Pt ₃	86	Алатырская опорная	1370,00	A
33	Зиминская 5	2208,00	A (Pt ₁)	87	Урмарская 1	1713,00	Pt ₁
34	Афанасьевская 6	2522,00	Pt?	88	Канашская 6	1639,00	Pt ₁ ?
35	Неопольская 1	2311,90	Pt ₃	89	Порецкая опорная	1455,00	A
36	Лимоновская 1	2268,00	A	90	Алатырская 2	1490,00	"
37	Шихово-Чепецкая 3	2483,00	D ₂ gv	91	Карлинская 2	1708,00	"
38	Рехинская 9	2185,00	A	92	Ладская 1	1053,60	D ₃ Ir ₁
39	Фаленкинская 10	2047,00	A (Pt ₁ ?)	93	Стрелецкая	1670,00	A
40	Котельничская опорная	1922,00	A (Pt?)	94	Зубово-Полянская опорная	1536,20	"
41	Вожгальская 1	2137,60	A (Pt ₁)	95	Токмовская опорная	954,40	"
42	Глазовская опорная	2254,00	D ₃ pch	96	Иссинская опорная	1097,05	"
43	Кулигинская 21	2783,70	A	97	Прудовская опорная	1559,00	"
44	Дебесская 85	2117,5	Pt ₃	98	Морсовская опорная	1754,00	Pt ₃
45	Игринская (Зура) 18	2423,00	D ₃ pch	99	Красно-Озерская 4	1820,00	A
46	Унинская 3	2025,00	Pt ₃	100	Веденяинская 1	1620,00	"
47	Чигиренская 3	2162,50	Pt ₃	101	Воронская 10	1728,00	"
48	Советская опорная	2361,00	Pt ₁₋₂	102	Пачелмская	1775,00	"
49	Колобовская 2	1896,00	Pt ₃	103	Пересыпкинская 6	2100,00	Pt ₃
50	Сектырская 15	2200,70	A—Pt ₁ ?	104	Качимская 1	1933,00	A
51	Киенгопская 1	3207,00	Pt ₁ ?	105	Юлово-Ишимская опорная	1630,00	A, Pt ₂₋₃
52	Аркульская 1	1881,00	Pt ₃	106	Липягинская 1	1539,50	Pt ₃
53	Ломокская 6	1734,00	A	107	Верхоzimская 6	1951,00	A
54	Сюровайская 5	1904,60	"	108	Барановская 4	1887,00	"
55	Нылгинская (Торфострой) 4	2194,00	"	109	Кикинская опорная	1956,80	A—Pt ₁
			Pt ₃	110	Сердобская 2	2238,00	Pt ₃
				111	Дубово-Гайская 1	1870,00	"

Продолж. табл. 1

№ п/п	Название скважины	Глубина, м	Возраст пород на забое	№ п/п	Название скважины	Глубина, м	Возраст пород на забое
112	Казанлинская 7	2661,00	A	156	Орлянская 1	2530,00	A
113	Тепловская 1	1945,00	D ₁ ?	157	Узюковская 1	2536,00	"
114	Козловская 5	1820,00	A	158	Борлинская 1	1950,00	"
115	Верхне-Услонская 2	1820,00	"	159	Сызранская опорная	2293,00	"
116	Кабык-Куперская 2	1680,00	"	160	Обшаровская 2	1736,00	"
117	Граховская 19	1682,00	"	161	Аскульнская	2253,00	"
118	Голошурминская опорная	1645,00	"	162	Зольноовражная 14	2270,00	"
119	Казаковская 7	1759,00	"	163	Чубовская 2	2914,00	"
120	Бондюжская 104	1713,4	"	164	Мухановская 410	2902,60	"
121	Азеве-Салаушская 1	2113,00	Pt ₃	165	Малышевская 1	3240,00	"
122	Тлянчи-Тамакская 405	1839,00	Pt ₁₋₂	166	Спиридоновская 3	3083,00	"
123	Чистопольская 8	1870,00	A	167	Натальинская 1	1929,00	"
124	Улеминская 2	1946,40	"	168	Покровская 91	2486,00	"
125	Камско-Устьянская 3	1936,35	"	169	Кулеповская 104	3465,00	"
126	Пичкасская 2	2164,00	Pt ₃	170	Ореховская опорная	3792,00	"
127	Алькеевская 22	2373,00	A	171	Краснополянская опорная	2660,90	"
128	Аксубаевская 5	1997,00	"	172	Хворостянская 4	2099,00	"
129	Ново-Ибрайкинская 10	1780,00	"	173	Арланская 7	1956,00	Pt ₃
130	Азнакаевская 13	1773,00	"	174	Саузбашевская 2	2940,00	"
131	Уральская 4-р	1770,00	"	175	Ново-Хазиновская 7	2020,00	"
132	Туймазинская 396	1952,00	"	176	Мензелино-Актанышская 48	1869,00	"
133	Крым-Сарайская 1	1822,00	"	177	Ик-Базанская 19	1867,00	"
134	Ромашкинская 3	1910,00	"	178	Михайловская 5	1917,00	A
135	Черемшанская 1	1854,00	"	179	Копей-Кубовская 3	2296,00	Pt ₃
136	Шугуровская 7	1828,00	"	180	Ленинская 3	2034,00	"
137	Нурлатская 3	2062,00	"	181	Балтаевская 6	2441,00	"
138	Новиковская 5	2074,00	"	182	Сокурская 8	2336,00	D ₁ ?
139	Гининская 3	2254,00	"	183	Аткарская 6	2334,00	A—Pt ₁
140	Усть-Черемшанская 3	2165,00	"	184	Малиновоовражная	2388,00	A
141	Мелекесская опорная	2207,00	"	185	Балаковская 36	1233,60	D ₁
142	Ульяновская опорная	1951,00	"	186	Фурмановская 1	2483,00	D ₂ gv
143	Чесноковская 10	2498,00	Pt ₃	187	Елшанская опорная	2853,00	A
144	Серафимовская 65	2712,00	"	188	Шалинская 3	2810,00	D ₂ ef
145	Леонидовская 352	2086,00	A	189	Балашовская 1	1326,00	Pt ₁₋₂
146	Леонидовская 495	2935,00	"	190	Баландинская 3	2206,00	D ₃ lr
147	Бавлинская 20	2440,00	"	191	Голицинская 1	2243,00	D ₂ gv
148	Бавлинская 16	2271,00	"	192	Кленовская 5	2859,00	A
149	Байтуганская опорная	2250,00	"	193	Квасниковская 7	2682,00	D ₂ gv
150	Радаевская 2	2778,00	Pt ₃	194	Гусихинская	2003,00	Pt ₁
151	Боровская 3	2507,00	"	195	Пугачевская 10	2206,00	Pt ₃
152	Филипповская 1	2366,00	A	196	Рахмановская 18	2176,70	A
153	Горькововражная 23	2840,00	Pt ₃	197	Вешняковская 2	2143,00	"
154	Якушкинская 3	2996,00	"	198	Клиновская 2	2465,00	"
155	Сосновская 121	3451,00	"	199	Ново-Порубежская 22	2736,00	"
				200	Марьевская 2	2424,00	D ₂ gv
				201	Куриловская	3477,00	P ₁ kg
				202	Новоузенская опорная	2986,00	J ₂

Примечание. Возраст пород на забое указан по материалам авторов раздела „Стратиграфия“, с учетом данных А. И. Педашенко и Л. А. Варданыца.

ской Луке открыто Жигулевское нефтяное месторождение в девоне, а в 1952 г. — богатые залежи нефти в угленосной свите нижнего карбона на месторождении Муханово; в 1955 г. здесь была получена девонская нефть. На востоке Пензенской и в южной части Ульяновской областей на многих структурах открыты нефтяные залежи в отложениях угленосной свиты нижнего карбона.

В Саратовской области были значительно увеличены разведанные запасы газа на крупном Елшано-Курдюмском месторождении, где в 1946 г., кроме того, получена нефть из угленосной свиты карбона, а в 1948 г. открыта девонская нефть. Новые газонефтяные месторождения были открыты не только в правобережной части Саратовской области, но и в левобережной.

В северных районах территории глубокое разведочное бурение проводилось на Марпосадской и Урмарской площадях в Чувашской АССР, в Сундыре Марийской АССР и на Балахнинской площади в Горьковской области, но, к сожалению, не дало положительных результатов. Структурно-картировочное бурение в эти годы было широко развернуто в районах Токмовского свода и Вятского вала. В северо-восточной части территории, в Удмуртской АССР, было выявлено первое нефтяное месторождение — Вятское.

Одновременно с бурением в различных районах территории проводились геологические, геофизические, гидрогеологические и другие исследования, в которых принимали участие многочисленные коллективы различных геологических учреждений.

К началу 60-х годов большая по площади южная часть территории — Саратовская, Куйбышевская, Ульяновская, Пензенская области и Татарская АССР — и около 60—75% территории Удмуртии, Марийской, Мордовской и Чувашской республик почти полностью были покрыты средне- и крупномасштабными геологическими съемками и лишь северные районы Кировской области — мелкомасштабной съемкой.

Большой объем геологосъемочных работ был проведен Средне-Волжским геологическим управлением в Кировской и Горьковской областях, Удмуртской, Марийской и Чувашской автономных республиках (Л. С. Иконникова, А. Н. Вертэ, А. Д. Клещев, А. П. Капустин, В. И. Горелова, Б. В. Селивановский, Г. И. Блом, В. И. Игнатъев, Г. К. Крылов, М. Г. Солодухо, З. М. Воронина, Н. Е. Макаров, В. Ф. Табачков, А. М. Клеванский, С. Г. Дубейковский, А. А. Котов, Е. И. Уланов и др.). На территории Татарской АССР съемочные работы проводились Казанской геологопоисковой группой «Татгеолтреста» (Е. А. Кржечковская, К. Х. Бакиров, М. П. Верясова и многие другие). На юге Удмуртии они выполнялись трестом «Пермьнефтеразведка» (Г. И. Николаев, К. И. Терехов и др.). Большие площади в эти годы были покрыты структурной съемкой сотрудниками ВНИГНИ (С. К. Нечитайло и др.).

На территории Ульяновско-Куйбышевского и Саратовского Поволжья и западных районов рассматриваемой территории в геологосъемочных работах принимали участие В. В. Буцура, М. П. Быстрицкая, В. Я. Дорохов, А. В. Мишин, Н. С. Морозов, Н. М. Сошественская, В. И. Курлаев, М. Б. Эздрин, О. В. Флерова, А. М. Сычева-Михайлова, В. П. Веденин, П. Г. Суворов, П. С. Хохлов, Д. К. Андреев, Е. С. Ташнова, Р. Г. Сульдина, В. И. Рачитский и многие другие, а в районах Заволжья С. И. Новожилова, П. С. Чернов, Н. С. Успенская, А. П. Мурылева, К. А. Карпов и др.

Все эти работы дали большой и ценный материал по строению и условиям залегания развитых здесь образований верхней перми, нижнего триаса, юрских, меловых и четвертичных отложений и выявили ряд хорошо выраженных локальных поднятий, представляющих интерес для поисков нефти.

Большой фактический материал по геологическому строению описываемой территории накоплен также в результате проведения гидрогеологических и инженерно-геологических исследований. Это прежде

всего среднемасштабные гидрогеологические съемки, выполненные в районах строительства Горьковского, Куйбышевского, Саратовского и проектируемого Чебоксарского гидроузлов. Комплекс изысканий позволил по-новому осветить строение долины Волги не только в плейстоценовое, но и в неогеновое время.

Значительное место в исследовании описываемой территории Поволжья и Заволжья занимают также работы по разведке крупных месторождений строительных материалов. В 1946 г. разведано Алексеевское месторождение мела в Мордовской АССР, являющееся сырьевой базой для цементной промышленности, в последующие годы — Сюкеевское месторождение гипса и группа месторождений цементного сырья в Татарской АССР. Для обеспечения запасами строительного камня Куйбышевгидрострой детально разведаны Яблоновское и Шарьинское месторождения и группа Сокских месторождений карбонатных пород в районах, прилегающих к г. Куйбышеву. Вблизи г. Казани изучено крупное Белянкинское месторождение известняков и доломитов. В 1957—1959 гг. в Горьковской области разведано Павловское месторождение гипса, явившееся крупной сырьевой базой для алебастрового завода, а также Береснятское месторождение цементного сырья в Кировской области.

Из геофизических исследований следует указать на начатую с 1951 г. планомерную площадную гравиметрическую съемку. На отдельных участках продолжались наземные магнитные съемки, а в 1955 г. Волго-Уральская область была покрыта мелкомасштабной аэромагнитной съемкой. В комплексе с опорным бурением эти работы позволили провести геотектоническое районирование территории и построить схематические структурные карты кристаллического фундамента для изученных участков. Основной объем электроразведочных работ проводился для решения структурных задач. Большая часть их выполнялась методом вертикального электрического зондирования (ВЭЗ) по региональным профилям. В отдельных частях территории проводились глубинные ВЭЗ для изучения кристаллического фундамента.

Обзор геологической литературы, вышедший в свет после 1944 г., свидетельствует о том, что наряду с работами, в которых более детально и углубленно разработаны многие вопросы стратиграфии, тектоники, фациального анализа и нефтеносности девонских, каменноугольных, пермских и мезозойских пород, появляется все больше работ, в которых освещается строение додевонских пород и кристаллического фундамента Русской платформы. Большое внимание к изучению этих древних образований со стороны исследователей очень многих геологических учреждений — новая и важная особенность геологических исследований послевоенных лет. Характерно для описываемого периода и то, что многие из опубликованных работ имеют характер крупных монографий, обобщений, сводок по различным вопросам геологического строения территории Поволжья и Прикамья; в ряде работ освещаются результаты применения новых методик исследования.

Следует отметить также как специфическую черту геологических исследований послевоенного периода большую работу по выработке унифицированных стратиграфических схем, ставших необходимостью для корреляции огромного фактического материала. Унифицированные схемы были составлены, а в дальнейшем дополнены и уточнены для верхнепротерозойских, девонских, каменноугольных, пермских и мезозойских отложений Русской платформы, а также для палеогена и неогена. Решения совещаний по выработке унифицированных схем были опубликованы в печати (1950, 1951, 1955, 1960, 1962, 1964).

С 1945 по 1965 г. накопилось много работ по стратиграфии мезокайнозойских, палеозойских и докембрийских образований, участвующих в строении рассматриваемой территории.

Четвертичные отложения Средней Волги описаны Л. Д. Шарыгиной (1948 г.), А. И. Котовой (1951 г.), А. И. Москвитиным (1954, 1962 и др.), а долины Волги между Горьким и Казанью — Т. П. Афанасьевым (1948₂), Б. В. Селивановским (1951) и В. А. Поляниным (1950). Плиоцен Татарии изучался А. В. Миртовой (1939, 1941) и Н. В. Кирсановым (1948, 1952 г.), а осадки этого возраста, развитые по рекам Каме, Вятке и Белой, описаны А. И. Башлевым (1961 г.).

Палеогеновым отложениям Поволжья посвящены работы А. М. Сычевой-Михайловой (1954), В. П. Семенова (1954, 1960), Г. И. Блома (1960₃), Г. П. Леонова (1960, 1961, 1962), Е. В. Чибриковой и др.

Мезозойские отложения южных районов в течение нескольких лет исследовались В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1951, 1955 и др.). В 1947 г. ею опубликована крупная монография по стратиграфии юрских отложений Нижнего Поволжья, а в более поздние годы — ряд статей о маркирующих горизонтах юры, мела и палеогена Саратовского Поволжья и о других вопросах. В 1947 г. издан Атлас руководящих форм ископаемых фаун мезозоя и палеогена Саратовского Поволжья (Камышева-Елпатьевская, Иванова, 1947). Изучением фауны аммонитов того же региона занимались Е. А. Троицкая, А. Н. Иванова, Т. Н. Хабарова (1953 г.), В. П. Николаева (1959 г.).

Фораминиферы юры юго-востока Русской платформы изучались Л. Г. Дайн (1954 г.) и В. Ф. Козыревой, а юры и мела площадей Саратовской области — А. М. Кузнецовой (1951, 1955 гг.) и Т. Н. Хабаровой. Юрским и меловым отложениям Ульяновского Поволжья были посвящены исследования Е. С. Черновой (1951) и Т. Л. Дервиз (Дервиз и др., 1959). Стратиграфическое значение юрских фораминифер в разрезах Самарской Луки освещено в работе В. Б. Быковой (1948).

Стратиграфия юрских и меловых отложений северных районов изучалась Г. И. Бломом (1951, 1955_{1,2}), установившим наличие среднеюрских отложений в междуречье Волги и Оки и доказавшим присутствии верхневолжских отложений к востоку от г. Горького. Им же в бассейне Кобры впервые на севере Русской платформы были установлены залегающие *in situ* фаунистически охарактеризованные отложения аптского яруса.

Ряд работ по юрским отложениям рассматриваемой территории опубликован Н. Т. Сазоновым (1953, 1958).

Отложениями мела Саратовского Поволжья в течение многих лет занимался Н. С. Морозов (1951_{1,2}, 1952—1961 гг.). Т. Л. Дервиз в соавторстве с В. Я. Дороховым, Е. И. Денисенковой, А. И. Ивановой, Т. Н. Хабаровой (Дервиз, и др., 1959) опубликовано монографическое описание юрских и меловых отложений Волго-Уральской области.

По стратиграфии триасовых отложений следует отметить исследования Т. Л. Дервиз, Н. Е. Фроловой и П. С. Любимовой, давших в 1951—1953 гг. фаунистическую характеристику нижнего триаса Куйбышевского Заволжья, а также исследования Г. И. Блома и В. И. Игнатьева (1952, 1954 гг., 1955), внесших значительный вклад в обоснование стратиграфических подразделений нижнего триаса и нижележащих отложений татарского яруса Волго-Камского междуречья. Некоторые уточнения по стратиграфии триасовых отложений отдельных регионов Поволжья и Прикамья имеются в работах Е. М. Люткевича, Д. Л. Фрухт, В. А. Горошковой и др.

Весьма интересные данные для палеонтологического обоснования границы между пермской и триасовой системами и фаунистической характеристики отдельных стратиграфических горизонтов татарских и триасовых отложений опубликованы в работах И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова (1955), Н. И. Новожилова (1955 г.), Л. П. Татарина (1961 г.), М. А. Шишкина (1960) и др.

Вопросами детального расчленения и фациальной изменчивости верхнепермских отложений Куйбышевского Заволжья, Казанского, Чебоксарского, Горьковского Поволжья, бассейнов рек Вятки и Северной Двины занимались многие исследователи: И. А. Ким (1945 г.), К. Р. Чепиков (1946, 1948), А. Н. Мазарович (1946, 1952 и др.), Е. И. Тихвинская и Н. П. Герасимов (1946 г.), Б. В. Селивановский (1947 г., 1953 г.), Л. М. Миропольский (1947, 1948, 1950), А. А. Бакиров (1948, 1949), Н. Н. Форш (1948—1961 гг.), В. И. Рачитский (1948—1958 гг.), Е. И. Тихвинская (1948, 1952 и др.), В. И. Игнатьев (1957, 1962_{1, 2}, 1963 и др.), А. Н. Мазарович и В. В. Фениксова (1949), В. А. Чердынцев (1951 г.), Е. М. Люткевич (1951), В. А. Чердынцев и М. Г. Солодухо (1951), В. В. Фениксова (1953), Г. И. Блом (1952, 1955, 1960_{1, 2}), А. К. Гусев (1954), Т. В. Макарова (1956, 1957, 1959), З. И. Бороздина (1958, 1959, и др.), В. К. Соловьев (1956), С. М. Аронова и др.

Фауну остракод верхнепермских отложений изучали Н. П. Кашеярова (1945 г.) и З. Д. Белоусова (1953 г.).

Отдельные вопросы стратиграфии нижней перми разбирались Г. И. Теодоровичем (1945 г.), Д. М. Раузер-Черноусовой (1945, 1946 гг.), В. Е. Ружнецевым (1947, 1950, 1954), Г. С. Порфирьевым (1951, 1963), Д. Л. Степановым (1951 г., 1954), Д. М. Раузер-Черноусовой и С. Ф. Щербович (1954 г.), Н. Д. Кованько (1957), И. Н. Тихвинским (1959₁₋₆, 1962_{1, 2} и др.) и др.

Описание нижнепермских отложений Татарии, Куйбышевского и Горьковского Поволжья и Кировской области дано Г. С. Порфирьевым, М. П. Верясовой, Ф. С. Мильковским, Л. М. Миропольским, В. В. Рыбаковым и И. А. Луньяк, В. К. Соловьевым, А. К. Молдавской и А. П. Капустиным, Т. В. Макаровой, С. К. Нечитайло и др.

К концу 40-х годов накопился большой материал по стратиграфии каменноугольных отложений, вскрытых многочисленными скважинами опорного и разведочного бурения. Для расчленения и литолого-фациальной характеристики их представляют большой интерес результаты работ А. П. Туняка, Т. Н. Кондратьевой, А. К. Молдавской, А. П. Капустина, В. К. Соловьева, В. И. Гореловой, Н. С. Ильиной, Е. Н. Ларионовой, И. Н. Далматской, С. В. Доброхотовой, М. Г. Кондратьевой, Е. И. Черновой, Т. Н. Федотовой, Ф. Ф. Рыбакова, М. И. Фадеева, Б. А. Елисеева, А. И. Зотовой, В. Н. Тихого, М. П. Верясовой, М. Л. Килигиной, Л. М. Елиной, В. М. Бузиновой и др.

Начиная с 1947 г., выходят в свет статьи, сводки и крупные монографии по отдельным вопросам стратиграфии, палеонтологии, литолого-фациальных и палеогеографических построений. Так, сводками по литологии, стратиграфии и фациям верхнего карбона являются работы Г. И. Теодоровича (1949, 1950) и др. Д. М. Раузер-Черноусовой (1950—1951 гг.) с сотрудниками разрабатывается детальная стратиграфическая схема средне- и верхнекаменноугольных отложений на основе фауны фораминифер для всей Русской платформы.

В работах Л. М. Бириной (1949, 2, 1953₁), Н. С. Ильиной (1953, 1954), М. С. Швецова (1954) обобщены материалы по стратиграфии нижнего карбона центральных районов Русской платформы. О баш-

кирском ярусе в Поволжье опубликованы статьи Д. М. Раузер-Черноусовой (1949), С. В. Семихатовой (1952 г., 1953_{1, 2}), Г. И. Теодоровича (1954), Е. А. Рейтлингер (1954), Л. Я. Степанова и др.

Большое значение для познания строения отложений карбона центральных районов Русской платформы и Волго-Уральской области в целом имеют работы Н. С. Ильиной (1951), В. М. Познера (1957 г.), С. В. Семихатовой (1958_{1, 2}, 1959), Л. М. Елиной и др.

В различные годы карбон Татарии изучали А. М. Мельников (1946 г.), Г. С. Порфирьев (1949 г., 1951), А. В. Никулин (1957); Ю. И. Кузнецов (1960), В. И. Крупин, М. Л. Килигина, А. К. Шельнова и В. Г. Халымбаджа (1961), А. Р. Кинзиков и др. По карбону Среднего Поволжья и Заволжья заслуживают внимания работы Т. И. Шлыковой (1948 и др.), Г. И. Теодоровича, Р. О. Хачатряна, Н. Н. Соколовой (1958) и других; по Пермскому Прикамью — А. А. Апродовой (1958 г.), Д. М. Раузер-Черноусовой (1961) и др.

Карбон Саратовской области исследовали В. Н. Тихий (1944, 1947_{1, 2}), С. И. Савинов (1947, 1951), Г. Е. Леонтович (1948 г.), Г. С. Карпов (1951, 1953) и многие другие. Вопросы, касающиеся строения терригенных отложений Камско-Кинельской впадины, границы девона и карбона, положения намюрского яруса и верхней границы карбона в Поволжье, рассматривались В. М. Познер (1956, 1959), А. И. Клещевым, В. А. Кировым, В. В. Петропавловским (1957), М. И. Фадеевым (1958, 1959_{1, 2} и др.), Г. Д. Киреевой и И. И. Далматской (1960), В. А. Лобовым (1960 г.), М. М. Грачевским (1962 г.), О. А. Липиной (1962), М. Ф. Мирчинком, Р. О. Хачатряном, О. М. Мкртчяном (1962), Д. М. Раузер-Черноусовой (1962_{1, 2}), Т. И. Федоровой (1962₂) и многими другими.

Брахиоподы карбона изучались Ю. И. Кузнецовым (1961 г.), а фораминиферы карбона Волго-Уральской области — О. А. Липиной (1955) и Е. И. Черновой.

Девонские отложения, в которых были открыты богатейшие залежи нефти Второго Баку, естественно привлекали и привлекают внимание многих исследователей.

К концу 40-х годов накопился большой материал по детальному стратиграфическому расчленению и литологическому составу девонских отложений отдельных районов Волго-Уральской области (Е. Н. Ларионова и П. А. Софроницкий, 1947 г.; Елисеев, 1947; Теодорович, 1949; Филиппова, 1949; Пистрак, 1950_{1, 2}; Г. П. Баранова, Л. Ф. Солонцов и др.).

Новые данные по основным разрезам девона Волго-Уральской области помещены в сборнике докладов ВНИГРИ «Девон Русской платформы», изданном в 1953 г., а также в сводке под редакцией С. К. Нечитайло (1957). Обобщение данных по девону для значительной части Русской платформы произведено М. М. Толстихиной (1952). Вопросами литологии и палеогеографии девонских отложений занимались Р. М. Пистрак (1950), Н. Н. Тихонович (1951), М. Ф. Филиппова (1951 г.), С. Г. Саркисян и Г. И. Теодорович (1951 г., 1955), Л. М. Бирнина (1957), П. П. Авдусин, М. А. Цветкова, М. Г. Кондратьева (1955), Г. Л. Миропольская (1954 и др.) и др. Брахиоподы девона были описаны Б. П. Марковским (1953), Г. П. Батановой (1955 г.), А. К. Крыловой (1955 г.), Т. Н. Федотовой (1955 г.), С. С. Эллерном (1955 г.), А. И. Ляшенко (1959) и др. Остракоды живетского яруса Русской платформы изучались Е. Н. Поленовой (1952 г.), гониатиты и тентакулиты Г. П. Ляшенко (1954, 1957 гг.), а спорово-пыльцевые комплексы из этих отложений описаны С. Н. Наумовой (1953).

Ценные материалы по девону Волго-Уральской области имеются в работах С. И. Новожиловой (1956 г.), В. Н. Тихого (1957), Л. З. Егоровой (1958), В. А. Балаева (1961), В. Н. Крестовникова, Г. П. Батановой, Е. Е. Иванова, А. К. Шельновой и многих других.

Стратиграфию и литологию додевонских, в основном верхнепротерозойских, отложений Русской платформы изучали М. Г. Кондратьева и И. И. Енгуразов (1951 и др.), Р. М. Пистрак (1951 г., 1953), Е. Н. Ларионова и Н. И. Петренева (1953), Л. Ф. Солонцов (1954, 1958, 1962), Л. З. Егорова (1954 г., 1958, 1960, 1962_{1,2}), М. Г. Кондратьева и Д. В. Обручев (1955), И. Е. Постникова (1955 г., 1962), П. П. Авдусин (1955 г.), С. Г. Саркисян и Г. И. Теодорович (1955), Б. С. Соколов (1956, 1958), М. М. Толстихина (1956 и др.), Е. Ф. Чиркова-Залесская (1957), З. П. Иванова, М. С. Веселовская (1958), З. П. Иванова и А. А. Клевцова (1960), Л. Ф. Солонцов, В. И. Троепольский и С. С. Эллерн (1960), С. И. Шевцова и И. С. Егорова (1963).

Результаты изучения спорово-пыльцевых комплексов из верхнепротерозойских отложений освещаются в работах С. Н. Наумовой (1951, 1953, 1960), В. Б. Тимофеева (1960, 1962), Е. В. Чибриковой (1954, 1959, 1960, 1961), Е. Д. Шепелевой (1962_{1,2}), И. К. Чепиковой, В. Л. Егоровой и др.

В послевоенные годы началось систематическое исследование пород фундамента. Подробная характеристика образований, слагающих фундамент рассматриваемой территории, была дана в работах А. А. Апродовой (1948), В. П. Флоренского (1951), К. Р. Тимергазина (1951), М. Г. Кондратьевой и И. И. Енгуразова (1951), В. П. Флоренского и Т. А. Лапинской (1952, 1954), Л. З. Егоровой (1954 г., 1960), Т. А. Лапинской и В. С. Князева (1955, 1959 гг.), Б. А. Успенского (1955), Н. П. Старкова (1957 г.), В. П. Флоренского, Т. А. Лапинской и В. С. Князева (1957), А. И. Педашенко (1959), Л. А. Варданянца (1960_{1,2}), С. В. Богдановой (1960), Б. С. Ситдикова (1960, 1962, 1963), З. П. Ивановой и А. А. Клевцовой (1960), М. М. Веселовской (1961 и др.), Е. Г. Журавлева (1962) и др.

Результаты изучения физических свойств пород фундамента нашли отражение в статьях М. Л. Озерской (1955 г.), Н. В. Невוליной (1957_{1,2}, 1958), Н. В. Подоба (1959), Н. В. Подоба и А. Д. Серовой (1962).

В конце 50-х годов составляются первые петрографические карты фундамента. Для Русской платформы в целом карта фундамента была составлена сотрудниками ВСЕГЕИ под руководством Л. А. Варданянца (1960₁) и для Волго-Уральской области — Т. А. Лапинской и В. С. Князевым (1962 г.). По геофизическим данным карты фундамента были составлены Э. Э. Фотиади (1957), Н. В. Невוליным (1958), Р. А. Гафаровым (1959, 1961).

В 1945 г. были опубликованы монография Н. С. Шатского по тектонике Волго-Уральской области, освещающая историю формирования структур восточной части Русской платформы, а в дальнейшем ряд его статей (Шатский, 1946, 1948, 1952₂, 1955) касались особенностей строения древних платформ, представляя интерес и для рассматриваемой территории.

Строение основных структурных элементов Волго-Уральской области и история их развития, а также вопросы тектоники в связи с нефтеносностью рассматриваются в работах В. В. Белоусова (1947), Р. М. Пистрак (1950_{1,2}), Л. Н. Розанова (1951 г.), А. А. Бакирова (1951, 1954₂), М. Ф. Мирчинка и А. А. Бакирова (1951, 1958), А. А. Борисова (1952 г.), Б. Б. Митгарца и М. М. Толстихиной (1952),

Д. С. Халтурина (1958), Э. Э. Фотиади (1958), Ю. А. Косыгина (1958), А. И. Клещева и Д. С. Халтурина (1958), А. С. Новиковой (1959_{1,2}, 1960₂), А. И. Мушенко (1960) и др.

Обстоятельной сводкой по тектонике Волго-Уральской области является вышедшая в свет в 1956 г. крупная монография, составленная коллективом геологов (В. Д. Наливкин, Л. Н. Розанов, Э. Э. Фотиади, С. П. Егоров, И. И. Енгуразов, Ю. С. Ковалевский, А. А. Козаченко, М. Г. Кондратьева, Г. А. Кузнецов, Ф. С. Куликов, В. А. Лобов, П. А. Софроницкий, А. Г. Татаринев). Большую ценность в этой работе представляют структурные построения и описания основных структурных элементов платформенных областей, разработка вопросов возраста и истории образования структур в связи с закономерностями формирования нефтяных залежей и т. п.

В 1962 г. большая обобщающая работа по тектонике Волго-Уральской области выполнена другим коллективом геологов — Н. К. Грязновым, А. И. Клещевым, В. А. Клубовым, С. К. Нечитайло, В. В. Петропавловским, А. А. Аксеновым, З. И. Бороздиной, В. С. Голубевым, С. К. Гореловым, В. Я. Дороховым, Т. А. Лапинской, Н. В. Подоба, П. А. Софроницким, А. Д. Серовой, Н. А. Трофимовой, П. Г. Трушкиным, К. С. Шершневым.

Многие вопросы тектоники Поволжья и Прикамья рассматриваются также в работах по тектонике Русской платформы, опубликованных М. В. Муратовым, М. Ф. Микуновым, Е. С. Черновой (1962), А. А. Богдановым (1964 г.), В. П. Преображенским и др. (1964 г.).

Сведения о строении складчатого фундамента восточной части Русской платформы по геофизическим данным и некоторые другие результаты геофизических исследований можно найти у Э. Э. Фотиади (1947, 1956_{1,2}, 1957), О. А. Шванка (1952), Ю. Н. Година (1957, 1958), Р. А. Гафарова (1959, 1961), Л. Н. Еланского (1960_{1,2}), А. И. Хромого (1962), Н. В. Подоба и А. Д. Серовой (1962), А. А. Борисова (1962), В. Н. Троицкого, Л. Ф. Ауэ, М. Е. Левитона и др.

Тектоника северной и западной частей территории описана в работах С. К. Нечитайло (1957, 1960₁), З. И. Бороздиной (1958), П. С. Хохлова и др. В эти же и более ранние годы целый ряд работ был посвящен тектонике интереснейшего по своей структуре Городецко-Пучежского Поволжья (Казаков, 1950₂; С. К. Нечитайло, 1950, 1953 г.; Люткевич и Фрухт, 1954; Ильина и Фрухт, 1964; В. М. Рыманов и др.). В. П. Преображенским, Н. А. Громович и другими в 1962 г. обобщен большой материал по результатам геолого-геофизических работ в пределах Токмовского свода и северо-восточной части Московской синеклизы. В последние годы новые данные по геологическому строению отдельных районов Горьковского Поволжья получены трестом «Союзбургаз» (Н. В. Сусальников).

История развития западной части Волго-Уральской области в палеозое освещена М. М. Толстихиной (1952). Геологическая история отдельных частей Татарской АССР в связи с проблемой их нефтеносности освещается в работах Е. И. Тихвинской (1958), М. В. Мальцева (1958 г.), В. И. Троепольского и С. С. Эллерна (1959 г.), Ф. А. Бегишева (1963 г.) и др. Вопросам геологического строения и нефтеносности Татарской АССР посвящен сборник статей, изданный в 1948 г. под редакцией С. И. Миронова, и сводная работа, составленная в 1963 г. А. М. Мельниковым, В. И. Троепольским и др.

Тектоника Татарии описана в работах А. М. Мельникова (1948), Б. М. Юсупова (1957, 1960 и др.), С. П. Егорова (1960, 1962 г.) и др.

Для познания тектонического строения и оценки перспектив нефтеносности Куйбышевской области большое значение имеют многолет-

ние исследования С. И. Новожиловой, Л. З. Егоровой, М. И. Фатиева, В. А. Лобова, П. Г. Трушкина, Л. Н. Еланского, К. Б. Аширова, В. И. Калинина, О. Я. Янушкевича и др.

Тектоника и нефтегазоносность районов Саратовской области рассматриваются С. П. Козленко (1960 г.), И. И. Енгуразовым (1952 г.), В. Я. Дороховым (1961 г.), И. И. Кожевниковым (1962), П. М. Быстрицкой (1962 г.), А. И. Хромым (1962 г.), Б. Я. Шорниковым (1963 г.) и др. Методикой поисков и разведки нефтяных и газовых залежей Саратовского Поволжья занимался К. А. Машкович (1961 г.).

Перспективам нефтегазоносности и направлению геологоразведочных работ, методике поисков нефтяных месторождений, условиям залегания нефтяных залежей в пределах Поволжья и Прикамья посвящены работы большого коллектива специалистов: В. А. Клубова и Ю. А. Мещерякова (1957 г.), Ю. А. Притулы, И. Х. Абрикосова и др. (1957), А. И. Клещева (1957 и др.), В. А. Клубова (1957, 1962_{1,2}), Л. М. Бириной (1958), В. П. Суворова (1958 г.), А. М. Мельникова (1958, 1961), Н. К. Грязнова (1959 г.), В. А. Лобова (1960), З. Л. Маймин с соавторами (1960 г.), Е. А. Денисенковой (1962), З. И. Бороздиной (1963), С. К. Жадченко (1963), Б. М. Юсупова (1963 г.), Р. А. Бегишева (1963 г.) и многих других.

Для решения сложного вопроса о генезисе нефти проводились геохимические исследования, в результате которых накопился огромный аналитический материал, позволяющий судить об условиях накопления и преобразования органического вещества в осадочных породах.

Геохимические данные излагаются в работах Н. М. Страхова, Л. А. Гуляевой, Н. Б. Вассоевича, В. В. Вебера, В. А. Успенской, О. А. Радченко, В. А. Соколова, Г. И. Теодоровича, К. Ф. Радионовой, А. Б. Ронова, В. Э. Левенсона, А. Ф. Добрянского, Г. В. Богомолова, П. Ф. Андреева, М. Ф. Двали, З. Л. Маймин, В. Г. Пуцилло и др. Некоторые исследователи (Н. А. Кудрявцев и др.) на геологических материалах Поволжья и Прикамья развивали представления о неорганическом происхождении нефти. Ряд работ посвящен условиям формирования нефтяных и газовых месторождений Урало-Поволжья (С. П. Максимов, 1954, 1955 гг.; К. Б. Аширов, 1954, 1960 гг.; К. А. Машкович, 1958 г.; А. Л. Козлов; 1959 г.; С. Ф. Федоров, З. Л. Маймин, 1963 г.).

В последние годы к решению вопроса о миграции нефти привлекались результаты изучения процессов аутигенного минералообразования в нефтеносных пластах (Чепиков, Ермолова, Орлова, 1959, 1960, 1961), а также результаты исследований органических микроостатков, выделенных из нефти различных месторождений Поволжья (Чепиков, Медведева, 1960, 1961 и др.). Как показали исследования, аутигенные минералы могут служить показателями времени прихода нефти в пласт, а органические остатки в нефтях могут указывать на наличие ее вертикальной миграции.

Гидрогеологические исследования в различных районах территории проводили Н. К. Игнатович (1948 г.), А. И. Силин-Бекчурин (1948, 1949 г.), М. С. Кавеев (1950 г., 1961), М. А. Гатальский (1950, 1954 гг.), Н. Г. Линдтроп (1955 г.), А. Н. Козин (1955 г.), Т. П. Афанасьев (1956 г.), В. А. Кротова (1956, 1960, 1962 гг.) и др. Во многих работах вопросы гидрогеологии и гидрохимии рассматриваются в связи с нефтегазоносностью палеозойских образований Поволжья и Прикамья.

В последние годы для изучения геологического строения описываемой территории начали разрабатываться новые методы исследований. Из них в первую очередь следует указать на определение абсолютного возраста пород (Виноградов и др., 1960), что имеет большое значение

для разработки стратиграфии и корреляции разрезов древнейших отложений осадочного чехла.

Делаются попытки использования для целей корреляции осадочных пород результатов палеомагнитного изучения разрезов (Храмов, 1963). Заслуживают внимания и первые шаги в применении математических методов и вычислительной техники при изучении отдельных вопросов геологического строения и нефтеносности Поволжья и Прикамья (В. П. Бухарцев и др.).

В заключение раздела об истории исследований следует отметить, что в конце 50-х и начале 60-х годов были составлены листы геологических карт разного масштаба и карты полезных ископаемых. Работы были выполнены В. К. Соловьевым, Е. И. Тихвинской, Р. Н. Сульдиной, Е. Д. Катун, Н. К. Сорокиным, В. И. Игнатьевым, А. М. Белоозеровой, Г. Н. Залесской, Г. И. Бломом, З. И. Бороздиной и многими другими.

РЕЛЬЕФ

Рассматриваемую территорию по характеру рельефа можно разделить на следующие семь орографических районов (рис. 3): Окско-Донская низменность, Приволжская возвышенность, Низменное Заволжье, Северные Увалы, Вятское Прикамье, Высокое Заволжье и Общий Сырт, Прикаспийская низменность.

Окско-Донская низменность характеризуется плоскоравнинным рельефом, имеющим широкие и неглубокие долины с асимметричными склонами. Для крутых склонов долин и для краевых приподнятых частей низменности характерно овражно-балочное расчленение. На водораздельных пространствах отмечается развитие западин суффозионного происхождения. Преобладающие абсолютные отметки возвышенностей в северной, приокской части низменности 133—165 м, максимум 180 м; в центральной, водораздельной окско-донской части 160—210 м, максимум до 255 м; в южной, придонской части 137—165 м, местами до 180 м.

Приволжская возвышенность представляет собой обширное приподнятое, с резко выраженным эрозионным рельефом плато, имеющее асимметричное строение: крутой и короткий восточный склон, пологий и длинный западный. В ряде районов возвышенности густота овражно-балочной сети достигает 0,5—0,9 км на 1 км², в то время как в низменных равнинах она снижается до 0,2—0,1 км на 1 км² площади (Мильков, 1953).

В северной части Приволжской возвышенности могут быть выделены два орографических подрайона: Северо-западный (Горьковско-Мордовское плато) и Северо-восточный (Чувашское плато).

Северо-западный подрайон характеризуется приподнятым плато, изрезанным большим количеством оврагов. Вся площадь разделена широкими речными долинами на три широтно ориентированные полосы. Северная полоса охватывает бассейн р. Сундовика, где наблюдаются отдельные высоты с абсолютными отметками 215—256 м. Средняя полоса образует овражное плато Межпьянье, огибаемое крутой излучиной р. Пьяны. Здесь в основном отмечаются высоты с отметками 211—242 м. Южная, самая широкая полоса, занимающая междуречье Теши и Алатыря, имеет отметки высот порядка 212—228 м. В этом подрайоне отмечается развитие карстовых форм рельефа в виде провалов, пещер и озер.

Северо-восточный подрайон характеризуется густо изрезанной овражной сетью; наибольшее развитие оврагов наблюдается в северо-западной части Чувашского плато. По мере удаления от Волги склоны обычно становятся более пологими, постепенно удлиняются, водоразделы расширяются.

С севера и востока Чувашское плато омывает Волга; она постепенно разрушает береговые возвышенности, именуемые «горами»; в некоторых из них отмечается развитие карстовых процессов, образование сравнительно крупных пещер. Отметки высот здесь в основном 175—215 м.

В средней части Приволжской возвышенности выделяются: на западе — Керенско-Чембарская возвышенность и возвышенность Сурская Шишка; на востоке — Белые горы и горы Жигули.

Керенско-Чембарская возвышенность является частным водоразделом двух крупных речных систем — Оки и Дона. Абсолютная высота водоразделов обычно превышает 250 м. Возвышенность характеризуется широкими пологоволнистыми формами рельефа.

Возвышенность Сурская Шишка представляет собой высокое, прорезанное глубокими речными долинами плоскогорье с пересеченным холмистым рельефом.

Белые горы расположены на водоразделе рек Свияги и Усы и характеризуются пологоволнистыми вершинами с абсолютными отметками 250—270 м.

Горы Жигули — это полого наклоненное на юг плато, достигающее в северо-восточной части по высоте 340—371 м, с относительным превышением над уровнем Волги до 349 м. Плато сильно изрезано оврагами и балками.

В южной части Приволжской возвышенности по мере движения к югу наблюдается постепенное понижение абсолютных и относительных отметок отдельных высот. В ее западном районе, на междуречье притоков Суры и Терешки, сохраняется характер рельефа пологоволнистых овражных плато. Восточный район (Сызранско-Камышинский) по изрезанности рельефа находит междуречье Свияги и Волги. Южнее г. Саратова Приволжская возвышенность сужается, но берега Волги все еще остаются высокими, обрывистыми.

Низменное Заволжье географически распадается на два крупных подрайона. Один из них распола-

гается на левобережье Волги, севернее участка ее широтного течения (Горький — Казань), другой между Приволжской возвышенностью на западе и Бугульминско-Белебеевской возвышенностью и склонами Общего Сырта на востоке и юго-востоке.

Первый подрайон низменных равнин занимает бассейны рек Унжи, Керженца, Ветлуги и частично Вятки. В западной части расположены Балахнинская и Керженская низины с абсолютными высотами от 70—80 до 100—110 м. Остальное пространство принадлежит обширной Приветлужской низменности, имеющей абсолютные отметки поверхности на юге 75—100 м, на севере 125—185 м.

Второй подрайон Низменного Заволжья, располагаясь восточнее Приволжской возвышенности, занимает современную и древ-

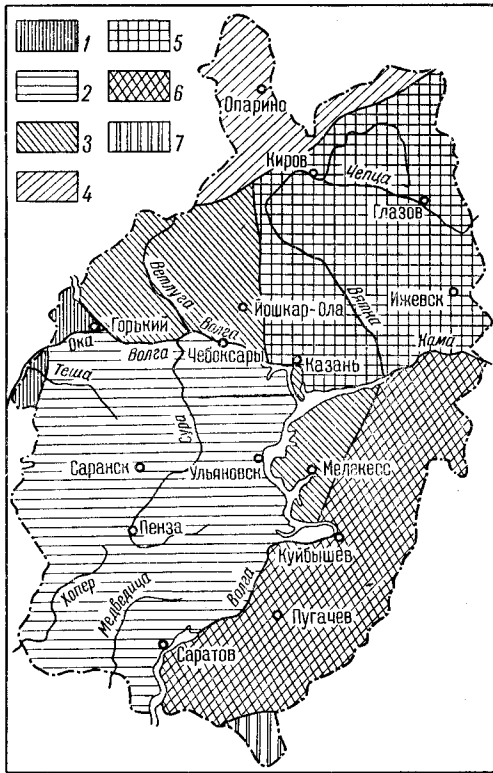


Рис. 3. Схема расположения орографических областей

1 — Окско-Донская низменность; 2 — Приволжская возвышенность; 3 — Низменное Заволжье; 4 — Северные Увалы; 5 — Вятское Прикамье; 6 — Высокое Заволжье и Общий Сырт; 7 — Прикаспийская низменность

ную долины Волги. Непосредственно к руслу реки примыкает пойменная терраса с озерами, старицами и полуотделившимися протоками; затем идут надпойменные террасы высотой от 15—30 до 100 м над урезов воды и шириной до 30—35 км. Для Низменного Заволжья густота овражно-балочной сети не превышает 0,4 км на 1 км².

Северные Увалы представляют собой плоские или мягковолнистые междуречья, являющиеся водоразделом бассейнов Волги и Северной Двины. Вытянуты они в широтном направлении более чем на 600 км при ширине 100—120 км. Водораздельные пространства характеризуются абсолютными высотами 200—210 м.

Вятское Прикамье располагается в северо-восточной части рассматриваемой территории, между реками Вяткой, Камой и широтным течением Волги. Здесь выделяется несколько орографических элементов: Вятский Увал, Верхне-Камская возвышенность, Сарапульская возвышенность и между ними ряд низин. Наиболее приподнятые участки возвышенностей, с отметками около 200—300 м, максимум 331 м, имеют вид плоских, сnivelированных плато.

Между отдельными возвышенностями Вятско-Камского района располагаются низины, в общем сохраняющие то же северо-восточное направление, сильно заболоченные, лесистые, лишенные овражной сети, с медленным течением рек в широких, пологих берегах.

Высокое Заволжье и Общий Сырт располагаются на востоке и юго-востоке рассматриваемой территории.

Высокое Заволжье характеризуется мягкими сглаженными формами рельефа с асимметричными междуречьями. Наиболее высоким и расчлененным является северо-восток, где высоты часто превышают 300 м.

Общий Сырт на рассматриваемую территорию заходит только своими северными и западными склонами. Сыртами называют возвышенные плоские водоразделы, постепенно переходящие в склоны плато, не имеющие характера кряжей, лишенные острых вершин и холмов. Сыртовые плато имеют обычно слабоволнистые или совершенно равнинные очертания, с ясно выраженной асимметрией междуречий, с крутыми южными склонами. Высоты убывают в юго-западном направлении. Для Общего Сырта характерны небольшие относительные высоты, до 30—50 м.

В южном направлении сырты постепенно обрываются, переходя в Прикаспийскую низменность, но уже за пределами описываемой территории.

Прикаспийская низменность на описываемой территории располагается только небольшим участком. Это почти идеальная равнина (с абсолютными отметками ниже 50 м), прорезанная здесь реками Большим Узенем и Малым Узенем. Их междуречье совершенно плоское, а долина имеет канавообразную форму с крутыми берегами высотой до 7—15 м.

СТЕПЕНЬ ОБНАЖЕННОСТИ

Все значительные обнажения рассматриваемой территории сосредоточены лишь на склонах долин крупных рек. Равнинность региона и спокойное залегание палеозойских и мезозойских пород явились причиной их слабой обнаженности.

Наиболее древними породами, выходящими на дневную поверхность, являются отложения среднего отдела каменноугольной системы, выступающие на склонах долины р. Теплой у с. Тепловки (50 км севернее г. Саратова) в зоне Саратовских дислокаций и в верховьях р. Иссы в области Сурско-Мокшинских поднятий.

Известняки и доломиты верхнего отдела карбона обнажаются на правом и левом склонах долины Волги севернее г. Куйбышева (в пределах Самарской Луки, рис. 4), по левобережью Волги в районе г. Пугачева, а также на правом склоне долины р. Оки выше г. Выксы и в верховьях р. Алатыря.

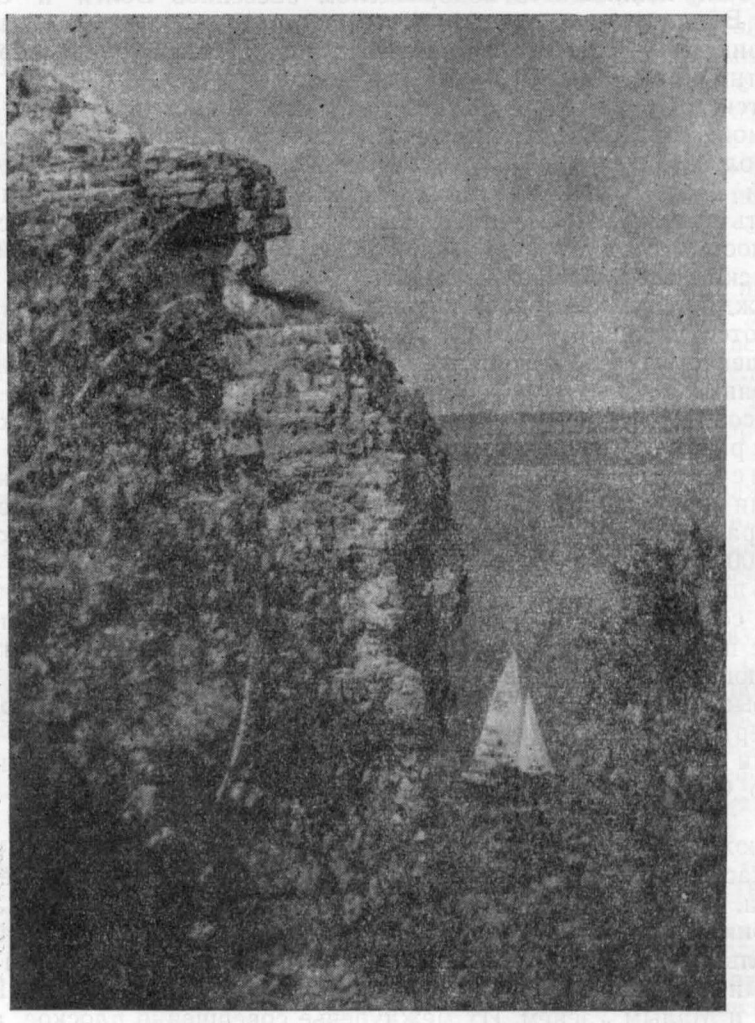


Рис. 4. Девья Гора в Жигулях, сложенная известняками карбона, в 12 км западнее г. Жигулевска. Фото А. В. Ивлева

Хорошие обнажения морских отложений нижнего отдела пермской системы отмечены в северной части Самарской Луки. Классические обнажения морских отложений верхнего отдела пермской системы описаны на правобережье Волги против г. Казани, в долине р. Камы ниже устья р. Вятки и в долине последней в районе г. Советска.

Континентальные отложения казанского и уфимского ярусов изучались многими геологами в долине р. Камы в восточной части рассматриваемой территории. Отложения татарского яруса отмечены в долине р. Вятки севернее г. Кирова, на правом склоне долины р. Оки между

городами Выксой и Горьким, на правом склоне долины р. Волги между городами Горьким и Тетюши. Отдельные выходы пород этого яруса известны в долине р. Самары и по ее правобережным притокам — рекам Кинелю и Соку.

Все значительные обнажения пород мезозойской группы также расположены по склонам долин крупных рек.

В северной части рассматриваемой территории (северное поле развития триаса) отдельные обнажения пород нижнего триаса отмечаются в нижнем течении р. Кобры и на правом склоне долины р. Вятки ниже устья р. Кобры. Обнажения более высоких горизонтов нижнего триаса отмечены в долине р. Федоровки (приток р. Кобры). Выходы нижнетриасовых отложений описаны на склонах долин Юга и Лузы (бассейн Северной Двины).

Отдельные разрезы пестроцветных образований триаса, начиная от границы с подстилающими их породами татарского яруса почти до контакта с образованиями юрской системы, прослежены по правому склону р. Ветлуги, в ее нижнем и среднем течении.

В пределах южного поля развития триаса, на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, обнажения нижнего триаса описаны по р. Самаре и ее левобережным притокам — рекам Таволжанке и Съезжей (в восточной части Куйбышевской области). Выходы бузулукских песчаников, тананыкских глин и ромашкинских алевролитов и песков наблюдаются в среднем течении рек Чапаевки и Большого Иргиза.

Разрезы юрских и меловых образований, изучавшиеся многими выдающимися русскими геологами, создавшими стратиграфию этих отложений Русской платформы, были описаны на правом склоне р. Волги, начиная от Тетюшко-Ульяновского Поволжья до южных границ рассматриваемой территории. Здесь в первую очередь необходимо отметить изученные еще А. П. Павловым и другими геологами классические обнажения келловейских и оксфордских образований в 25 км южнее г. Тетюши у д. Долиновки (сейчас перенесенной), разрезы нижневолжских и кимериджских пород у с. Городище (30 км севернее г. Ульяновска), выходы готеривских (симбирскитовых глин) и барремских песчаников у г. Ульяновска.

Отдельные хорошие обнажения морских и континентальных образований средней юры (байосского яруса) имеются в западной части Самарской Луки (от с. Переволоки до с. Батраки). В этом же районе отмечены выходы фаунистически охарактеризованных келловейских, оксфордских, кимериджских, нижневолжских и верхневолжских образований. Южнее г. Сызрани (район с. Кашпировки) прослеживается почти единственный в Среднем Поволжье хорошо фаунистически охарактеризованный разрез всех трех подъярусов верхнего волжского яруса.

Севернее г. Саратова, в зоне Саратовских дислокаций, и южнее этого города, в северной части Доно-Медведицких поднятий, известны выходы на дневную поверхность фаунистически охарактеризованных байосских и батских отложений. Отдельные небольшие их разрезы отмечены по правобережным притокам Волги — рекам Чардыму и Курдюму (севернее Саратова) и по р. Иловле, в южной части Саратовской области.

Непосредственно у г. Саратова описаны отчетливые разрезы нижнемеловых отложений. В южной части Саратовской области как на склонах долины р. Волги, так и в правобережных оврагах обнажаются пески и песчаники сеноманского яруса, мергели туронского и опоки и глины сантонского ярусов.

В пределах Вольского правобережья Волги отмечаются отдельные, часто искусственные разрезы верхнемеловых образований. Особенно

хорошие обнажения кампанского яруса наблюдаются в карьерах вольских цементных заводов.

Хорошие разрезы палеогеновых образований прослеживаются на правом склоне долины р. Волги у г. Сенгилея, западнее г. Саратова (Лысяя гора), а также в верховьях рек Инзы и Сызрани.

Отдельные обнажения пород верхнего неогена описаны по левобережью р. Самары выше г. Куйбышева, а также в долинах рек Чапаевки и Большого Иргиза.

Хорошие выходы отложений четвертичной системы распределены неравномерно и в основном приурочены к склонам долин крупных рек и оврагов, впадающих в эти реки.

ГИДРОГРАФИЯ

РЕКИ

Речная сеть территории Среднего Поволжья и Прикамья принадлежит в основном бассейну Волги. Только на севере, юго-западе и юго-востоке часть площади относится к бассейнам рек Северной Двины, Дона и бессточным областям Прикаспийской низменности.

Густота гидрографической сети различна. В равнинных районах бассейнов рек Ветлуги и Вятки она незначительна; в районах Вятского Увала и Верхне-Камской возвышенности речная сеть становится более густой. Особенно велик коэффициент густоты в ряде районов Приволжской возвышенности — в верховьях рек Суры и Свияги. До впадения Волги в Куйбышевское водохранилище на каждый километр длины ее русла приходится 33 км длины притоков, а ниже водохранилища — только 2 км притоков.

В питании рек основную роль играют талые снеговые воды, составляющие более 50% общего стока воды.

Бассейн Волги. Занимая площадь около 98% рассматриваемого региона, бассейн Волги характеризуется значительным развитием речной сети. Среди левобережных притоков Волги довольно крупными являются Кама, Вятка, Ветлуга, Большой Черемшан, Самара, Большой Иргиз, а среди правобережных Ока, Сура, Свияга и ряд других рек.

Волга — одна из крупнейших рек Русской равнины; длина ее 3690 км, площадь водосбора 1380 тыс. км², общее падение 7 см на 1 км (0,07%), средняя скорость течения в межень около 0,5 м/сек.

На участке от западной границы рассматриваемой территории до г. Горького русло Волги имеет ширину от 427 м (у г. Городца) до 850 м с неустойчивыми глубинами и расходом воды. В конце 1955 г. выше Горького, в районе Городца, Волга была перекрыта, и вода заполнила чашу водохранилища Горьковского гидроузла объемом около 10 млрд. м³. Созданный подпор воды в 16 м распространился на 430 км. В пределах интересующей нас территории водохранилище протянулось на 23 км в длину и 5—10 км в ширину. В результате создания гидроузла Волга здесь стала делиться на два участка, из которых один, выше плотины, озерного типа, с новыми условиями плавания судов, а другой, ниже ее, с регулирующим влиянием нового водохранилища.

Ниже устья Оки Волга меняет свое направление с юго-восточного на восточное, сохраняя его до г. Казани, где оно переходит в южное. На этом участке характерной чертой волжской долины является резко выраженная асимметрия берегов. Правый высокий (с относительной высотой до 90 м) коренной «нагорный» берег, круто обрывающийся к узкой полосе бичевника, или поймы, подмывается рекой, левый берег — низинный, луговой, с широкой поймой и надпойменными террасами, имеющими общую ширину более 30 км. Пойма покрыта лугами и зарос-

лями ивняка. На ней встречаются озера-старичи, затоны (полуотделившиеся протоки) и «воложки» (второстепенные рукава меженного русла), свидетельствующие о блуждании реки по пойме.

На участке от Чебоксар до Ставрополя Волга вступает в зону Куйбышевского водохранилища. Наполнение последнего началось в 1955 г. и закончилось в июне 1957 г. Водохранилище вмещает более 58 млрд. м³ воды, его площадь около 6500 км². Созданный подпор воды в 26 м распространился на 600 км (до района г. Чебоксар на Волге и до устья Вятки — на Каме) при ширине разлива от 5 до 40 км. При таком огромном зеркале воды в открытой глубоководной части водохранилища при сильных ветрах возникают волны до 2,5—3,0 м высоты, ускоряющие разрушение берегов. С созданием водохранилища улучшился естественный режим Волги и Камы, амплитуда колебания их уровня воды на участках, занятых водохранилищем, уменьшилась с 12—15 до 5—7 м. Поднялся уровень рек в зоне влияния водохранилища; так воды р. Казанки поднялись на 11 м, р. Свияги на 10 м. Волга в районе г. Казани, протекавшая в 5—7 км от города, приблизилась к стенам Казанского кремля.

Ниже Куйбышевского гидроузла Волга при обходе Жигулей, сложенных известняками, образует крупную излучину — Самарскую Луку — протяженностью около 200 км при длине по прямой не более 20 км. После Самарской Луки Волга продолжает свое течение в южном направлении вплоть до границы территории, рассматриваемой в настоящем томе.

Значительно изменилось русло Волги после окончания строительства Волгоградского гидроузла и образования водохранилища, вместившего около 35 млрд. м³ воды. Созданный плотинный подпор воды в 15 м распространился вверх по течению на 525 км — до г. Балакова (выше устья р. Большого Иргиза), образовав водное зеркало 3500 км². Вода затопила всю левобережную пойму, расширив водное пространство на 5—10 км и более.

Ветлуга — один из сравнительно крупных левых притоков Волги берет начало с южных склонов Северных Увалов. Длина реки 797 км, водосборная площадь около 40 300 км², общее падение от 26 до 4 см/км, а средние скорости колеблются от 0,4 до 0,8 м/сек. Ширина русла в верховьях не более 50 м, в средней части 75—125 м и в низовьях 180—320 м; глубина на плесах от 1,5 до 6 м, на перекатах 0,3—0,4 м. Густота речной сети 0,196. Долина реки асимметрична: левый берег низменный, правый возвышенный (рис. 5). Основные притоки Ветлуги: Уста, Вохма, Большая Какша, Лапшанга, Юронга, Люнда и другие реки. Более чем на 700 км (до устья р. Вохмы) Ветлуга судоходна; сплав древесины начинается недалеко от ее верховьев.

Вятка берет начало с западных склонов Верхне-Камской возвышенности. Длина реки 1248 км, водосборная площадь 129 390 км². Среднее падение реки 14 см/км, в верховьях 21 см/км, а средние скорости течения изменяются от 0,28 до 0,50 м/сек. Ширина меженного русла колеблется от 80—110 до 400—600 м. Глубина реки на перекатах 30—75 см, на плесах 3—5 м, на отдельных участках до 20 м. Отмечается большое количество перекатов (на участке г. Киров — пос. Соколки их насчитывается до 236). Главные притоки Вятки: Белая и Черная Холуницы, Кобра, Летка, Чепца, Великая, Быстрица, Молома, Кильмезь и другие реки. Река Вятка весной судоходна до пристани Мулино (свыше 1000 км), в летне-осенний период — до Котельнича (550 км) и даже до Кирова (более 700 км). Сплав древесины начинается недалеко от ее верховьев.

Кама — самый крупный приток Волги берет начало с Верхне-Камской возвышенности. Длина реки 2030 км, ее водосборная площадь свыше 522 000 км². Среднее падение реки около 11 см/км, средняя скорость от 0,1 до 1,3 м/сек, а максимальная до 2,0 м/сек. Ширина русла в среднем течении 200—800 м, в нижнем от 400 до 1200 м. Основные притоки Камы: Иньва, Обва, Иж, Вишера, Ява, Косьва, Чусовая, Белая и другие реки. Сплав леса производится почти с самых верховьев. Судоходство осуществляется на 1232 км — от устья до Керечево, а в высокую воду на 1535 км — до с. Усть-Порыш.

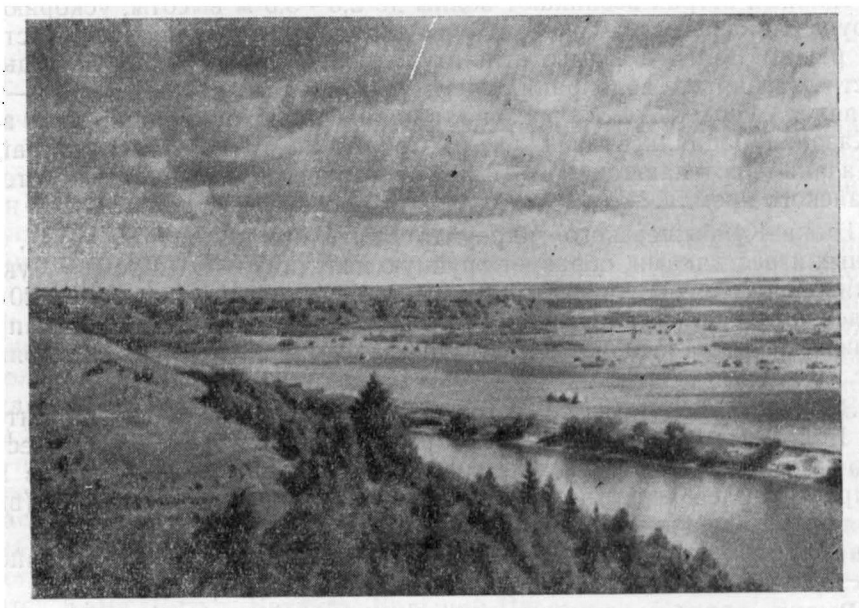


Рис. 5. Правый склон долины р. Ветлуги и прилегающие участки поймы ниже устья р. Вола. Фото Г. И. Блома

Большой Черемшан — левый приток Волги берет начало с западных склонов Бугульминско-Белебеевской возвышенности и впадает в Куйбышевское водохранилище. Длина реки 432 км, водосборная площадь 13 900 км², густота речной сети около 0,15. В связи с созданием Куйбышевского водохранилища низовья реки затоплены. Судоходна до г. Мелекесса.

Самара — левый приток Волги берет начало с возвышенности Медвежий Лоб, расположенной на Большом Сырте. Длина реки 587 км, общая водосборная площадь 46 680 км², густота речной сети 0,14. Основные притоки: Большой Кинель, Ток, Бузулук.

Большой Иргиз — левый приток Волги берет начало с высоты Макаровские Шишки Общего Сырта. Длина реки 664 км, водосборная площадь 23 980 км², густота речной сети 0,11. Общее падение реки 25 см/км длины русла. С созданием Волгоградского водохранилища уровень реки в устьевой части поднялся на 6,0 м. На протяжении 120 км ходят небольшие катера и баржи.

Ока — правый приток Волги берет начало в центре Средне-Русской возвышенности. Длина реки 1480 км, водосборная площадь 245 000 км², среднее падение реки в низовьях (в пределах рассматриваемой территории) около 5 см/км, а средние скорости течения колеблются от

1,6 м/сек на перекатах до 0,06 м/сек на плесах. Ширина русла выше г. Мурома около 450 м, у г. Горбатова 530 м и в устье около 800 м; глубина на перекатах 0,75—1,3 м, на плесах до 10—15 м. Ширина долины колеблется значительно, максимальная до 20 км. Притоки Оки: Клязьма, Кишма, Теша, Велетьма, Мокша. Река судоходна.

Сура — правый приток Волги берет начало с Приволжской возвышенности. Длина реки 864 км, водосборная площадь 67 700 км². Общее ее падение до 12 см/км, а средние скорости течения колеблются от 0,75 до 0,29 м/сек. Ширина русла до 130—250 м; глубина на перекатах 0,3—0,7 м, на плесах от 1,8 до 5—10 м. Наиболее значительными из притоков Суры являются: Алатырь, Пьяна и Уза с левой стороны и Барыш с правой. В нижнем течении (на 107 км) до устья Курмыша река судоходна, выше она используется для сплава леса.

Свияга — правый приток Волги берет начало с восточного склона Приволжской возвышенности — района Белых гор. Длина реки 395 км, водосборная площадь 17 920 км². Общее падение реки от 38 до 3 см/км, а средние скорости течения в межень обычно не превышают 0,5 м/сек. Ширина русла в верхнем течении 30—40 м, в среднем 40—100 м и в нижнем до 115 м; глубина реки от 20—30 см на перекатах до 2,0—7,5 м на плесах. Основные притоки: Кубня, Була, Карла, Гуца, Сулица. Свияга судоходна на протяжении 61 км — от устья до с. Бурундуки.

Бассейн Северной Двины. Из рек бассейна Северной Двины на рассматриваемой территории располагаются Юг, Луза и Сысола.

Юг при слиянии с р. Сухоной образуют Северную Двину. Длина реки 414 км, водосборная площадь 341 000 км². Берет начало с Северных Увалов.

Луза — правый приток Юга берет начало с северных склонов Северных Увалов. Длина реки 442 км, водосборная площадь 17 700 км².

Сысола — левый приток Вычегды. Длина реки 395 км (по другим данным 487 км), водосборная площадь 17 970 км² (по другим данным 20 440 км²). Река имеет слабый уклон, спокойное течение. На рассматриваемую территорию она заходит своим верховьем.

Бассейн Дона. На рассматриваемой территории протекают Хопер, Ворона и Медведица.

Хопер — левый приток Дона берет начало с западных склонов Керенско-Чембарской возвышенности. Длина реки 1008 км, водосборная площадь 61 100 км².

Ворона — правый приток Хопра берет начало также с Керенско-Чембарской возвышенности. Длина реки 441 км, водосборная площадь 13 240 км².

Медведица — левый приток Дона берет начало с юго-западных склонов Приволжской возвышенности. Длина реки 692 км (по другим данным 745 км), водосборная площадь 34 868 км². Ширина русла в верхнем течении 50—60 м.

Бессточные области Прикаспийской низменности. На рассматриваемой территории располагаются всего две сравнительно небольшие реки: Большой Узень и Малый Узень.

Большой Узень относится к типичным полупустынным рекам. Берет начало на Общем Сырте и уходит в Западный Казахстан, где впадает в Камыш-Самарские озера. Длина реки 688 км, водосборная площадь 15 600 км². В пределах сыртовой равнины долина широкая — до 2—3 км, глубиной до 20—30 м.

Малый Узень берет начало также на возвышенности Общего Сырта. Длина реки 642 км, водосборная площадь 18 250 км². Впадает в бессточные Камыш-Самарские озера. Весной сильно разливается, летом пересыхает.

ОЗЕРА

Озера рассматриваемой территории немногочисленны и обычно небольшие по размерам. По происхождению выделяются карстовые, дюнные, ледниковые и пойменные озера.

Карстовые озера распространены в области активной циркуляции подземных вод, где близко от дневной поверхности залегают карбонатные породы или гипсы и ангидриты. Значительное количество карстовых озер встречено в южной части Вятского вала — в бассейнах рек Илети (озера Яльчевское, Кучегер, Мешиньер, Глухое) и Кокшаги (Циркан, Карась и др.), в северной части Приволжской возвышенности — в бассейнах рек Пьяны (озера Вадское, Нуксинское, Большое), Теши с Сережей (Чарское, Умзол, Святое, Пустынное, Великое, Глубокое), а также в бассейнах рек Оки и Клязьмы, в верховьях Сатиса и в некоторых других районах.

Карстовые озера большей частью характеризуются крутыми берегами, сложенными известняками. В этих озерах донные отложения имеют незначительную мощность. Для них часто характерен подземный сток, при наличии которого они имеют неустойчивый уровень и часто «уходят», заполняясь затем вновь. Так, например, оз. Чарское в бассейне р. Сережи перед половодьем нередко уходит по подземному стоку в ямы-поноры. Вадское озеро (длина 1,6 км, ширина 0,5 км) очень мелко — 1,3 м, но в трех местах — «воклинах» достигает глубины до 15 м, причем с восходящим течением воды. На этих участках озеро зимой не замерзает.

Дюнные озера расположены в районах развития флювиогляциальных и древнеаллювиальных отложений и приурочены к плоским заболоченным водоразделам средних и нижних течений левых притоков Волги. Особенно много таких озер встречается в Приветлужской низменности. Форма озер чаще овальная или вытянутая в северо-восточном направлении; дно их плоское, ровное. К этой группе относятся озера Кузьмар (сток в р. Дорогучу), Нестиар (бессточное), Лебяжье (в сосновом бору близ г. Казани) и др. Наибольшая глубина этих озер 22—28 м.

Ледниковые озера встречаются в тех же районах, где и дюнные. Эти водоемы почти не изучены.

Пойменные озера распространены наиболее широко. Они встречаются в поймах крупных рек на всей рассматриваемой территории. Особенно много озер на волжской пойме, причем большая часть их приурочена к левому низменному берегу. Отмечается развитие пойменных озер и по долине р. Оки.

Пойменные озера обычно вытянуты вдоль русел рек. Длина их достигает нескольких километров, ширина измеряется несколькими десятками метров, а глубина до 5,0—6,0 м. Эти озера ежегодно затопляются весенними паводками и соединяются с рекой, а после спада воды отшнуровываются от русла.

КЛИМАТ

Большая протяженность описываемой территории по широте и долготе обуславливает некоторое различие в климате отдельных ее частей. Так, на севере площади климат континентальный, в средней части умеренно континентальный и на юге континентально-засушливый. Но вследствие сравнительно небольших амплитуд рельефа все метеорологические элементы изменяются постепенно.

Весьма важное климатообразующее значение имеет расположение рассматриваемой территории в восточной части Русской равнины, где

значительно уменьшается влияние Атлантического океана. Зима здесь холоднее, а лето значительно жарче, чем на соответствующих широтах запада Европейской части СССР. Причем континентальность усиливается в восточном и юго-восточном направлениях. По этой же причине Поволжье получает меньше атмосферных осадков, так как морские воздушные массы, двигаясь с Атлантического океана на восток, на пути теряют значительную часть влаги.

В основном территория находится под воздействием воздушных масс умеренных широт, переносимых господствующими западными и

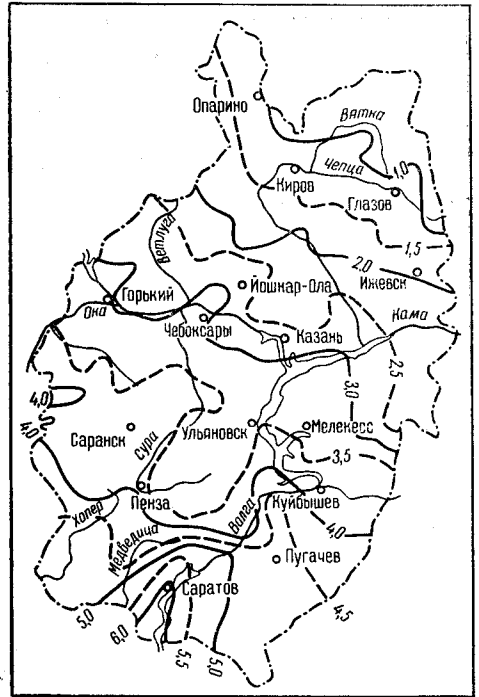
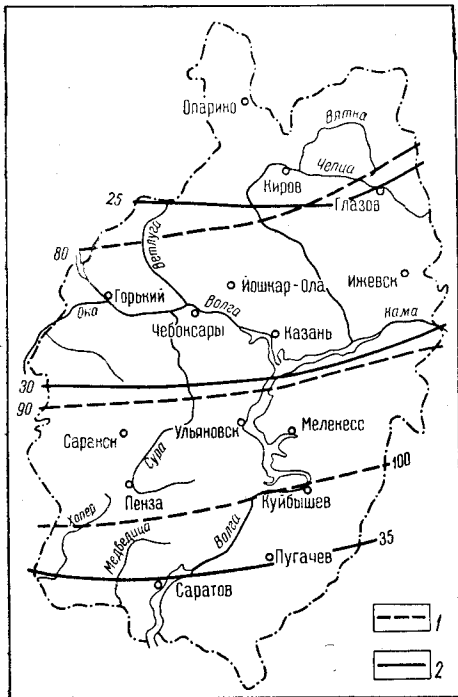


Рис. 6. Радиационная характеристика территории Поволжья и Прикамья
1 — распределение суммарной радиации в kcal/cm^2 . По Н. И. Калитину, 1945 г.; 2 — радиационный баланс за год в kcal/cm^2 . По Т. Г. Берлянду, 1948 г.

Рис. 7. Среднегодовая температура воздуха, по данным агроклиматических справочников

юго-западными воздушными потоками. Часто с этими потоками поступает морской воздух, сформировавшийся над Атлантикой и вызывающий дождливую прохладную погоду летом и потепление зимой. В отдельные годы значительное влияние на климат оказывают теплые воздушные массы континентального происхождения, поступающие с юга и юго-востока (из Средней Азии) и обуславливающие наступление жаркой и сухой погоды (суховея).

Кроме основных, указанных выше климатообразующих факторов на формирование климата влияют также устройство поверхности, речная сеть, наличие растительности и т. п. Рассмотрим метеорологические элементы описываемой территории.

Радиационная характеристика для севера и для юга территории имеет значительное различие. Если в северной части на 1 cm^2 площади поступает тепла от солнца 75—80 kcal , в средней 90—95 kcal , то на юге до 105 kcal (рис. 6).

Радиационный баланс, характеризующий разность между количеством тепла, получаемого землей и теряемого земной поверхностью, в среднем за год составляет от 23—25 ккал/см² поверхности на севере, 27—30 ккал/см² в средней части, до 35 ккал/см² на юге. Суммарная радиация, по данным Т. Г. Берлянда (1948 г.), имеет следующие величины: зимой от 3 до 9 ккал/см², весной от 27 до 33 ккал/см², летом от 37 до 44 ккал/см² и осенью от 9 до 18 ккал/см².

Средняя годовая температура (рис. 7) повышается с северо-востока на юго-запад. Так, на северо-востоке она составляет от +0,6 до +0,9°, на юге до +6,0°.

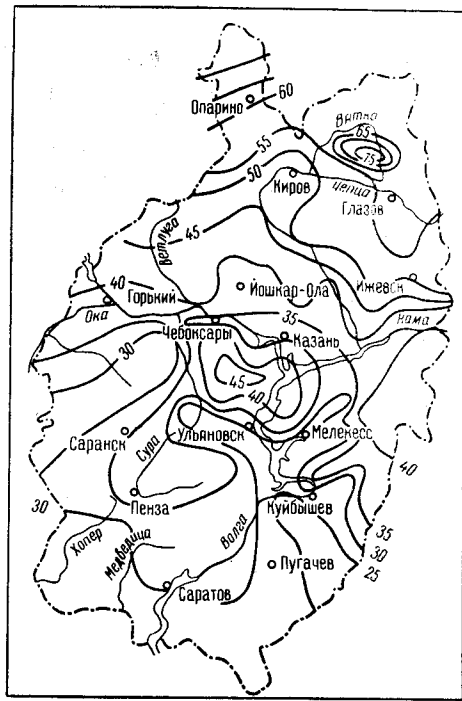
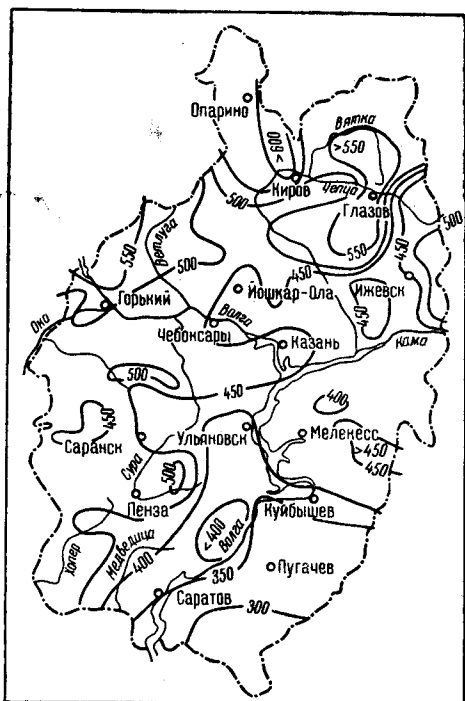


Рис. 8. Среднегодовое количество осадков в мм, по данным агроклиматических справочников

Рис. 9. Величина снегового покрова в см, по данным агроклиматических справочников

Зимой средняя месячная температура января повышается с северо-северо-востока на юго-юго-запад. Если на северо-востоке территории она равна минус 15—16° (Омутнинск —16,0°; Кай —15,4°; Кирс —15,2°), в средней части минус 13—14° (Мамадыш —13,8°; Казань —13,7°; Чебоксары —13,0°), то на юго-западе январская температура повышается до минус 12—11,0° (Балашов —12,0°; Сердобск —11,6°; Саратов —11,0°). Летом изменение средних месячных температур июля происходит по широте с севера на юг. Так, на севере территории средняя месячная температура июля составляет плюс 16,9—17,4° (Омутнинск +16,9°; Кай +17,2°; Опарино +17,3°; Мураши +17,4°), в средней части территории плюс 18—19° (Горький +18,1°; Чебоксары +18,5°; Казань +19,0°) и на юге она повышается до плюс 22,0—23,4° (Озинки +22,7°; Саратов +23,0°; Новоузенск +23,0°; Золотое +23,4°).

Континентальность климата подчеркивается большими годовыми амплитудами средних месячных температур января и июля (в Горьком 30,6°; Саратове 33,6°) и очень большими амплитудами крайних темпера-

тур (в Кирове 75,4°; Горьком 75,1°; Саратове 82,1°; Новоузенске 85,5°). Переход от зимы к лету совершается быстрее, чем от лета к зиме, что также типично для континентального климата.

Атмосферные осадки описываемой территории распределяются весьма неравномерно: если в северной части их выпадает 500—625 мм, то на юге 250—300 мм (рис. 8). Большая часть осадков выпадает в летнее время года, причем осадки теплого сезона составляют более 55% их годовой суммы. Наименьшее количество осадков приходится на март (на севере) и февраль (на юге) месяцы. Количество осадков как годовое, так и по отдельным месяцам может сильно изменяться в различные годы.

Мощность снегового покрова также различна (рис. 9). На севере она достигает 74—78 см (Омутнинск, Мураши), в средней части 40—50 см (Можга, Чебоксары) и на юге 23—26 см (Новоузенск, Александров Гай). Число дней со снеговым покровом уменьшается к югу. На севере снег лежит до 180 дней, в средней части 150—160 и на юге 120—130.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Климатические, орографические и геологические особенности обуславливают разнообразие почв и растительного покрова описываемой территории. На севере ее развиты преимущественно дерново-подзолистые и подзолистые почвы и обширные хвойные, а также смешанные леса (лесная зона); в средней части распространены в основном серые лесные почвы и широколиственные леса, редящие к югу (лесо-степная зона); на юге развиты мощные черноземы с типично степной растительностью (степная зона). Кроме того, к описываемой территории на юго-востоке принадлежит участок между реками Большим и Малым Узеями с каштановыми почвами, относящимися уже к зоне полупустыни.

Лесная зона (хвойные и смешанные леса). Южная граница этой зоны совпадает с широтным течением рек Оки, Волги и Нижней Камы. Распространенные здесь дерново-подзолистые почвы по механическому составу (в зависимости от материнской породы) разделяются на глинистые, суглинистые, супесчаные и песчаные, из которых последние два типа почв имеют наиболее широкое развитие, будучи приуроченными к флювиогляциальным пескам и супесям.

Песчаные и супесчаные почвы занимают огромные пространства Приветлужской низменности (бассейны рек Унжи, Ветлуги, Керженца) и продолжают по левобережью Волги на восток до г. Казани. Распространены они также в бассейнах рек Вятки, Чепцы, Кильмези. Остальное пространство этой зоны занято суглинистыми и глинистыми разновидностями подзолистых почв, образованных на моренных и покровных суглинках и глинах. В северо-восточной части территории распространены подзолисто-болотные почвы. Выделяются торфяно-болотные почвы, типичные для торфяных массивов и распространенные в основном в излучине верховьев Камы.

Лесная зона представлена главным образом елью, пихтой, лиственницей с примесью широколиственных пород — дуба, липы, клена остролистого, вяза, ясеня и других, а также мелколиственных — березы, осины.

Для северной таежной полосы также характерны верховые сфагновые болота, которые в Вятско-Ветлужском крае занимают 66% площади.

всех болот (34% низинные болота), тогда как южнее это соотношение меняется — 40% верховых и 60% низинных болот.

К востоку от р. Ветлуги, несколько южнее линии Санчурск — Йошкар-Ола — Малмыж — Сарапул, проходит северная граница подзоны хвойно-широколиственных лесов с примесью сибирских видов. На суглинистых почвах хорошо развиты дубово-пихтово-еловые леса с густым подлеском из орешника и бересклета. В верхнем ярусе примешивается дуб.

Песчаные низменные массивы покрыты вековыми сосновыми борами (Приветлужье, левобережье Волги, бассейн Кельмези, район Котельнича).

Лесостепная зона. Южная граница зоны проходит через Балашов — Саратов, затем поднимается вдоль Волги на север (на 1,5°) до р. Самары и уходит на восток. Распространены здесь серые лесные почвы, сформированные под широколиственным и мелколиственным лесом с хорошо развитым травянистым покровом.

Серые лесные почвы приурочены в основном к возвышенным районам и занимают значительные участки Вятского Увала, Сарапульской возвышенности и обширные массивы Приволжской возвышенности (бассейн р. Суры, в Межпьянье, на междуречье Барыша и Свияги, на плато Самарской Луки). Распространены они и в среднем течении Кинеля.

В этой же зоне встречаются подзолистые и черноземные почвы. Распространение их связано с профилем местности и наличием тех или иных материнских пород. На возвышенных водоразделах, особенно на их южных более расчлененных склонах, развиты дерново-подзолистые почвы (Приволжская возвышенность), а на северных склонах часто встречаются черноземы.

В пределах лесостепной зоны господствуют широколиственные леса с преобладанием дуба. Весьма характерно распределение отдельных пород ярусами: на верхнем ярусе преобладает дуб с примесью вяза, липы, ильмы, остролистого клена; второй ярус представлен дикой яблоней, татарским кленом, рябиной, иногда здесь же встречаются и многие широколиственные спутники дуба — клен, вяз и другие; ниже произрастают орешник, бересклет, крушина, жимолость. Травянистый покров разнообразен — светолюбивые ранневесенние фиалки, медуница, копытень, пролеска, осока и другие, летние теневыносливые сныть, звездчатка, яснотка, анонитум, костер и др.

В лесостепи на древнеаллювиальных песчаных отложениях, а также на меловых и известковых обнажениях широко распространены сосновые боры, причем южная граница сосны приблизительно совпадает с границей лесостепи.

В лесостепной полосе появляются интразональные почвы — солоди и солонцы. Особенно типичны для этой зоны солоди, приуроченные к понижениям рельефа — западинам. Так, в юго-западной части Приволжской возвышенности (верховья р. Хопра, Балашовский и Пензенский районы) на водораздельных пространствах наблюдается развитие таких западин, заросших осиной, ивой, крушиной, шиповником, калиной, а по окраинам вязом, березой, липой.

Ближе к южной границе зоны леса все более перемежаются со степными участками.

Степная зона. Южная граница ее совпадает приблизительно с северной границей Прикаспийской низменности. Зона представлена в северной части ковыльно-разнотравными степями на обыкновенном или южном черноземе, а в южной — ковыльно-типчачковыми степями на каштановых почвах; в верховьях р. Хопра, на востоке Куйбышевской области степь кустарниковая, с дикой вишней, терном, раkitником,

бобовником. На полянах среди кустарниковых зарослей наблюдается типичная степная растительность с преобладанием перистого ковыля.

На каменистых известковых склонах развита обычно каменистая степь, которая, появляясь уже в лесостепи, к югу имеет более широкое распространение. Для нее характерны белая полынь, остролодка, кузьмичева трава.

На юге черноземы окаймляются узкой полосой темнокаштановых почв. Эти почвы преобладают в верховьях бассейнов Еруслана, Большого Иргиза. Обычно среди них встречаются площади солонцеватых разновидностей каштановых почв. Здесь все большую роль приобретают ксерофитные формы растений.

В самой южной пограничной части рассматриваемой территории выделяется небольшая площадь, относящаяся к полупустыни (к Прикаспийской низменности). Здесь характерны типчаково-ромашниковая, чернополынная и травянистая степи, приуроченные к определенным формам рельефа и составу почв.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Территория Поволжья и Прикамья расположена в пределах восточной части Русской (Восточно-Европейской) платформы, известной в литературе также под названием Русской плиты.

Южная граница рассматриваемой территории проходит несколько южнее северного борта Прикаспийской синеклизы, юго-западная — вдоль склона Воронежской антеклизы, западная — сначала пересекает Рязано-Саратовский (Пачелмский) прогиб и западный склон Токмовского свода, а затем прослеживается по краевой части Московской синеклизы. Северная граница намечается немного южнее Предтима́нского прогиба, а восточная — по борту Верхнекамской впадины, а затем вдоль восточного склона Татарского свода, через Сергиевско-Абдулинскую впадину, Оренбургский свод и Бузулукскую впадину.

Фундамент на описываемой площади представлен кристаллическими метаморфизованными породами архейского и нижнепротерозойского возраста, в общих чертах весьма сходными с аналогичными по возрасту докембрийскими образованиями Воронежского и Украинского кристаллических массивов и Балтийского щита.

Среди архейских пород фундамента преобладают парагнейсы различного состава и амфиболиты, прорванные интрузивными телами кислого и основного ряда и интенсивно дислоцированные, измененные глубинными метасоматическими процессами и местами значительно катаклазированные вследствие неоднократных тектонических подвижек.

Нижнепротерозойские породы, входящие в состав фундамента, метаморфизованы несколько слабее и представлены мелкозернистыми гнейсами, кварцито-сланцами, слюдястыми сланцами, филлитами. На породах фундамента почти всюду, где он вскрыт, наблюдается кора выветривания, достигающая по мощности на склонах древних сводов 8—10 м.

Наиболее древними осадочными отложениями, налегающими на породы фундамента (поскольку об этом можно судить в настоящее время), являются песчаные породы, вскрытые буровыми скважинами в Юлово-Ишиме. Эти отложения могут быть параллелизованы с иотнийскими образованиями Балтийского щита. О распространении иотнийских образований данных мало. По-видимому, они подверглись значительному размыву, предшествующему накоплению более молодых отложений.

Для нижних серий осадочного чехла верхнепротерозойского возраста восточной части Русской платформы весьма характерна их локализация в пределах узких грабенообразных прогибов (Рязано-Саратовский, Сергиевско-Абдулинский и др.). В этих прогибах накапливались отложения очень большой мощности. В настоящее время мы знаем разрезы таких образований только для краевых частей впадин. В пределах осевых частей они бурением на всю их мощность пока не вскрыты. В Сергиевско-Абдулинской впадине верхнепротерозойские отложения расчленяются на нижекалтасинскую, верхнекалтасинскую, серафимовскую и леонидовскую свиты и верхнебавлинскую серию, в Рязано-Саратовском прогибе — каверинскую, пересыпкинскую свиты, пачелмскую и волыно-валдайскую серии.

Отложения нижнего палеозоя в Поволжье и Прикамье отсутствуют. К нижнему девону условно относятся образования, развитые в Саратовском Поволжье и получившие наименование казанлинской свиты. Выше осадочный чехол слагают отложения среднего и верхнего девона, каменноугольные, пермские и мезо-кайнозойские. Состав и строение этих образований отображают историю геологического развития территории на протяжении длительного времени. Среди отложений осадочного чехла особенно большое значение имеют образования палеозойского возраста, которым подчинены крупнейшие в нашей стране месторождения нефти.

Кроме осадочных образований, среди пород чехла встречаются и породы магматического происхождения, о которых по мере развития буровых работ накапливается все большее количество данных.

О вулканической деятельности в пределах Поволжья и Прикамья свидетельствуют штоки, дайки, силлы, потоки и пирокластические накопления пород габбро-диабазового ряда, которые встречены в ряде скважин среди отложений додевонского и девонского возраста. Так, о проявлении вулканизма верхнеживетского времени можно судить по туфам, обнаруженным в верхнеживетских породах юго-восточной Татарии. О вулканической деятельности в пашийское время говорит присутствие туфов, встреченных в скважинах Радаевского района. В районе с. Арлан, расположенном несколько восточнее рассматриваемой территории, пепловый туф встречен среди аргиллитов кыновского возраста. В районе с. Бондюги пепловый туф отмечается в саргаевских известняках. В пашийское время произошло излияние лавы в районе с. Казаклар. Следует отметить, что породы магматогенного происхождения встречаются в буровых скважинах, заданных вблизи бортовых зон древних грабенообразных прогибов.

Интенсивное разбуривание территории Поволжья и Прикамья в связи с разведочными работами на нефть, особенно в последние 10—15 лет, дало много новых данных по тектонике этой области. При этом накопился новый геологический материал, характеризующий не только строение осадочного чехла, но в какой-то мере и кристаллического фундамента территории. Однако в целом тектоника фундамента в сравнении с тектоникой осадочного чехла изучена еще очень слабо.

Довольно отчетливо в ряде районов площади выделяются грабенообразные прогибы в теле фундамента, выполненные осадочными образованиями верхнепротерозойского возраста. Возникновение таких прогибов, по-видимому, происходило вдоль системы разломов в фундаменте платформы как в тех участках, которые в дальнейшем формировались как крупные антеклизы, так и на месте будущих крупных синеклиз. Таким образом, грабенообразные прогибы в теле фундамента, выполненные осадочными образованиями, являются, по-видимому, первоначальными структурными формами, характерными для ранней стадии развития платформенных областей. В дальнейшем, когда осадочные образования получают более широкое распространение, начинают развиваться крупные структурные формы типа синеклиз и антеклиз. Руководствуясь глубиной залегания фундамента и строением осадочного чехла, сложенного палеозойскими образованиями, в пределах восточной части Русской платформы можно выделить ряд крупных структурных форм типа синеклиз и антеклиз (рис. 10). В пределы территории Поволжья и Прикамья они заходят не полностью, а лишь частично.

Основным структурным элементом является Волжско-Камская антеклиза, которая занимает большую часть описываемой территории и входит в нее почти целиком, за исключением восточной части, распо-

ложенной в Приуралье (Пермская и Оренбургская области и Башкирия). Кроме того, в пределы региона входят части следующих структурных элементов: северная часть Прикаспийской синеклизы, юго-восточный склон Воронежской антеклизы, юго-восточная часть Рязано-Саратовского прогиба, восточная часть Московской синеклизы.

Волжско-Камская антеклиза. По территории распространения полностью совпадает с тем участком Восточно-Русской впадины, который А. Д. Архангельский (1941) предложил именовать Волжско-Камским. Он писал, что «по деталям геологического строения и истории развития Восточно-Русская впадина неоднородна и ее можно подразделить на несколько участков, значительно разнящихся между собой, и что остающийся за выделением Подмосковной котловины и Прикаспийской впадины участок Восточно-Русской впадины до сих пор не имеет особого наименования: мы будем называть его Волжско-Камским» (стр. 63).

Волжско-Камская антеклиза ограничена на юге Прикаспийской синеклизой, на юго-западе Рязано-Саратовским прогибом, на западе Московской синеклизой, на севере Предтима́нским прогибом и на востоке Предуральским прогибом.

Антеклиза состоит из ряда крупных положительных структурных форм — сводовых поднятий, которые довольно отчетливо выражены как по фундаменту, так и по осадочному чехлу. К таким поднятиям относятся: Татарский, Токмовский, Жигулевско-Пугачевский, Башкирский и Камский своды. Два последних свода находятся уже за пределами описываемого региона. Своды разобщаются между собой прогибами или впадинами (Мелекесская, Верхнекамская и Бузулукская), также довольно отчетливо выраженными как по фундаменту, так и по осадочному чехлу.

Кроме сводов и впадин, которые сравнительно отчетливо прослеживаются по фундаменту и по осадочному чехлу, в пределах антеклизы распространены крупные структурные формы как положительные, так и отрицательные, которые отчетливо прослеживаются по фундаменту и нижним горизонтам осадочного чехла и не сказываются или слабо сказываются по более верхним отложениям осадочного чехла. Такие структурные формы можно именовать погребенными сводовыми поднятиями и погребенными впадинами. К погребенным сводовым поднятиям или сводам относятся: Оренбургский, Котельничский, Сыктывкарский и Немско-Лойненский, а к погребенным впадинам или прогибам — Сергиевско-Абдулинская впадина и Казанско-Кажимский прогиб.

Татарский свод представляет собой крупную структуру Волжско-Камской антеклизы. На западе свод ограничивается Мелекесской впадиной, на востоке — Верхнекамской впадиной и Бирской седловиной, на юге Сергиевско-Абдулинской погребенной впадиной и на севере отделен от Немско-Лойненского погребенного свода Кильмезской депрессией.

В пределах Татарского свода по фундаменту выделяются два наиболее приподнятых участка: северный — Кукморский и южный — Альметьевский, разделенные Сарайлинским прогибом. Эти участки хорошо очерчиваются изогипсой минус 1600 м. По отложениям девонского и каменноугольного возраста Татарский свод также выделяется отчетливо и представлен двумя вершинами. По пермским отложениям свод выражен менее отчетливо, нежели по девонским и каменноугольным, приобретает несколько расплывчатые формы.

Токмовский свод занимает обширную территорию в пределах западной части Волжско-Камской антеклизы. Он ограничивается на юго-западе Рязано-Саратовским прогибом, на западе и северо-за-

паде Московской синеклизой, на востоке Казанской седловиной и Мелекесской впадиной. На юго-востоке Токмовский свод примыкает к Жигулевско-Пугачевскому своду, а на севере отделен от Котельничского погребенного сводового поднятия Марийской седловиной.

Абсолютные отметки кристаллического фундамента в центральных участках Токмовского свода порядка —800 м, а в более погруженных участках —1200—1700 м. Верхнепротерозойские образования развиты в основном в крыльевых участках свода. Палеозойские отложения в пределах территории свода распространены широко, и по ним свод выражен довольно отчетливо. Отложения мезозойского возраста залегают на размытой поверхности палеозойских образований. В их строении Токмовский свод не находит отражения, они вместе с более молодыми образованиями слагают наложенный Ульяновско-Саратовский прогиб.

Жигулевско-Пугачевский свод является наиболее крупной структурной формой в пределах южной части Волжско-Камской антеклизы. На севере он ограничивается Мелекесской впадиной, на востоке и на юго-востоке — Бузулукской впадиной, на юге прослеживается до прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы. На западе Жигулевско-Пугачевский свод сочленяется с Токмовским сводом.

Западная часть по сравнению с восточной более приподнята. Здесь намечаются две вершины — Жигулевская и Балаковская. На Жигулевской вершине верхнепротерозойские отложения отсутствуют и на породы фундамента налегают девонские образования, на Балаковской вершине распространены и верхнепротерозойские образования. Породы фундамента в наиболее приподнятых участках имеют отметку порядка —1400—1600 м и на склоне —2500—2800 м.

Жигулевско-Пугачевский свод отчетливо выражен также по отложениям палеозойского возраста.

Оренбургский погребенный свод с севера ограничивается Сергиевско-Абдулинской впадиной, а с юга — Бузулукской. По отложениям, налегающим на фундамент, северное крыло свода выра-

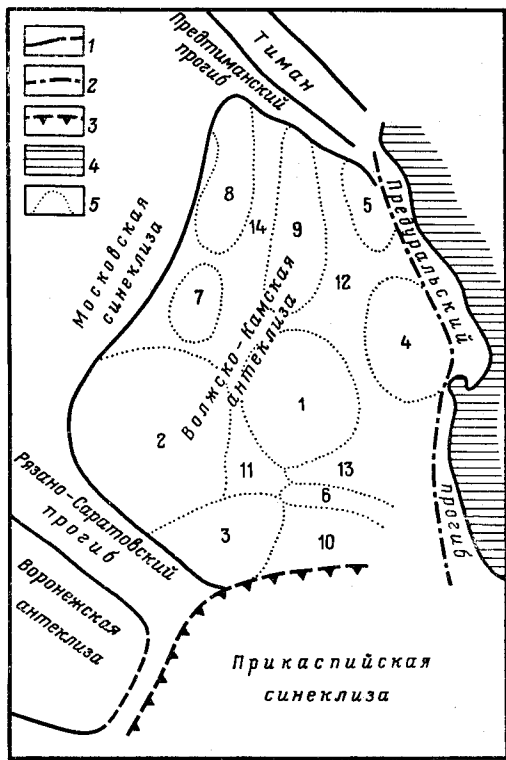


Рис. 10. Схема расположения основных структурных элементов в пределах восточной части Русской платформы

1 — границы крупных структурных элементов; 2 — западная граница Предуралья; 3 — борт Прикаспийской синеклизы; 4 — западный склон Урала; 5 — границы структурных элементов в пределах Волжско-Камской антеклизы
Структуры (цифры на карте). Своды: 1 — Татарский; 2 — Токмовский; 3 — Жигулевско-Пугачевский; 4 — Башкирский; 5 — Камский. Погребенные своды: 6 — Оренбургский; 7 — Котельничский; 8 — Сыктывкарский; 9 — Немско-Лойненский. Впадины: 10 — Бузулукская; 11 — Мелекесская; 12 — Верхнекамская. Погребенные грабенообразные впадины фундамента: 13 — Сергиевско-Абдулинская (по палеозойским отложениям выражена неотчетливо); 14 — Казанско-Кажимский прогиб (по палеозойским образованиям зона Вятских поднятий)

жено неотчетливо. С Бузулукской впадиной граница проводится условно по изолинии поверхности фундамента — 2800 м.

Котельничский погребенный свод прослеживается в меридиональном направлении несколько западнее Вятского вала — от широты г. Йошкар-Ола на юге до широты г. Мураши на севере.

Котельничский выступ фундамента отделяет Казанско-Кажимский прогиб от Московской синеклизы. На юге от Токмовского свода его отграничивает неглубокая Марийская седловина. Отметки фундамента в пределах наиболее приподнятых участков свода около — 1500 м, а на крыльях от — 1700 до — 1900 м.

В пределах Котельничского свода отсутствуют верхнепротерозойские образования. Как отражается свод на строении девонских пород, пока неизвестно. По карбону и перми наличие свода не сказывается.

Сыктывкарский погребенный свод расположен севернее Котельничского свода и также отделяет Московскую синеклизу от Казанско-Кажимского прогиба.

В пределы рассматриваемой территории входит лишь южная часть этого свода. Породы кристаллического фундамента здесь вскрыты вблизи деревень Грива и Иб (Коми АССР) на отметке — 1799 и — 1616 м. Скважинами в Опарино и Шестаках фундамент вскрыт на отметках — 2085 м. Отложения додевонского возраста обнаружены лишь на склонах свода. В верхнем палеозое и мезозое свод как положительный структурный элемент не сказывается.

Сыктывкарский свод может быть объединен с Котельничским в единую зону приподнятого залегания фундамента, которая прослеживается в виде вытянутой в меридиональном направлении полосы.

Немско-Лойненский погребенный свод расположен к северу от Татарского свода и прослеживается от устья р. Кильмези на юге до нижнего течения р. Весляны на севере. Свод ограничен на западе Казанско-Кажимским прогибом, а на востоке — Верхнекамской впадиной. Породы фундамента имеют отметки от — 1500 до — 2100 м.

В пределах свода можно выделить несколько самостоятельных выступов — Немский, Уржумский, Климовский и Лойненский. В последнем фундамент залегает на абсолютной глубине — 1592 м. Верхнепротерозойские отложения развиты повсеместно.

Бузулукская впадина расположена в пределах южной части Волжско-Камской антеклизы. Она разделяет Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды и открыта на юг в сторону Прикаспийской синеклизы. Глубина впадины увеличивается с севера на юг. Впадина прослеживается как по фундаменту, так и по осадочному чехлу. По пашийским отложениям наиболее погруженная часть впадины располагается между г. Бузулуком и районом Кулешовского нефтепромысла.

Мелекесская впадина разобщает Токмовский, Татарский и Жигулевско-Пугачевский своды. В наиболее погруженных участках впадины фундамент залегает на абсолютных глубинах — 2369 м (Узюковская скважина).

В пределах большей части впадины верхнепротерозойские образования не вскрыты. Эти отложения известны лишь в районе Зольного Оврага (у границы с северным бортом Жигулевской дислокации) и в районе с. Алькеево.

Впадина прослеживается как по фундаменту, так и по осадочному чехлу. По различным горизонтам осадочного чехла очертания ее несколько различные. Сильное прогибание впадина испытывала в период отложения терригенной толщи девона, мощность которой здесь значительная. Строение впадины существенно отличается по отложениям

мезо-кайнозоя. Так, в южной части впадины (Ставропольский участок) наблюдается большая мощность палеогена, а несколько севернее развиты неогеновые образования.

Верхнекамская впадина ограничена с запада Немско-Лойненским и с юго-запада Татарским сводами.

Впадина выполнена мощной толщей протерозойских образований. На северо-востоке их мощность 200—600 м, а южнее, по геофизическим данным, возрастает до 2800 м (в основном за счет нижнебавлинских отложений). Строение впадины лучше изучено по палеозойским породам.

Сергиевско-Абдулинская впадина представляет собой глубокое грабенообразное погружение в теле фундамента, заполненное отложениями верхнепротерозойского возраста. Впадина вытянута в направлении, близком к широтному. Северный борт впадины примыкает к Татарскому своду, а южный — к Оренбургскому погребенному сводовому поднятию. Впадина несколько сужается в западном направлении, в сторону с. Радаевки и пос. Серноводска, и раскрывается к востоку, в сторону г. Белебея и с. Стерлибашево. Граница между Сергиевско-Абдулинской и Мелекесской впадинами проводится условно.

По осадочному чехлу впадина выражена неотчетливо. Слои девона и карбона в осевых участках впадины или слабо наклонены к югу или залегают почти горизонтально.

Казанско-Кажимский погребенный прогиб является грабенообразным погружением в теле Волжско-Камской антеклизы. Прогиб прослеживается в направлении близком к меридиональному — от Предтимаанского прогиба на севере почти до г. Казани на юге. С запада прогиб граничит с Котельничским и Сыктывкарским сводами, а с востока — с Немско-Лойненским и Татарским сводами.

Прогиб в северной части на глубине выполнен образованиями верхнепротерозойского возраста. Ложе прогиба наклонено с юга на север. Прогиб отчетливо выражен по фундаменту, верхнему протерозою и нижним горизонтам девона. Вышележащие отложения на месте прогиба образуют положительную структуру, известную в литературе как Вятский вал или Вятские дислокации.

Кроме крупных структурных форм, с большей или меньшей отчетливостью прослеживающихся через весь разрез отложений, в пределах Волжско-Камской антеклизы получила развитие оригинальная структурная форма в небольшом стратиграфическом интервале (структурно-фациальная зона) — Камско-Кинельская впадина (некоторыми исследователями именуемая Камско-Кинельской системой прогибов).

Впадина наиболее отчетливо выявляется по кровле карбонатной толщи фаменского яруса и по кровле заволжских слоев турнейского яруса и прослеживается в разрезе до кровли радаевско-бобриковских отложений. По нижним комплексам этих отложений в связи с уменьшением их мощности от краевых участков впадины к центру образуется глубокое понижение, которое выполнено вышележащими отложениями, имеющими, наоборот, увеличенные мощности в центральных частях впадины и уменьшенные к бортам. Как в нижележащих, так и вышележащих отложениях эта впадина не сказывается. Она прослеживается в виде узкой и извилистой полосы с юго-запада на северо-восток с многими ответвлениями, располагаясь, как правило, в области прогибов между сводовыми поднятиями или захватывая краевые части сводов.

Воронежская антеклиза¹ представляет собой крупное тектоническое сооружение, которое прослеживается в направлении с северо-запада на юго-восток — от Белорусской антеклизы в сторону Прикаспийской синеклизы. В сводовой части антеклизы фундамент залегает на небольшой глубине или даже выходит на поверхность (Богучар). Осадочные образования, налегающие на фундамент, в пределах сводовой части антеклизы имеют небольшую мощность. К склонам впадин, ограничивающих антеклизу, мощность осадочных пород значительно возрастает. В пределы рассматриваемой территории входит лишь небольшая часть антеклизы, примыкающая к Рязано-Саратовскому прогибу в районе г. Балашова.

Рязано-Саратовский прогиб — это грабенообразная впадина, прослеживаемая от Московской синеклизы на северо-западе до Прикаспийской синеклизы на юго-востоке и отделяющая Волжско-Камскую антеклизу от Воронежской. Прогиб на глубине выполнен отложениями верхнепротерозойского возраста. Выше развиты отложения девонского, каменноугольного, пермского (в юго-восточной части) и мезозойского возраста. Фундамент в наиболее прогнутых участках залегает на абсолютной глубине до — 3000—4000 м.

Краевая часть Рязано-Саратовского прогиба на правобережье Волиги, примыкающая к борту Прикаспийской синеклизы, многими исследователями выделяется под названием Приволжской моноклинали.

Прикаспийская синеклиза является областью глубокого погружения фундамента Русской платформы на величину порядка 12—15 км. В пределы рассматриваемой территории синеклиза входит только своей северо-западной частью. Важной особенностью Прикаспийской синеклизы является широкое развитие в разрезе слагающих ее осадочных образований мощных толщ галогенных пород пермского и, возможно, более древнего возраста и соответственно широкое распространение в пределах синеклизы солянокупольных структур. Прикаспийская синеклиза изучена недостаточно. Судя по геофизическим данным, в ее пределах имеется несколько выступов кристаллического фундамента, разделенных участками, где мощность осадочных образований особенно велика.

Переход от Волжско-Камской антеклизы к Прикаспийской синеклизе происходит через систему ступенчатых флексуорообразных изгибов и, возможно, сбросов. По геофизическим данным, вдоль западного и северного бортов синеклизы намечается гравитационный уступ.

Московская синеклиза является одной из основных структурных форм Русской платформы. В пределы описываемой территории входит лишь своей восточной частью, примыкающей к Волжско-Камской антеклизе. Московская синеклиза — древняя структурная форма. Начало ее формирования относится к верхнепротерозойскому времени. В дальнейшем она продолжала формироваться в палеозойское и мезозойское время. Граница синеклизы с Волжско-Камской антеклизой выражена наиболее отчетливо по фундаменту и верхнепротерозойским образованиям, которые широко распространены в пределах синеклизы и отсутствуют в пределах смежных сводовых поднятий антеклиз.

Породы девонского, каменноугольного и пермского возраста слабо наклонены в сторону центральных участков синеклизы от Токмовского свода. Причем породы среднего девона погружаются более круто, чем пермские. Менее четкие соотношения по этим же отложениям между Московской синеклизой и такими сводовыми поднятиями, как Котельничское и Сыктывкарское. В пределах восточной части строение сине-

¹ Многие исследователи именуют Воронежским сводом.

клизы осложнено интенсивными нарушениями (Пучеж-Катунские дислокации).

В мезо-кайнозойское время продолжалось развитие структурных форм рассматриваемой территории. Основными районами прогибания, где в это время происходило осадконакопление, кроме Прикаспийской и Московской синеклиз, являлись Ульяновско-Саратовский прогиб и Вятско-Камская впадина, которые, по-видимому, следует называть структурными элементами наложенного типа.

Под названием Ульяновско-Саратовского прогиба (наложенного) выделяется широкий, плоский, неправильный по форме мезо-кайнозойский прогиб, который от широтного течения р. Волги (к востоку от г. Горького) прослеживается на юг до низовьев р. Хопра. От Прикаспийской синеклизы эта структура отделяется Доно-Медведицкими и Саратовскими дислокациями.

Возникновение Ульяновско-Саратовского наложенного прогиба несколько видоизменило сформировавшиеся ранее структурные элементы по палеозойским отложениям, однако при этом сколько-нибудь значительной перестройки герцинского структурного плана не произошло.

Вятско-Камская впадина (наложенная) в наиболее погруженной части может быть выделена по распространению триасовых, юрских и нижнемеловых образований среди поля пермских пород в междуречье Вятки и Камы и их верхнем течении.

Границей впадины на западе служат поднятия зоны Вятских дислокаций, на востоке — западный склон Камского свода; на севере впадина прослеживается до Предтимаанского прогиба; на юге и юго-востоке ее граница неотчетливая.

Наряду с крупными формами, о которых говорилось выше, в пределах рассматриваемой территории, как и вообще на Русской платформе, широко распространены структурные формы меньших размеров, известные в литературе под наименованием валов, плакантиклиналей или линейных платформенных дислокаций (см. рис. 105). Эти структурные формы обычно имеют относительно небольшую ширину (несколько километров) и протягиваются в длину на десятки километров. Среди них часто встречаются формы асимметричного строения, имеющие одно пологое крыло, второе более крутое, часто флексуобразное. Флексуобразные структурные формы приурочены, как правило, к склонам сводовых поднятий, к участкам между сводовыми поднятиями, а также прослеживаются вдоль бортовых зон крупных областей погружения.

В пределах описываемой площади отчетливо выраженные структурные формы с флексуобразным изгибом слоев известны по южному склону Татарского свода, по северному борту Жигулевско-Пугачевского, по южному борту Оренбургского свода, в пределах Казанско-Кажимского и Рязано-Саратовского прогибов, по периферии Прикаспийской синеклизы и в некоторых других участках.

В наиболее приподнятых участках сводовых поднятий валы, как правило, не распространены или выражены неотчетливо. Здесь чаще развиты структуры, менее вытянутые в длину и имеющие более округлые очертания.

Таким образом, наблюдается некоторое отличие в строении тех зон, где расположены наиболее приподнятые участки сводовых поднятий, и тех, где развиты линейно вытянутые структурные формы. Проведенное бурение на ряде асимметричных валов показало интересные особенности их строения. Оказалось, что на глубине иногда происходит изменение мощности отдельных пачек отложений, а также уменьшение или, наоборот, увеличение угла наклона слоев.

В пределах территории Поволжья и Прикамья, как и вообще в пределах восточной части Русской платформы, очень широко распространены более мелкие по сравнению с валами структурные формы, получившие наименование локальных поднятий. Эти структурные формы приурочены как к валообразным поднятиям, так и к участкам, где валы не прослеживаются.

Размеры локальных поднятий варьируют в весьма широких пределах. По условиям строения среди них могут быть выделены несколько типов. В одних случаях локальные поднятия выполаживаются с глубин, в других прослеживаются через всю толщу осадочных образований. Иногда отмечается несовпадение структурных планов по различным горизонтам отложений и т. д. В тех случаях, когда локальные структурные формы осложняют строение асимметричных валообразных структур, они, как правило, также асимметричны. Их крутое крыло тогда как бы сливается с крутым крылом вала или флексуры.

На формирование локальных поднятий, кроме тектонических движений, оказывали влияние явления облекания, размыва, процессы рифообразования и т. д. Важную роль играла и пластичность пород, что находит наиболее полное выражение в образовании соляных куполов. Солянокупольные структуры в пределах рассматриваемой территории, как уже говорилось, широко распространены в Прикаспийской синеклизе.

Кроме многочисленных данных о строении осадочного чехла, в последние годы накапливается все большее количество сведений и о строении фундамента. В настоящее время составлена довольно подробная карта рельефа фундамента (см. рис. 104), отражающая сложное строение поверхности древнейших метаморфических и изверженных пород, на которую налагается осадочный чехол. Сделаны первые шаги в установлении возраста пород, слагающих фундамент, что имеет большое значение для познания тектоники древнейших образований. Весьма существенным, в частности, является установление участков, где среди пород фундамента залегают более молодые образования. Так, по данным Т. А. Лапинской, микрогнейсы и сланцы нижнего протерозоя сохранились в небольших участках в пределах вершин Татарского свода, Сарайлинском прогибе, в Приказанском районе и других участках.

При описании пород фундамента многими исследователями отмечались случаи проявления то более, то менее сильного катаклаза пород, что позволяет более уверенно говорить о характере нарушений пород фундамента и выделении участков с большей или меньшей тектонической активностью и установлении зон разломов в теле фундамента.

Геофизические исследования дают представление не только о глубине залегания фундамента, но и об особенностях его строения. Анализ результатов геофизических исследований позволяет выделить два основных типа геомагнитных и гравитационных полей. Первый тип — аномалийные поля изометрических очертаний и второй тип — аномалийные поля линейно вытянутые. Предполагается, что выделяемые типы полей соответствуют различным геотектоническим элементам фундамента.

При сопоставлении данных о строении фундамента и осадочного чехла оказывается, что линейно вытянутые аномалийные поля соответствуют зонам распространения линейно вытянутых структурных форм в осадочном чехле, а поля изометрических очертаний — крупным сводовым поднятиям.

Особый интерес представляет строение участков, где нарушения в фундаменте сопровождаются накоплением древнейших толщ осадоч-

ных образований. Такими участками являются зоны развития грабенообразных прогибов, образование которых весьма характерно для раннего периода формирования чехла древних платформ.

В зонах нарушений, которые привели к образованию грабенообразных прогибов в верхнепротерозойское время, интенсивные движения по тем же направлениям возникали и на более поздних этапах геологического развития. Так, например, вдоль отчетливо выраженных в рельефе фундамента бортовых зон Сергиевско-Абдулинской грабенообразной впадины в дальнейшем в осадочном чехле образовались флексуры, в строении которых участвуют палеозойские образования, включая верхний отдел пермской системы (уфимский, казанский, татарский ярусы). В этом случае, как и в ряде других, удастся проследить тектонические движения, периодически возникающие по одной и той же системе нарушений. Такое прослеживание способствует более правильному пониманию того типа нарушений, который получил наименование глубинных разломов.

Глава IV

СТРАТИГРАФИЯ

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЙ ФУНДАМЕНТ

В пределах Поволжья складчатый кристаллический фундамент покрыт мощным чехлом осадочных образований. Изучение его стало возможным лишь после проведения глубокого бурения. До этого вопрос о возрасте и строении слагающих фундамент пород решался на основании общегеологических построений, региональных геофизических исследований и аналогий с прилегающими областями — Балтийским щитом, Украинским кристаллическим массивом, Воронежским выступом, Уралом. Впервые фундамент на Русской платформе был достигнут в 1940 г. тремя скважинами (Боенской в Москве, Сызранской и Ардатовской в Западной Башкирии) на глубинах порядка 1600—1800 м. Во всех этих скважинах он оказался сложным глубокометаморфизованными и мигматизированными породами типа гранито-гнейсов, гнейсов, габбро-норитов, которые исследовавшими их авторами были отнесены к докембрию.

С этого момента начинается детальное изучение пород фундамента Поволжья, чему способствовало развитие опорного бурения, а также открытие в пределах Татарской и Башкирской АССР, Куйбышевской и Саратовской областей крупных залежей нефти и газа в девонских отложениях.

В настоящее время на территории Поволжья насчитываются тысячи глубоких скважин, вскрывших фундамент, что позволяет составить довольно отчетливое представление о его погребенном рельефе и о петрографических особенностях слагающих пород. Труднее решаются вопросы условий залегания и стратиграфии фундамента, поскольку исследователи имеют дело с ограниченным керновым материалом, поднимающимся без азимутальной ориентировки и часто настолько измененными процессами поверхностного выветривания, что восстановление облика коренных пород становится невозможным. Обычно проходка по фундаменту измеряется единицами метров, реже это 10—20 м и лишь отдельные скважины (Сызранская 49, Кудымкарская, Малышевская, Уни 3 и немногие другие) углубляются в кристаллические породы на 50—70 м и более. Следует иметь в виду, что глубокие скважины распределяются по площади далеко не равномерно. В пределах Татарского и северной части Жигулевско-Пугачевского сводов концентрируется большая масса скважин, а районы Кировской, Пермской областей, а также юго-восток Куйбышевской области, где кристаллические породы залегают на глубинах порядка 3000 м и более, освещены бурением гораздо слабее. Все это приводит к неравноценной изученности строения фундамента Поволжья в целом.

В первые годы после вскрытия фундамента его исследование велось в основном по кернам опорных скважин. Описания, данные А. А. Апродовой, М. Г. Кондратьевой, З. А. Кондратьевой, И. В. Лучицким, Н. Н. Соколовой, С. И. Новожиловой, Д. Н. Утехиным и другими авторами, явились первыми источниками сведений о составе и струк-

туре слагающих фундамент пород. Эти данные в дальнейшем вошли в сводки по геологии Русской платформы (Суворов, Филиппова и др., 1957; Нечитайло и др., 1957; Педашенко, 1959 и др.).

С 1946 г. систематическое исследование пород фундамента Волго-Уральской области начинается (под руководством В. П. Флоренского) в Московском нефтяном институте им. Губкина, а с 1950 г. для центральной части Русской платформы в Московском филиале ВНИГРИ (под руководством А. И. Педашенко) и в Казанском университете (Б. А. Успенский). Кроме того, определения пород ведутся во многих других геологических организациях. Почти одновременно появляются в печати довольно подробные описания метаморфических образований по единичным скважинам Прикамья (Апродова, 1948), Туймазинского района Башкирии (Флоренский, 1951; Тимергазин, 1951), зоны Саратовских дислокаций (Кондратьева и Енгуразов, 1951) и других районов.

Следующим этапом исследования явилось построение первых петрографических карт для отдельных, наиболее хорошо освещенных бурением территорий. Для Куйбышевского Поволжья такая карта была составлена Л. З. Егоровой (1954 г.), для Татарского свода Т. А. Лапинской и В. С. Князевым (Флоренский, Лапинская, Князев, 1957), для Западной Башкирии К. Р. Тимергазиным (1957).

В 1957 г. построена схема структуры поверхности кристаллического фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000 (Фотиади, 1957), в которой в обобщенном виде показан петрографический состав слагающих его пород. Использованы данные петрографии и при построении карты фундамента центральных и восточных частей Русской платформы Н. В. Неволлиным (1958).

Еще более полный материал о строении кристаллического основания Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорному бурению можно найти в работе Э. Э. Фотиади (1958).

Большой материал по петрографии фундамента средней части Русской платформы имеется в работах А. И. Педашенко (1959) и М. М. Веселовской (1963); сводные петрографические описания отдельных типов пород можно найти в работах М. А. Гаррис (1955), В. П. Флоренского, Т. А. Лапинской и В. С. Князева (1955, 1959), К. Р. Тимергазина (1958), М. М. Веселовской и др. (1960₁); в работах Т. А. Лапинской (1962) и Л. З. Егоровой (1964) даются петрографические карты фундамента с охватом значительных территорий; обобщения по петрографии фундамента различных частей Татарской АССР имеются в статьях Б. А. Успенского (1955), Б. С. Ситдикова (1960, 1963, 1964), Е. Г. Журавлева (1962), по Удмуртии в работах Н. П. Старкова (1957, 1961 и др.).

Важным этапом в исследовании фундамента Русской платформы следует считать составление его геологической карты, выполненное во ВСЕГЕИ (Варданянц, 1960₁). Объяснительная записка к карте является по сути дела первой краткой сводкой главнейших сведений о фундаменте платформы в целом, накопленных до 1958 г. В 1960 г. обзор архейских и протерозойских пород Татарской АССР был сделан В. А. Поляниным и Б. С. Ситдиковым.

С 1951 г. сначала во ВНИИГеофизика, а затем и в других учреждениях начинается систематическое изучение физических свойств пород фундамента. Результаты этого изучения нашли отражение в целом ряде работ Н. В. Неволлина (1957_{1,2}, 1958), Н. В. Подобы (1959), М. Л. Озерской (1955), Л. Н. Еланского (1960₁), В. П. Боронина, Н. Б. Дортман и др.

В последние годы все большее внимание уделяется определению абсолютного возраста кристаллических образований центральной и восточной частей Русской платформы. Проведенные в этом направлении исследования освещены в работах А. П. Виноградова, А. И. Тугарилова и др. (1960), Л. Н. Овчинникова и др. (1960, 1964), М. А. Гаррис (1960; Гаррис и др., 1961, 1964 г.) и др.

Изложенный ниже материал по характеристике петрографических особенностей и стратиграфических соотношений пород фундамента Поволжья базируется на изучении керна около 1000 глубоких скважин, описания которых имеются в многочисленных работах.

При сравнении работ различных исследователей выяснилось, что иногда породы из одной и той же скважины и того же интервала глубины описываются и определяются по-разному. Это связано, во-первых, со сложностью состава и строения метаморфических образований, на которые часто накладываются различные вторичные процессы, а также с тем, что в ряде случаев скважина проходит по толще парагнейсов меняющегося состава и различные образцы представляют то одну, то другую разность гнейсов. Поэтому в характеристике разрезов некоторых скважин могут быть расхождения.

Главные типы пород, принимающие участие в строении фундамента Поволжья, оказались довольно хорошо выдержанными по всей его территории. Во избежание повторений в дальнейшем вначале рассмотрены общие вопросы — стратиграфия фундамента Поволжья, распространенность в нем различных типов пород, а затем каждый из типов описывается более подробно с указанием его специфики в тех или иных тектонических районах.

При оценке некоторых из намеченных ниже положений необходимо учитывать, что иногда они условны и требуют дальнейших уточнений.

Вопрос о возрасте пород, слагающих кристаллический фундамент Поволжья, относится к числу проблем, решение которых способствует выяснению древнейших этапов геологического развития этой территории.

Еще задолго до бурения первых глубоких скважин фундамент Русской платформы был отнесен А. П. Карпинским к докембрию в широком понимании этого термина, т. е. включая сюда архей и протерозой. Впоследствии А. Д. Архангельский указал на то, что формирование фундамента в центральной и восточной частях Русской платформы частично могло происходить в палеозое. Эта точка зрения подвергалась резкой критике со стороны И. М. Губкина, который присоединился к мнению А. П. Карпинского, отмечая в то же время, что окончательное решение вопроса о возрасте фундамента может быть сделано лишь после проведения глубокого бурения.

При обработке керновых материалов первых же глубоких скважин выяснилось, что кристаллический фундамент закрытой части Русской платформы слагается глубокометаморфизованными докембрийскими породами, часто весьма сходными с архейскими (тетерево-бугскими) образованиями Украинского кристаллического массива (Лучицкий и Половинкина, 1940; А. Н. Заварицкий и В. П. Батулин, 1951 г.).

Для восточной части Русской платформы на докембрийский возраст гнейсов указывалось в работах А. А. Апродовой (1948) по Прикамью, И. В. Лучицкого (1953) по Жигулевско-Пугачевскому своду и Байтуганской скважине, К. Р. Тимергазина (1951) для Бавлинско-Туймазинского района. Эта же точка зрения неоднократно излагалась в работах В. П. Флоренского (1951 и др.).

В 1954 г. В. П. Флоренским и Т. А. Лапинской была предложена четырехчленная схема подразделения фундамента восточной части Русской платформы с отнесением главной массы слагающих его парагнейсов и подчиненных им амфиболитов к нижнему архею. Кроме этих пород, выделялись еще верхнеархейские мелкозернистые гнейсы и амфиболовые роговики, сопоставлявшиеся с ингуло-ингулецкими гнейсами верхнего архея по Н. П. Семенову (1953 г.). Протерозой был также разделен на две части — нижний и верхний. К нижнему отнесены обнаруженные к тому времени в единичных скважинах филлиты, слюдястые сланцы и железистые кварциты, а к верхнему (иотнию) условно нижние кварцитовидные песчаники бавлинской свиты, прорванные интрузиями габбро-диабазов. Двухчленная схема делений архейских отложений для фундамента Башкирии была впоследствии принята К. Р. Тимергазиным (1957 г.).

К нижнему архею относил парагнейсы и амфиболиты Токмовского свода А. И. Педашенко (1959). Относительно возраста гранитоидов, прорывающих толщу парагнейсов, он придерживался своеобразной точки зрения (1959, стр. 145). Небольшие интрузии гранитов и гранодиоритов, отмеченные в районе Токмово, в Юлово-Ишиме, Лыскове, Балахонихе и на других площадях, им отнесены к проявлениям синхронного (каледонского) магматизма, сопровождавшего формирование Токмовского свода. В обобщающих работах П. Г. Суворова и др. (1957) и М. М. Веселовской (1963) эти гранитоиды датированы археем и нижним протерозоем.

Среди протерозойских образований фундамента центральной части Русской платформы М. М. Веселовская, Д. Н. Утехин и С. М. Суханова (1959) выделяют аналоги метабазитовой и саксаганской серий Украины. К метабазитовой серии авторы относят мелкозернистые амфиболиты и амфиболовые гнейсы Поваровской скважины, весьма сходные с аналогичными породами некоторых площадей Татарского свода.

Л. А. Варданянц (1960₂) выделяет в фундаменте Русской платформы четыре комплекса пород, отличающихся друг от друга петрографическим составом, интенсивностью метаморфизма и степенью дислоцированности, — ниже- и верхнеархейские и ниже- и верхнепротерозойские. К первому комплексу (аналогам днепровской свиты схемы В. И. Лучицкого) отнесены биотитовые, биотит-амфиболовые плагиоклазовые гнейсы и плагиоклазовые гранито-гнейсы. На рассматриваемой территории эти породы вскрыты Балахонихинской, Токмовской, Ульяновской и другими скважинами. К верхнеархейскому комплексу парагнейсов и парасланцев (аналогу тараташской свиты Урала) отнесены в основном биотит-гранатовые и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы и сланцы, кристаллические сланцы с магнетитом, а также породы типа амфиболитов.

Нижнепротерозойскими в пределах Поволжья в целом Л. А. Варданянц считает сланцы Абрамовской и Верховской площадей Волгоградской области. Наконец, верхний протерозой, по его мнению, представлен на рассматриваемой территории окварцованными розовыми песчаниками Елшанской опорной скважины, серицитовыми сланцами Балашовской скважины и кварцито-сланцами нескольких скважин Татарского свода (Чеканской 1, Граханской 6, Миннибаевской 9 и Поповской 25). Среди магматических образований им выделено несколько комплексов гранитоидов и основных магматических пород.

Представление о верхнеархейском возрасте главной массы парагнейсов Поволжья было поддержано впоследствии М. М. Толстихиной (1963).

Несмотря на некоторые расхождения во взглядах различных исследователей на строение фундамента, наблюдается и довольно большая их общность. Всеми признается, что основная роль в нем принадлежит сильно метаморфизованным парагнейсам и гранито-гнейсам архея, являющимся в большей части первичноосадочными образованиями. Магматические разности и менее метаморфизованные сланцы и кварцито-сланцы протерозоя имеют подчиненное значение.

Со второй половины 50-х годов для сопоставления метаморфических пород фундамента Русской платформы начинают использовать данные абсолютной геохронологии. Первые определения абсолютного возраста пород фундамента восточной части Русской платформы и прорывающих их габбро-диабазов были получены в 1956—1957 гг. К. П. Флоренским в ГЕОХИ АН СССР (5 определений) и М. А. Гаррис (1960) в Лаборатории абсолютного возраста Башкирского филиала АН СССР. Ряд образцов кернов был исследован А. Я. Крыловым в Радиевом институте АН СССР (табл. 2). В 1960 г. А. П. Виноградовым, А. И. Тугариновым и другими были опубликованы данные по абсолютному возрасту пород фундамента, вскрытых скважинами на более обширной территории, охватывающей как восточные, так и центральные части Русской платформы (табл. 3). В дальнейшем сведения о возрасте ежегодно пополнялись (работы Н. И. Полевой, М. А. Гаррис, Л. Н. Овчинникова и др.).

Таблица 2

Абсолютный возраст кристаллических пород фундамента восточной части Русской платформы. Определения А. Я. Крылова, 1959 г. (по породе в целом)

Порода	Место взятия	Содержание калия, %	Содержание аргона, см ³ /г · 10 ⁻⁵	Возраст, млн. лет
Биотит-гранат-силлиманитовый гнейс	Бондюг (ТАССР), скв. 45 (1669—1671,1 м)	3,0	31,3	1600
То же, микроклинизированный	Болтаево (БАССР), скв. 12 (2342—2346 м)	3,40	32,5	1520
Биотит-плагиоклазовый гнейс	Ардатовка (БАССР), скв. 5 (1878—1881 м)	1,0	9,75	1530
То же	Александровка (БАССР), скв. 723 (1857,7—1859,9 м)	1,10	12,6	1700
Биотит-пироксеновый гнейс	Александровка, скв. 1251 (1729,9—1731,0 м)	0,55	6,0	1650
Ортоклаз-пертитовый гнейс микроклинизированный	Звенигородская (Куйбыш. обл.), скв. 1 (1869—1870 м)	4,44	34,9	1320
Амфиболит	Елабуга (ТАССР), скв. 8 (1679,1—1681,6 м)	1,24	14,1	1700
То же	Исса (Пенз. обл.), скв. 3 (1047—1049 м)	0,8	10,2	1820
Плагиоклазовый гранит разгнейсованный	Сулеево (ТАССР), скв. 53 (1721,6—1722,3 м)	0,94	13,3	1960
Микроклиновый гранит	Ташляяр (ТАССР), скв. 26 (1682 м)	6,64	64,8	1540
Биотитовый сланец	Верховская (Волгоград. обл.), скв. 7	1,51	14,2	1500

Расчеты велись по константе $\lambda_K = 6,02 \cdot 10^{-11}$ год⁻¹

Таблица 3

Абсолютный возраст кристаллических пород фундамента центральной и восточной частей Русской платформы. По А. П. Виноградову и др., 1960

Место взятия	Краткая петрографическая характеристика породы Материал, использованный для определения	Содержание калия, %	Содержание аргона, см ³ /г	Возраст, млн. лет
Туймазы, скв. 68 (1806,8 м)	Микроклиновый гранит свежего облика Микроклин	6,51	7,20 · 10 ⁻⁴	1800
г. Горький, скв. 2 (1708—1710 м)	Биотитовый гранит. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит. Биотит свежий, с узкой оторочкой хлорита, следы микроклинизации Биотит	4,36	4,45 · 10 ⁻⁴	1690
Котельнич, опорн. скв. (1909,3—1907,7 м)	Биотит-плагиоклазовый гнейс. Биотит заметно хлоритизирован. Плагиоклаз свежий со следами микроклинизации Полевошпатовая часть гнейса	3,22	2,5 · 10 ⁻⁴	1400
Красная Поляна, скв. 1 (2640—2660 м)	Кварц-плагиоклазовый гранито-гнейс Порода в целом	3,08	2,27 · 10 ⁻⁴	1370
Муханово, скв. 400 (2946—2947 м)	Микроклиновый гранит. Главные минералы: микроклин, альбит, кварц Порода в целом	3,56	2,55 · 10 ⁻⁴	1320
Туймазы, скважина (1671—1671,5 м)	Биотитовый гранито-гнейс. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит. Все минералы свежие Порода в целом	1,56	7,85 · 10 ⁻⁴	1040
Сулеево, скв. 570 (1678,4—1682,4 м)	Биотит-плагиоклазовый гранито-гнейс. Все минералы свежие Порода в целом	2,66	11,35 · 10 ⁻⁴	900
Ульяновск, опорн. скв. (1951 м)	Биотит-плагиоклазовый гранито-гнейс. Все минералы свежие; вторичное окварцевание Порода в целом	3,66	2,42 · 10 ⁻⁴	1250
Порецк, опорн. скв. (1453—1455 м)	Амфибол-биотит-плагиоклазовый гнейс. Все минералы свежие Порода в целом	2,46	2,88 · 10 ⁻⁴	1870
Танеевка, опорн. скв. (1057—1058 м)	Биотит-плагиоклазовый гнейс со следами гранитизации. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, биотит, немного роговой обманки Порода в целом	1,31	1,36 · 10 ⁻⁴	1715
Зубова Поляна, опорн. скв. (1529—1536 м)	Кварц-плагиоклазовый гранито-гнейс. Главные минералы: кварц, плагиоклаз, несколько серицитизированный Порода в целом	0,89	5,55 · 10 ⁻⁵	1200*

Продолж. табл. 3

Место взятия	Краткая петрографическая характеристика породы Материал, использованный для определения	Содержание калия, %	Содержание аргона, см ³ /г	Возраст, млн. лет
Русская Буйловка, левый берег р. Дона, в 15 км к югу от г. Павловска	Сиенит-гранит. Главные минералы: олигоклаз, микроклин, кварц, амфибол, немного биотита. Обилие акцессориев — сфен, циркон, апатит. Биотит слабо катаклазирован, местами хлоритизирован по краям, содержит включения циркона			
	Биотит	5,45	$7,56 \cdot 10^{-4}$	2080**
Глазов, опорн. скв. (2200 м)	Биотит-плагиоклазовый гранито-гнейс. Главные минералы: плагиоклаз, кварц, биотит. Минералы свежие			
	Порода в целом	2,14	$1,58 \cdot 10^{-4}$	1340
Болтаево, скв. 12 (2342—2346,6 м)	Биотит-плагиоклазовый гнейс, свежий, окварцованный			
	Порода в целом	4,05	$2,36 \cdot 10^{-4}$	1150

* Возможна ошибка на 10% из-за низкого содержания калия.

** Возможно некоторое занижение цифр возраста.

Основываясь на данных абсолютной геохронологии (табл. 4), М. А. Гаррис (Гаррис и др., 1961) разделила гнейсы и гранито-гнейсы Татарского свода на два комплекса — татарский верхнеархейский гнейсовый комплекс и башкирский нижнепротерозойский гранито-гнейсовый комплекс. Это подразделение отличается от всех выше рассмотренных схем. Н. П. Семененко (1964 г.) интерпретировал наличие метаморфических пород с возрастом от 1500 до 1150 млн. лет (скважины Муханова, Глазова, Болтаева, Ульяновска и др.) как проявление в восточной части Русской платформы овручско-готских и постовручских складчатых структур.

На XIII (1964 г.) и XIV (1965 г.) сессиях Комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций М. А. Гаррис были сообщены еще более 70 новых цифр возраста, полученных с 1962 по 1964 г. Таким образом, в настоящее время имеется более 120 цифр возраста для пород фундамента и габбро-диабазов восточной части Русской платформы.

Сравнение этих данных затруднено тем, что определения в ряде случаев сделаны на разном материале, то по породе в целом, то по микроклину, то по биотиту. Г. Д. Афанасьев, Т. К. Кожина и И. Е. Старик (1960) указывают, что возраст одних и тех же пород по микроклину обычно оказывается на 20% ниже, чем по биотиту. Кроме того, слишком велики расхождения для петрографически сходных пород из одних и тех же районов. Так, для разгнейсованных гранитов Сулеевской площади Татарского свода в одном случае получено 1960 млн. лет (см. табл. 2), в другом — 900 млн. лет (см. табл. 3). Несомненно, что какая-то из этих цифр неверна. В ряде случаев гнейсы Татарского свода и прорывающие их гранитонды оказываются моложе пород бавлинской свиты, для которой по глаукониту получен возраст около 1290 млн. лет (Казаков, Полевая, 1962). Такие соотношения вряд ли

могут иметь место, поскольку еще не отмечалось влияние гранитоидов на бавлинские отложения. Единственными магматическими образованиями, известными в породах бавлинской свиты, являются разности диабазовой серии, имеющие характер даек или пластовых интрузий и не несущие на себе следов метаморфизма.

Обращают на себя внимание очень малые цифры возраста пород, в которых отмечены микроклинизация, окварцевание, гранитизация (скважины Котельничская, Мухановская, Звенигородская и др.), что связано с влиянием вторичных процессов. Все это, по-видимому, делает преждевременным использование имеющихся пока цифр абсолютного возраста для выделения протерозойских и архейских блоков в теле фундамента закрытой части Русской платформы. Необходимо накопление гораздо большего количества данных путем использования разных методов, в том числе и по акцессорным минералам. Вместе с тем если учесть, что при определениях калий-аргоновым методом основные ошибки происходят в сторону снижения возраста (вследствие поздней микроклинизации), то уже сейчас ясно, что большая часть гнейсов, амфиболитов и разгнейсованных плагиогранитов востока Русской платформы может быть сопоставлена с кристаллическими породами Украины и Карелии, относимыми большинством исследователей к архею.

Так, для гнейсов и разгнейсованных гранитоидов Черной Холуницы, Ново-Ибрайкина, Ромашкина получен возраст более 2 млрд. лет, что полностью соответствует бугской серии Украины (Н. П. Семененко, 1960 г.) и беломорской Балтийского щита (К. О. Кратц и К. А. Шуркин, 1960 г.; Виноградов, Тугаринов, 1961 и др.).

Устойчивый возраст около 1100—1050 млн. лет несколькими авторами дается для габбро-диабазов, залегающих в толще нормально осадочных пород бавлинской серии в пределах Башкирской АССР.

В последнее время наметилось стремление к укрупнению стратиграфических схем докембрия Русской платформы с выделением мощных тектоно-магматических комплексов, характеризующих длительные эпохи ее развития. Такая схема была составлена для Украинского кристаллического массива Ю. Ир. Половинкиной (1960), близкая к ней по характеру расчленения пород для Балтийского щита К. О. Кратцем и К. А. Шуркиным. В 1961 г. была опубликована стратиграфическая схема докембрия КМА, составленная М. Н. Доброхотовым. В табл. 5 приводится аналогично построенная схема стратиграфического расчленения фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области, составленная Т. А. Лапинской в 1963 г.

В схеме выделены два крупных тектоно-магматических цикла — архейский и нижнепротерозойский, а в пределах каждого из них суперкрустальные серии сильно метаморфизованных первичноосадочных или осадочно-эффузивных образований и доорогенные, синорогенные или посторогенные интрузии гранитоидов и основных магматических пород.

К наиболее древней, архейской суперкрустальной серии отнесены свиты глубокометаморфизованных гнейсов различного состава, причем в нижней преобладают биотит-плагиоклазовые и пироксеновые, а в верхней — в основном биотит-гранатовые с силлиманитом, кордиеритом и графитом (аналоги тетерево-бугской свиты В. И. Лучицкого).

Суперкрустальная нижнепротерозойская серия Поволжья делится на две свиты. Нижняя, представленная мелкозернистыми гнейсами, амфиболовыми роговиками и крупнозернистыми слюдястыми сланцами, сопоставляется с ингуло-ингулецкими гнейсами Украины (Семененко и др., 1960). Верхняя свита представлена сравнительно слаб метамор-

**Абсолютный возраст метаморфических пород
кристаллического основания и габбро-диабазов восточной части
Русской платформы. По М. А. Гаррис и др., 1961**

Место взятия и название породы Материал, использованный для определения	Содержание калия, %	Содержание радиогенного аргона, мм ³ /г	Ar ⁴⁰ /K ⁴⁰	Возраст, млн. лет
Архейские породы				
Ново-Ибрайкинская площадь (ТАССР), скв. 16. Плагно- кляз-биотитовый гнейс Биотит	4,93	0,768		2180
Южноромашкинская площадь (ТАССР), скв. 672. Гранат- биотитовый гнейс Биотит	7,613	1,030		2010
Нижнепротерозойские (карельские) породы				
Бакалы (БАССР), скв. 4. Гранит- гнейс Фракция, обогащенная биотитом	2,23	0,239	0,107	1720
Там же Порода в целом	1,785	0,1795	0,1005	1655
Там же, скв. 6. Гранито-гнейс Микроклин	8,08	0,878	0,109	1745
Там же, скв. 7. Гранито-гнейс Полевые шпаты	5,00	0,528	0,109	1745
Там же Порода в целом	2,90	0,3375	0,1164	1817
Чекан, скв. 8. Гранито-гнейс Полевые шпаты	5,83	0,569	0,0976	1621
Там же, скв. 1. Слюдистый кварцит Порода в целом	2,72	0,299	0,11	1755
Ардатовка, скв. 5. Кварц-био- титовый гнейс Порода в целом	5,00	0,498	0,0996	1645
Пермская область, Казанков- ское поднятие, скв. 1. Гранит- гнейс Микроклин с примесью кварца и плагиоклазов	5,00	0,514	0,103	1682
Верхнепротерозойские габбро-диабазы				
Старо-Петрово, скв. 5 Микропегматитовая фракция	2,50	0,157		1150
Орьеш, скв. 14 То же	2,07	0,1198		1115
Чекмагуш, скв. 5 То же	3,15	0,178		1100

Таблица 5

Сопоставление схем стратиграфии Украинского кристаллического массива и фундамента Поволжья

Тектоно-магматические циклы	Этапы магматизма	Украинский кристаллический массив По Ю. Ир. Половинкиной, 1960	Поволжье По Т. А. Лапинской, 1963 г.
Нижнепротерозойский	Посторогенные	<p>Овручские песчаники и кварцевые порфиры</p> <p>Интрузии: уманский комплекс серых гранитов; приазовский комплекс пироксенитов, рапакиви, щелочных и нефелиновых сиенитов; коростенский комплекс габбро, лабрадоритов, рапакиви и других гранитов и связанная с ними чарнокитизация</p>	<p>Суперкрупная серия: юлово-ишимские кварцито-песчаники и сланцы (Веселовская, 1963)</p> <p>Амфиболитизированные габбро-диабазы Волгоградского Поволжья</p> <p>Гранитных интрузий не выявлено</p>
	Синорогенные	<p>Позднеорогенные метасоматические граниты: днепровско-токовский и осницкий комплексы гранитов и связанная с ними чарнокитизация и мигматизация</p> <p>Синорогенные интрузии: градиориты р. Соби и др.</p> <p>Раннеорогенные интрузии: второй плагиогранит</p>	<p>Позднеорогенные метасоматические граниты: микроклиновые (аналоги днепровско-токовских) и связанная с ними чарнокитизация пироксеновых гнейсов и габброидов</p> <p>Образование метасоматических прожилков во всех более древних породах (мигматизация)</p> <p>Синорогенные интрузии: двуслюдистые серые граниты Волгоградского Поволжья и Колобова (скв. 2), иногда с турмалином; сиениты Гусихи, содержащие турмалин</p>
	Доорогенные	<p>Ультраосновные интрузии</p> <p>Суперкрупная приднепровская серия: криворожская свита сланцев, железистых кварцитов и песчаников;</p> <p>метаморфизованная спилитовая формация</p>	<p>Ультраосновные интрузии склонов Воронежского свода; возможно, интрузии габбро-норитов Черемшана, перидотитов Чубовки и других районов; анортозиты Чигиреня</p> <p>Суперкрупная серия: свита сланцев и кварцито-сланцев серицитовых, хлоритовых, турмалиновых, цоизитовых Волгоградского Поволжья, Урмар, Уни;</p> <p>свита мелкозернистых гнейсов, амфиболитов и крупнозернистых слюдистых сланцев Сарайлинского прогиба, Азнакаева, Чекана, Волгоградского Поволжья и других районов</p>

Тектоно-магматические циклы	Этапы магматизма	Украинский кристаллический массив По Ю. Ир. Половинкиной, 1960	Поволжье По Т. А. Лалинской, 1963 г.
Основание — различные породы архейского возраста			
Архейский	Посторогенные	Интрузий не установлено	Интрузий не выявлено; метасоматическая микроклинизация
	Синорогенные	Синорогенные интрузии: кировоградский комплекс гранитов и связанные с ним мигматиты Раннеорогенные интрузии: первый (саксаганский) плагиогранит и его мигматиты	Синорогенные и позднеорогенные интрузии: плагиоклазовые граниты, гранодиориты и кварцевые диориты Татарского, Токмовского, Воронежского сводов и других районов, обычно разгнейсованные, часто какталазированные Раннеорогенных интрузий не выявлено
	Доорогенные	Интрузии основных и ультраосновных пород Суперкрустальная гнейсовая серия: терево-бугская свита и свита сланцев Маренина; свита амфибол-плагиоклазовых и биотит-плагиоклазовых гнейсов; свита биотит-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых гнейсов	Интрузии основных и ультраосновных пород площадей Алатырской, Сызранской, Зольного Оврага, Печерской, Мухановской, Никольской, Елшанской и др. Суперкрустальная серия гнейсов: свита биотит-гранатовых, силлиманитовых, графитовых гнейсов, гранулитов Жигулевско-Пугачевского свода. Гнейсы, обогащенные магнетитом; свита амфиболитов, биотитроговообманковых, биотит-плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых гнейсов
Подстилающее основание неизвестно			

физованными сланцами и кварцито-сланцами варьирующего состава, сопоставляющимися с аналогичными породами верхней части криворожской свиты. Железистые кварциты, которые могут быть сопоставлены со средним отделом криворожской свиты, известны только в одном пункте Поволжья — Янга-Ауле (Флоренский, 1955).

Завершается нижний протерозой в схеме Ю. Ир. Половинкиной овручскими песчаниками. Эта точка зрения не является общепринятой. Н. П. Семененко и другие (1960) обозначают возраст овручских кварцито-песчаников как протерозой (без уточнения); кварцито-песчаники Карелии, известные под названием шокшинских и сопоставляющиеся с овручскими, К. О. Кратцем и К. А. Шуркиным отнесены к верхнему протерозою (иотнию). В табл. 5 кварцито-песчаники и сланцы Юлово-Ишима, которые А. И. Педашенко и М. М. Веселовская (1958, 1963 г.) сравнивали с овручскими, в нижнепротерозойский цикл помещены условно.

В строении фундамента описываемой территории наиболее четко выделяются две группы гранитоидов. Более древняя представлена плагиоклазовыми гранитами, гранодиоритами и кварцевыми диоритами, обычно сильно перекристаллизованными, иногда катаклазированными и превращенными в гранито-и гранодиорито-гнейсы. По минеральному составу, структуре и стратиграфическому положению эти породы соответствуют плагиоклазовым гранитам беломорской серии Карелии и гранитам кировоградского комплекса Ю. Ир. Половинкиной. Имеющиеся цифры абсолютного возраста этих пород неоднородны, что, видимо, связано с переработкой их последующими метасоматическими процессами.

К второму магматическому комплексу относятся микроклиновые граниты. По возрасту они сопоставлены с нижнепротерозойскими днепровско-токовскими гранитами Украины и микроклиновыми гранитами Балтийского щита. При их формировании большую роль играют процессы калиевого метасоматоза, что не исключает, однако, возможности магматического образования пород данного типа.

Кроме этих групп, имеющих широкое распространение, в нижнем протерозое выделены еще двуслюдистые серые граниты, встреченные несколькими скважинами в Волгоградском Поволжье в поле развития сланцевых пород. Их пространственная ассоциация со сланцами и присутствие в них иногда турмалина, несвойственного гранитам других групп (Веселовская, 1963; Лапинская и Чарыгин, 1963), позволяют обособить их в отдельную группу. Турмалиновые граниты описаны и в Колобовской скв. 2 (Ситдинов, 1964). В табл. 5 они помещены ранее микроклиновых гранитов потому, что несут следы более поздней метасоматической микроклинизации. Вероятно, сюда же следует отнести и сиениты Гусихинской площади, содержащие турмалин и сравнительно слабо разгнейсованные (Варданянц, 1960₂). Аналогов коростенского комплекса интрузий типа рапакиви ни в одной из скважин Поволжья обнаружено не было.

Среди магматических пород основного характера выделены различные представители. Во-первых, это глубинные кристаллические разновидности — ультрабазиты, габбро, габбро-нориты, залегающие в толще архейских гнейсов, дислоцированные, иногда разгнейсованные и часто несущие микроклиновые прожилки. С ними часто ассоциируются чарнокиты. При работе с керном можно быть твердо уверенным только в верхней границе возраста основных пород — они древнее процессов нижнепротерозойской микроклинизации. В пределах Украины и Карелии сходные по петрографическим особенностям породы известны и в архее и в нижнем протерозое. Поэтому наиболее сильно измененные разгнейсованием разновидности показаны как аналоги архейских базитов Украины — бугской группы Н. П. Семененко (Семененко, Родионов и др., 1960) и габбро-норит-чарнокитовой серии Побужья (Половинкина, 1960; Э. Б. Наливкина, 1964 г.). Габбро-нориты, сохранившие массивную текстуру и слагающие более крупные тела, а также неразгнейсованные анортозиты Чигиреня отнесены к нижнему протерозою. В последнее время появились данные, подтверждающие наличие ультраосновных интрузий в нижнем протерозое центральных частей Русской платформы (Варданянц, 1960₂; Сопко, Беляев, Жиленков, 1961; Веселовская, 1963 и др.).

Кроме перечисленных, в сложении фундамента известны различные представители диабазовой серии, прорывающие не только породы фундамента, но и бавлинские, а местами и девонские отложения. Они не несут следов метаморфизации и относятся к платформенной стадии развития данной области. Преобладающая часть этих пород формировалась в верхнем протерозое после отложения нижнебавлинских осад-

ков. Для этой группы получены устойчивые значения абсолютного возраста.

В 1964 г. была опубликована стратиграфическая схема Б. С. Ситдикова для фундамента Татарской АССР. Автор выделил архейский гнейсовый комплекс (А), протерозойский сланцевый комплекс (Б), магматические формации (В) и продукты «ультраметаморфизма» или «гранитизации» пород фундамента (Г). Различные серии архейского гнейсового комплекса Б. С. Ситдилов сопоставляет с беломорской и кольской сериями Балтийского щита и тараташской формацией Урала (Ситдилов, 1964). Эти сопоставления в общем согласуются со схемами других исследователей.

В апреле 1964 г. после длительных дискуссий Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций принята уточненная геохронологическая шкала в абсолютном летоисчислении, учитывающая данные лабораторий СССР на апрель 1964 г. и результаты зарубежных исследователей (Афанасьев и др., 1964). В ней для докембрия сохранены два главных подразделения — архей и протерозой. Граница между нижним протерозоем и археем определена в 2600 ± 100 млн. лет, а между нижним и средним протерозоем 1900 ± 100 млн. лет.

Если обратиться вновь к приведенным выше в таблицах и опубликованным цифрам абсолютного возраста пород фундамента центральной и восточной частей Русской платформы, то видно, что ни одна из них не превышает рубеж 2600 млн. лет. Следовательно, ориентируясь на имеющиеся цифры, нужно бы в предложенных до сих пор стратиграфических схемах Поволжья то, что считалось археем, перевести в нижний протерозой, а нижний протерозой — в средний. Тогда нижним этажом явятся нижнепротерозойские отложения. Такое подразделение предложено М. А. Гаррис (1964 г.). Вместе с тем многие исследователи считают, что к выделению архейских и протерозойских отложений в фундаментах древних платформ следует относиться крайне осторожно.

Г. Д. Афанасьев и М. М. Рубинштейн (см. Афанасьев и др., 1964) отмечают, что для архея характерны «различные гнейсы, пироксен-плагиоклазовые кристаллические сланцы, амфиболиты, граниты и плагиограниты, мигматиты» (стр. 304), а для раннего протерозоя типично накопление осадочных и эффузивных (спилитовых и кератофироспилитовых) толщ.

С. В. Обручев (1964) считает, что глубокий метаморфизм гранулитовой фации проявляется только в архее, а более поздним отложениям не свойствен. В рассмотренных нами выше схемах фундамента Волго-Уральской области к отложениям архейского тектоно-магматического цикла отнесены как раз различные гиперстенные и гранатые плагиогнейсы и сланцы, метаморфизованные в условиях гранулитовой фации. Считать их целиком нижнепротерозойскими только на основании имеющих геохронологических измерений вряд ли было бы правильным. Следует учитывать к тому же, что в пределах Украинского и Балтийского щитов известны случаи расхождения цифр абсолютного возраста с геологическими соотношениями пород (А. А. Полканов, Э. К. Герлинг, 1961 г.; Ю. Ир. Половинкина, Н. И. Полевая, 1964 г.; Э. Б. Наливкина, 1964 г. и др.). Необходимо также отметить, что определение возраста тараташских гнейсов, сопоставляемых многими исследователями с гнейсовым комплексом Поволжья, с использованием циркона дало цифру порядка 3 млрд. лет, что примерно в два раза больше значений, полученных ранее калий-аргоновым методом (Овчинников и др., 1964). Все эти данные не позволяют считать гнейсы восточной части Русской платформы целиком нижнепротерозойскими; видимо, есть все основания

предполагать, что среди них широко развиты архейские образования, значительно переработанные и омоложенные последующим магматизмом и процессами метаморфизма. Поэтому при дальнейшем описании сохранено расчленение на два крупных комплекса в тех объемах, как это показано в табл. 5, учитывая вместе с тем необходимость последующих уточнений и детализации.

Большой интерес представляет выяснение распространенности всех перечисленных свит и комплексов пород. В качестве одного из способов решения этого вопроса рядом авторов проводились подсчеты числа вскрытий различных пород по керну скважин. Цифры, полученные при этом, являются несколько условными вследствие неравномерной разбуренности территории. Вместе с тем данные таких подсчетов, пополняемые ежегодно новым материалом, указывают на довольно большую устойчивость порядка цифр для одних и тех же пород. В табл. 6 дается такой подсчет по материалам изучения керна 992 скважин, давших 1196 случаев вскрытия разнотипных пород.

Наиболее распространенными среди суперкрупных образований являются биотит-плагноклазовые и биотит-гранатовые гнейсы архея — в сумме почти 33% вскрытых пород; если же просуммировать гнейсы и сланцы архея и нижнего протерозоя, являющиеся в своей большей части продуктом метаморфизации первичноосадочных пород (за исключением некоторого количества амфиболитов и пироксеновых гнейсов), то окажется, что эти породы составят главный фон кристаллического фундамента Поволжья — 57,4%. Следует учитывать к тому же, что многие архейские гранитоиды (вследствие измененности и разгнейсованности часто получающие название гранито-гнейсов) несомненно образовались путем переплавления первичного гнейсового материала. Таким образом, роль первичноосадочного субстрата в фундаменте является очень значительной.

На большое значение первичноосадочных образований в фундаменте платформы в последнее время обращено внимание многими исследователями. Это обстоятельство следует учитывать при выборе методики стратификации пород фундамента, литолого-петрографического их изучения и поисков связанных с ними полезных ископаемых (Л. В. Пустановалов, 1956 г.; Сидоренко и Лунева, 1961 и др.).

В возрастном отношении в фундаменте Поволжья доминирующую роль играют архейские образования, на которые падает примерно 73% (если даже полностью исключить ультраосновные и основные породы, поскольку их стратиграфическая принадлежность не всегда ясна). Как указывается в работах ряда исследователей (Флоренский, 1955 и др.), протерозойские сланцы и микрогнейсы уцелели от додевонской эрозии лишь в особых тектонических условиях.

ГЛАВНЕЙШИЕ ТИПЫ ПОРОД И РАЙОНЫ ИХ РАЗВИТИЯ

Описание главнейших типов пород фундамента дается в соответствии с их положением в стратиграфической схеме (см. табл. 5), причем сначала рассматриваются суперкрупные серии, а затем магматические разновидности. Петрографическая характеристика по необходимости во всех случаях очень схематична, больше внимания уделяется распределению тех или иных типов пород в пределах Поволжья.

Вопросы химизма пород особо не рассматриваются. Для некоторых типов пород они довольно подробно проанализированы в работах В. П. Флоренского, Т. А. Лапинской и В. С. Князева (1955, 1959), Н. П. Старкова (1960, 1961), Т. А. Лапинской и В. С. Князева (1960), М. М. Веселовской и др. (1960) и др. Описание сопровождается лишь

**Распространенность различных типов пород,
слагающих кристаллический фундамент Поволжья
и прилегающих частей Башкирской АССР и Оренбургской области.
По Т. А. Лапинской и В. С. Князеву, 1963 г.**

Породы	Число вскрытий	Процент от общего количества вскры- тых скважинами пород
Архейская суперкрупная серия гнейсов		
Биотит-плагиоклазовые гнейсы	212	17,7
Биотит-пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые гнейсы	69	5,7
Биотит-роговообманковые гнейсы	101	8,5
Амфиболиты	65	5,3
Биотит-гранатовые, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы, иногда с графитом	182	15,3
Ортоклаз- и микроклин-пертитовые гнейсы с гранатом (гранулиты)	22	1,9
Кварц-магнетит-пироксеновые и магнетит-амфиболовые гнейсы	4	0,3
Нижнепротерозойская суперкрупная серия мелкозернистых гнейсов и сланцев		
Мелкозернистые гнейсы роговообманковые, турмалиновые, гранатовые (микрогнейсы)	11	0,9
Двуслюдистые крупнозернистые сланцы	9	0,8
Филлиты, серицитовые, турмалиновые, актинолитовые, цоизитовые сланцы и кварцито-сланцы	9	0,8
Железистые кварциты	1	0,1
Архейские гранитоиды		
Плагиоклазовые граниты (гранито-гнейсы)	182	15,2
Кварцевые диориты и гранодиориты	36	3,0
Архейские и частично нижнепротерозойские основные и ультраосновные магматические породы; чарнокиты		
Ультрабазиты (серпентинизированные перидотиты, пироксениты)	4	0,3
Габбро-нориты, габбро	101	8,4
Анортозиты	2	0,2
Чарнокиты	55	4,6
Нижнепротерозойские граниты и сиениты		
Двуслюдистые серые плагиоклазовые граниты (с турмалином)	5	0,4
Сиениты	2	0,2
Микроклиновые граниты	84	7,0
Посленижнепротерозойские основные магматические породы различного возраста		
Габбро-диабазы, диабазы, долериты, базальты и другие вулканиты	42	3,5
	1196	100

Таблица 7

Химический состав некоторых архейских гнейсов и амфиболита из кристаллического фундамента Поволжья

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO ₂	67,76	57,10	63,12	46,70	64,14	69,43
TiO ₂	0,72	1,28	0,82	5,26	0,49	0,50
Al ₂ O ₃	17,05	17,84	14,10	13,22	21,32	15,18
Fe ₂ O ₃	1,14	3,65	1,78	2,60	3,23	—
FeO	2,35	4,90	3,47	8,84	4,15	2,70
MnO	Следы	0,03	0,06	Нет	0,04	0,01
MgO	2,20	2,05	2,76	5,22	2,60	1,65
CaO	2,03	6,60	8,06	12,86	0,49	2,50
Na ₂ O	3,63	2,47	1,66	4,05	1,57	4,32
K ₂ O	1,80	2,72	1,95	0,11	1,37	2,85
P ₂ O ₅	0,37	0,25	0,33	0,32	Следы	0,15
SO ₃	—	—	—	Следы	—	—
S	—	—	—	"	Следы	Следы
Cl	—	Следы	Следы	"	Следы	Следы
CO ₂	0,98	1,00	1,65	0,58	0,80	0,50
H ₂ O						
П. п. п. }						
Сумма	100,03	99,89	99,76	99,76	100,20	99,79
Гигроскопия	—	—	0,19	—	—	—

1 — биотит-плагиоклазовый гнейс, Жигулевск, скв. 4 (1798—1799 м); 2 — биотит-пироксеновый гнейс, Акташ, скв. 20 (1746 м); 3 — биотит-роговообманковый гнейс, Ромашкино, скв. 5 (1795 м); 4 — амфиболит, Аргуновка, скв. 3535 (1901—1904 м); 5 — биотит-гранатовый гнейс (с силлиманитом и кордиеритом), Акташ, скв. 100 (1713—1715 м); 6 — гранатовый гранулит, Обшаровка, скв. 1 (1718,5—1718,7 м)

Аналитик Б. В. Бальшина (МИНХ и ГП)

несколькими анализами, цифры которых приближаются к средним значениям, вычисленным по довольно большому числу определений и поэтому типичных для кристаллических разностей из фундамента именно Поволжья (см. табл. 7, 8).

Архейские гнейсы и амфиболиты

Биотит-плагиоклазовые гнейсы широко распространены в фундаменте восточной части Русской платформы; они составляют около 18% от общего числа вскрытых кристаллических пород. Наиболее типичные из биотит-плагиоклазовых гнейсов имеют серую, темно-серую или красноватую окраску. Последняя вообще несвойственна свежим разностям гнейсов и возникает вследствие их некоторой разрушенности, когда тонкозернистые продукты разложения плагиоклазов сорбируют окислы железа. Минералогия гнейсов проста; они слагаются в основном тремя компонентами — плагиоклазом (50—60%), состав которого колеблется от олигоклаза № 22—25 до кислого андезина № 31—33, кварцем (20—25%) и биотитом (10—15%); в качестве второстепенных отмечались ортоклаз и микроклин, мусковит, единичные зерна роговой обманки, эпидот и акцессории — циркон, апатит, рудные. Процессы микроклинизации и окварцевания могут существенно изменять состав гнейсов в сторону увеличения содержания в них кварца и микроклина. Нередко последние обособляются в виде кварц-микроклиновых прожилок и вся порода в целом приобретает внешне характер типичных мигматитов.

Текстура и структура пород сильно варьируют. Чаще всего биотит-плагиоклазовые гнейсы обладают гнейсовидным строением, заметным благодаря чередованию тонких зон, обогащенных биотитом, с существенно плагиоклазовыми и кварцевыми участками. Структура пород обычно гранобластовая, часто лепидобластовая, иногда порфиробластовая.

Необходимо отметить, что наряду с биотит-плагиоклазовыми гнейсами в строении фундамента принимают участие плагиоклазовые граниты, также обычно разгнейсованные, а часто, кроме того, катаклазированные, микроклинизированные и окварцованные. Вследствие этого первичногнейсовые и первичномагматические биотит-плагиоклазовые разности иногда могут быть неразличимы, как это имеет место, например, в породах скв. 1 Зубовой Поляны и скв. 2 Балахны (Педашенко, 1959). Это сходство усиливается близостью химического состава (табл. 7 и см. табл. 8).

В распространении биотит-плагиоклазовых гнейсов не обнаруживается какой-либо четкой приуроченности к отдельным регионам. Исключением является довольно ясно очерченная почти монопетрографическая область в пределах центральной части Самарской Луки (Карлово-Сытово, Березовка, Яблонный Овраг, Стрельный Овраг), а также провинция плагиоклазовых гнейсов Александровской и Туймазинской площадей Западной Башкирии. Эта провинция имеет ряд особенностей, заключающихся в том, что биотит-плагиоклазовые гнейсы постепенными переходами связаны здесь с так называемыми полиминеральными плагиоклазовыми гнейсами (Чарыгин, 1960), содержащими в качестве темноцветных компонентов, кроме биотита, роговую обманку, а иногда и пироксены; плагиоклазы в них часто имеют более основной, чем в обычных гнейсах, характер. По химизму и структуре некоторые из этих гнейсов приближаются к анортозитам.

Биотит-плагиоклазовые гнейсы довольно широко развиты также в центральной части южного выступа Татарского свода, в районах Елабуги, Грахова, Бакалов, Муханово, и вскрываются отдельными скважинами на всей остальной территории Поволжья. Обычно они переслаиваются с другими разностями гнейсов, чаще всего с биотит-роговообманковыми, реже с гранатовыми. По происхождению эти гнейсы, видимо, являются продуктом регионального метаморфизма глинисто-алевритовых или глинисто-песчаных пород (Н. А. Елисеев, 1963 г.).

Биотит-пироксеновые гнейсы встречены в 69 скважинах (5,7%); обычно ассоциируются или с биотит-роговообманковыми гнейсами или с массивными гиперстенсодержащими породами типа чарнокитов. Макроскопически это темноокрашенные, почти черные породы, обычно мелко- и среднезернистые, с ясно различимой гнейсовидной текстурой. Нередко наблюдаются многочисленные кварцевые и кварц-микроклиновые прожилки, придающие породам мигматитовый облик. Структура гнейсов гранобластовая или нематобластовая. Породообразующими минералами их являются плагиоклаз (40—50%), изменяющийся от олигоклаза № 23—25 до андезина № 35—37, кварц (20—25%), гиперстен (10—15%), биотит (от 2—3 до 10%); иногда в небольшом количестве присутствуют авгит и зеленая роговая обманка, в единичных случаях была отмечена почти бесцветная роговая обманка типа тремолита (Ромашкино, скв. 27), иногда отдельные зерна микролин-пертита или ортоклаза (Елховская скв, 58 и др.). Среди акцессорных минералов наиболее обильны апатит и ильменит. Иногда биотит исчезает и тогда правильнее называть гнейсы пироксен-плагиоклазовыми по преобладающим в них компонентам.

В ряде случаев пироксеновые гнейсы значительно изменены вторичными процессами, что в первую очередь сказывается на гиперстене, который замещается хлоритом, боулингом, кальцитом или баститом.

Биотит-пироксеновые плагиогнейсы имеют относительно неширокое распространение. Отмечается их тяготение, с одной стороны, к роговообманковым породам (Юлово-Ишим, Исса, Танеевская, Камское Устье, Новиковская, Елабуго-Бондюжский район), а с другой — к габбро-норитам; последнее видно на примере центральной и западной частей южного поднятия Татарского свода (Нурлат, Ромашкино и др.), а также Зольного Оврага, Печерской, Муханово и других площадей Жигулевско-Пугачевского свода. В опорной скважине г. Советска гиперстеновые гнейсы содержат гранат и переслаиваются с биотит-гранатовыми гнейсами (Старков, 1961).

По происхождению биотит-пироксеновые гнейсы являются, по-видимому, парагнейсами, хотя, судя по ассоциации с амфиболитами, в исходном материале могли играть некоторую роль основные эффузивы и пирокластический материал. Под влиянием калиевого метасоматоза пироксеновые гнейсы могут переходить в породы типа чарнокитов, замечательных тем, что в них укрупняются зерна минералов, плагиоклазы становятся более кислыми и появляются калиевые полевые шпаты. Иногда эти гнейсы значительно обогащаются магнетитом (до 25—30%; Сулеево, скважины 530 и 572) и являются причиной магнитных аномалий (Лапинская, 1962; Подоба, Серова, 1962).

Биотит-роговообманковые гнейсы имеют промежуточный характер между биотит-плагиоклазовыми гнейсами и амфиболитами, особенно тесно примыкая к последним. Иногда в пределах одной и той же скважины наблюдается чередование пород типа биотит-роговообманковых гнейсов и амфиболитов.

Биотит-роговообманковые гнейсы имеют серую, темно-серую, иногда почти черную окраску. Они обычно отчетливо разгнейсованы и тонкополосчаты благодаря концентрации темноцветных минералов в определенных зонах, параллельных гнейсовидности. Структура их гранобластовая, местами нематобластовая или порфиробластовая, часто осложненная явлениями катаклаза, микроклинизации и окварцевания. Преобладающими минералами являются плагиоклаз, обыкновенная роговая обманка и кварц; в меньшем количестве присутствует биотит; в виде единичных зерен отмечается ортоклаз. Акцессорные компоненты представлены апатитом, реже цирконом, иногда ортитом, титанитом (до 2%) и рудными — магнетитом, гематитом, ильменитом, пиритом. Количественные соотношения минералов сильно меняются; в породах с малым содержанием роговой обманки (5—15%) количество кварца может достигать 30%, плагиоклазов (№ 22—27) 50—60%. При увеличении количества роговой обманки до 30—40% содержание кварца сильно падает (иногда до 2—5%), а плагиоклаз имеет характер андезина (№ 35—37). Биотита почти всегда не более 5—6%. Иногда сильно возрастает содержание магнетита (до 15% в скв. 397 Азеве-Салаушской площади, до 30% в скв. 108 Бондюга), что сказывается на повышении магнитной восприимчивости пород.

Амфиболиты макроскопически отличаются от гнейсов массивной текстурой и крупнокристаллическим строением, а также более однородной темно-зеленой, почти черной окраской. Структура пород под микроскопом определяется чаще всего как гранобластовая, реже нематобластовая; иногда довольно отчетливо проявляется идиоморфизм роговой обманки. В располнении минералов часто наблюдается довольно отчетливая субпараллельность, что говорит о слабом разгнейсовании. Так же, как и в гнейсах, в амфиболитах иногда присутствуют кварц-

микроклиновые прожилки, но явления замещения микроклином плагиоклазов здесь развиты гораздо слабее, чем в гнейсах. Основными минералами амфиболитов являются плагиоклаз (андезин № 40—52) и обыкновенная роговая обманка, присутствующие примерно в равных количествах; часто наблюдается немного кварца и биотита. При увеличении биотита порода становится биотитовым амфиболитом. Из аксессуарных присутствуют апатит, иногда весьма обильный (кристаллы величиной до 0,2—0,3 мм), циркон, титан, магнетит, ильменит, гематит и пирит.

Амфиболиты довольно легко подвергаются вторичным изменениям; роговая обманка замещается сначала по спайности, затем и целиком агрегатами мелких зерен кальцита и хлоритом, иногда же (как, например, в скв. 4 Улеминской площади) эпидотом и клиноцоизитом. Последнее обычно ассоциируется с наличием кварцевых прожилков.

Химический состав большинства амфиболитов очень сходен со средним химическим составом диабазов по Дэли (1936 г.). Это наряду с другими особенностями описываемых пород может служить указанием на образование их путем метаморфизации основных магматических разновидностей типа диабазов, долеритов и т. п. (Н. П. Семененко, 1953 г.; И. С. Усенко, 1953 г. и др.). В то же время переслаивание амфиболитов с биотит-плагиоклазовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами позволяет говорить о том, что исходные магматические породы имели эффузивный характер и перемежались с обычными осадочными глинистыми и мергелистыми осадками или пирокластолитами.

Амфиболиты и биотит-роговообманковые гнейсы довольно широко распространены в фундаменте Поволжья. Наиболее развиты они в северной части Татарского свода (Кукмор, Елабуга, Бондюг, Первомайская, Казаковская и др.) и его западном погружении (Кизнер, Кабык-Купер, Улема, Бугровка и др.), где эти разности начинают играть главную роль среди всех докембрийских образований, образуя, по-видимому, своеобразную провинцию роговообманковых пород (Успенский, 1955). В северной части Поволжья эти породы вскрыты скв. 11 Нылги, скв. 2 Чигиреня, опорными Глазовской и Опаринской. Затем амфиболиты появляются в пределах зоны Жигулевских дислокаций — Барановка (Флоренский, Лапинская, 1953), Репьевка, Заборовка, Зольный Овраг и другие площади. Хорошо выделяется провинция роговообманковых пород в районе Иссы (Педашенко, 1959).

Биотит-гранатовые гнейсы, иногда с силлиманитом, кордиеритом, шпинелью и графитом встречены в 182 скважинах (15,3%). Наиболее распространены биотит-гранатовые разности. Внешний облик и структура гнейсов сильно меняются в различных пунктах, особенно в связи с процессами более поздней микроклинизации, катаклаза, окварцевания и выветривания. В наименее измененном виде — это розовато-серые, красновато-серые или темно-серые породы, иногда кварцитовидные, иногда с хорошо заметной тонкой гнейсовидностью и отчетливыми крупными, изометричными или слегка вытянутыми розоватыми или лиловатыми зернами граната-альмандина. Структура пород лепидогранобластовая или порфиroleпидобластовая. Минеральный состав их более или менее постоянен в качественном отношении, но количество отдельных минералов сильно варьирует не только в породах из разных районов и скважин, но и в пределах одного и того же образца. Обычно темноцветные минералы, силлиманит и гранат обособляются в отдельных микрозонах, создавая тонкую полосчатость пород.

Основными минералами гнейсов являются плагиоклаз (30—40%) состава от олигоклаза № 24—28 до кислого андезина № 30—33, кварц (20—30%), биотит (10—15%) и гранат (5—15%); последний имеет неправильную лапчатую форму и содержит много включений кварца,

биотита и силлиманита. Биотит в отличие от такового других гнейсов и гранитоидных пород в описываемых разностях обладает специфической яркой красновато-бурой окраской и сильным плеохроизмом. Красноватые тона плеохроизма связаны с повышенным содержанием титана (В. Н. Лодочников, 1955 г.), количество которого в ряде образцов превышает 1%. К этим минералам добавляются силлиманит (5—15%) в обычных для этого минерала длиннопризматических или ромбовидных кристаллах, кордиерит (5—10%) и акцессорные компоненты: циркон, апатит, магнетит, ильменит и пирит. Иногда сильно развита метасоматическая микроклинизация.

В очень небольших количествах в гнейсах данной группы из отдельных пунктов отмечены ортоклаз (не более 5%), первичный микроклин (не более 5%), графит (2—3%), темно-зеленая шпинель (2—3%) и мусковит. Наиболее интересным из этих компонентов является графит, поскольку он позволяет параллелизовать данные породы с графитоносными гнейсами тетерево-бугской серии Украинского кристаллического массива (В. И. Луцицкий, 1934, 1939 гг.). Графитовые гнейсы развиты вдоль Жигулевской дислокации (на площадях Заборовка, Троекурово, Красная Поляна и др.), а также в пределах Ново-Ибрайкинской и Ново-Елховской площадей Татарского свода (скв. 8, 22, 27, 30 и др.). В 1963 г. они обнаружены также Л. А. Варданянцем в керне скв. Черная Холуница Кировской области.

Минеральный состав пород, высокое содержание в них глинозема (см. табл. 7), тонкая зональность в распределении отдельных минералов, видимо унаследованная от первичной слоистости исходных образований, позволяют относить описываемые разности к группе парагнейсов, считая, что они возникли при глубокой метаморфизации глинистых или алевролитоглинистых пород.

Анализируя особенности распределения гнейсов данной группы, можно выделить три наиболее крупные провинции их развития. Первая из них приурочена к западной части и юго-западному, южному и юго-восточному склонам южного купола Татарского свода (Аксубаевская, Нурлатская, Акташская, Поповская, Ново-Ибрайкинская, Елховская, Черемшанская, Шугуровская, Леонидовская, Копейкубовская, Болтаевская и другие площади). В виде языков северо-восточного простиранья биотит-гранатовые гнейсы проникают и в наиболее приподнятые части купола в районе Миннибаево и Ромашкино (рис. 11).

Вторая, меньшая по площади провинция этих пород располагается в западной части Самарской Луки (Барановка, Сызрань, Заборовка, Троекурсово, Костычи, Губино и др.); спорадически наряду с биотит-плагиоклазовыми гнейсами они встречаются на многих других площадях Куйбышевского Заволжья — в Муханово, Подгорненской, Журавлинской, Ореховской, Кулешовской и др. Сравнительно мало известно этих пород в северной части Татарского свода. В пределах Кировской области — Черная Холуница, Рехино — гранатовые гнейсы сильно переработаны процессами гранитизации.

В третьей (южной) провинции довольно широко эти породы развиты в Саратовском Поволжье (скв. 9 Кикинской, скв. 7 Казанлинской, скв. 105 Елшанской площадей). Отсюда их, видимо, можно протянуть, как предполагал Л. А. Варданянец (1960₂), к району Юлово-Ишима и далее на запад к Красноозерской. Подтверждением этому служит вскрытие скв. 6 Аткарска сильно микроклинизированного гранатового гнейса. Гранатовые гнейсы, видимо, окаймляли с юга Жигулевско-Пугачевский свод, так как их сильно переработанные реликты обнаружены в микроклинизированных плагиогранитах скважин Рахмановской и Порубежской площадей.

Ортоклаз- и микроклин-пертитовые гнейсы с гранатом (гранатовые гранулиты) отличаются от описанных выше биотит-гранатовых в основном тем, что в них среди полевых шпатов резко преобладают не плагиоклазы, а калиевые разновидности. Количественная роль этих пород невелика (около 2%). Основной областью их распространения является территория Жигулевско-Пугачевского свода (Обшаровская, Звенигород-

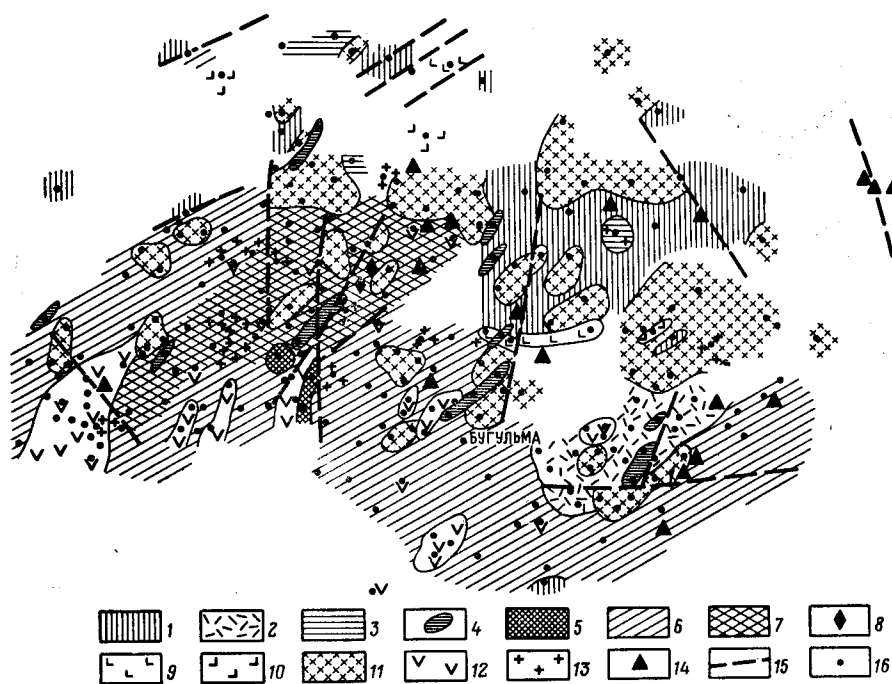


Рис. 11. Схематическая петрографическая карта кристаллического фундамента центральной части Татарского свода. Составили Т. А. Лапинская и В. С. Князев, 1963 г.

Архейский суперкрупный комплекс: 1 — биотит-плагиоклазовые гнейсы; 2 — плагиоклазовые гнейсы Александровско-Туймазинского района; 3 — биотит-роговообманковые гнейсы; 4 — амфиболиты; 5 — пироксеновые гнейсы; 6 — биотит-гранатовые гнейсы, иногда с силлиманитом, кордиеритом, графитом; 7 — перемежаемость гнейсов различного состава; 8 — гнейсы с большим содержанием магнетита. Нижнепротерозойский суперкрупный комплекс: 9 — крупнозернистые слюдяные сланцы; 10 — микрогнейсы и амфиболовые роговики. 11 — архейские магматические породы — плагиоклазовые граниты и гранодиориты; 12 — архейские (возможно, частично нижнепротерозойские) основные и ультраосновные магматические породы и чарнокиты; 13 — нижнепротерозойские микроклинитовые граниты; 14 — метаморфизованные основные магматические породы диабазовой серии; 15 — тектонические нарушения; 16 — скважины

ская, Натальинская и другие площади); спорадически они встречаются в западной части Татарского свода (Ново-Елховская, Ново-Ибрайкинская, Поповская площади).

Макроскопически гнейсы имеют сливной, кварцитовидный облик, обычно мелкозернисты, окрашены в розоватые или красновато-серые тона, что еще более сближает их с кварцитами. Гнейсовидное строение заметно далеко не всегда, чаще оно не наблюдается. Структура гнейсов гранобластовая, иногда порфиробластовая, причем роль порфиробластов часто играет гранат. Среди калиевых полевых шпатов присутствуют зерна двух генераций. К первой из них, более ранней, относятся мелкие изометричные зерна, обладающие тонким пертитовым строением и слагающие основную ткань породы; иногда они бывают слабо каолинизированными. Зерна второй генерации представлены крупными неправиль-

ными по форме порфиробластами микроклина явно метасоматического происхождения, замещающими не только плагиоклазы, но и ортоклаз-пертиты основной массы. Иногда скопления микроклина имеют вид прожилок или даже слагают целые участки керна, образуя неправильные выделения.

Плагиоклазы типа олигоклаза иногда отсутствуют совсем или играют резко подчиненную роль (максимально 15—20%). Остальные компоненты те же, что в биотит-гранатовых разностях.

По происхождению описываемые гранулиты являются продуктом глубокой метаморфической переработки как первичноосадочных пород, так и гранитизации различных гнейсов (Ю. А. Кузнецов, 1964 г.).

Нижнепротерозойские мелкозернистые гнейсы, сланцы и железистые кварциты

Мелкозернистые гнейсы (микрогнейсы) нижнепротерозойского возраста отличаются от вышеописанных архейских разностей прежде всего мелкозернистостью (размеры зерен минералов не превышают 0,5 мм, чаще всего сотые доли миллиметра), иногда своеобразным кварцитовидным обликом, наличием прослоев, обогащенных кварцем, а также деталями минералогии (В. П. Флоренский, Т. А. Лапинская, 1954 г.).

Эти породы имеют обычно темно-серую или почти черную окраску и тонкополосчатую текстуру; полосчатость бывает почти параллельна вертикальной стороне керна, что говорит об интенсивной дислоцированности пород (Чекан, скв. 1, Граханская скв. 6 и др.).

Структура микрогнейсов лепидобластовая, в участках, обогащенных кварцем, — роговиковая, при наличии граната — порфиробластовая, в полевошпатовых зонах — торцовая. Иногда наблюдается слабый катаклаз. В составе гнейсов преобладают кварц, плагиоклазы (от № 28—30 до № 37—40), ортоклаз или ортоклаз-пертит, микроклин, биотит, роговая обманка, часто несколько щелочного состава (Ивановская площадь, скв. 7); в меньшем количестве и в разных сочетаниях в породах из разных районов наблюдаются мусковит, гранат, турмалин, из вторичных минералов характерны скаполит (Чеканская скв.), эпидот. Акцессорные компоненты представлены апатитом, титанитом, цирконом, пиритом.

Распределение минералов в гнейсах очень неоднородно: прослой, обогащенные полевыми шпатами и слюдой, чередуются с почти чисто кварцевыми зонами. В отдельных случаях становятся обильным турмалин (площади Чекан, Граханская), образующий призматические зерна длиной 0,5—0,6 мм с плеохроизмом от светло-розового до темно-зеленого, почти черного.

По степени метаморфизованности к микрогнейсам приближаются мелкозернистые кварцевые амфиболиты (амфиболовые роговики) скв. 61 Сармано-Рангазарской площади, сопоставимые с амфиболовыми гнейсами Поваровки (Веселовская, Утехин, Суханова, 1959).

Встречены микрогнейсы на ограниченном числе площадей Татарского свода (Граханская, Кукмор, Сармано-Рангазарская, Чекан, Туймазы, Черемшан). В 1960—1962 гг. биотит-роговообманковые микрогнейсы обнаружены на Ивановской и Терсинской площадях Волгоградского Поволжья (Веселовская, 1963). Они нигде не занимают значительных площадей и, по-видимому, представляют собой реликты нижнепротерозойской гнейсовой формации, оказавшейся уничтоженной додевонской эрозией на большей площади своего развития.

Сланцы несколько варьируют по своему составу, структуре и, видимо, степени метаморфизации. На Азнакаевской и Аргуновской пло-

щадах Татарского свода девятью скважинами вскрыты сравнительно крупнозернистые разности двуслюдистых сланцев. В составе их преобладает биотит (70—80%), окрашенный в красновато-бурый цвет и обладающий интенсивным плеохроизмом в красновато-коричневых тонах; мусковит присутствует в количестве 10—15%; силлиманит (5—10%) обычно представлен длинными игольчатыми кристаллами; размеры пластинок слюд достигают 2—3 мм. Кварц иногда полностью отсутствует, чаще же образует линзовидные выделения. Из аксессуарных минералов присутствуют турмалин, гранат, пирит. В ряде скважин сланцы пронизаны кварц-микроклиновыми прожилками, располагающимися параллельно сланцеватости.

Наиболее важной особенностью сланцев, отличающей их от преобладающих в фундаменте парагнейсовых образований, является отсутствие в них полевых шпатов или продуктов разрушения последних. Аналогичные породы обнаружены и в пределах Сарайлинского прогиба (скв. 405 Тлянчи-Тамакской площади).

Кроме охарактеризованных сравнительно крупнозернистых разностей, известны сланцы и кварцито-сланцы с почти неразличимыми зернами слагающих их минералов. Они развиты на ряде площадей (Абрамовская, Верховская, Голубинская, Орлиновская) Волгоградского Поволжья, а также в Балашове, где впервые описаны М. Г. Кондратьевой и И. И. Енгуразовым (1951).

Филлитовидные эпидотизированные сланцы вскрыты скв. 1 в Урмаях (Флоренский, 1955); слюдястые и хлорито-слюдястые узловатые сланцы наблюдаются в разрезе скв. 3 Уни Кировской области (Ситдинов, 1962; Лапинская, 1962). Все эти породы отличаются слабой степенью метаморфизма, отвечающей зеленосланцевой, иногда амфиболитовой фациям. Довольно часто в них содержатся новообразованные кристаллики турмалина (Балашов, Уни, Волгоградское Поволжье).

Железистые кварциты известны только из Приказанского района (сел. Янга-Аул). Это плотные тяжелые темно-красные тонкорассланцованные мелкозернистые породы с зеркалами скольжения, параллельными плоскостям напластования, идущим под углом около 60° к оси зерна (Флоренский, 1955). Состоят они из окатанных или полуокатанных зерен (размером около 0,1 мм) кварца с облачным угасанием, сцементированных гематитом и частично лимонитом с примесями глинистого и опалового материала. Кроме того, в ряде образцов присутствует пирит. Общее количество окислов железа достигает в кварцитах 17—18%, что резко выделяет их среди других парапород фундамента. Недостаток каменного материала не позволяет уверенно сопоставить эти породы с железорудной серией Украины, но во всяком случае они моложе архейских гнейсов, вскрываемых соседними скважинами.

Помимо охарактеризованных выше типов нижнепротерозойских пород в литературе имеются указания на присутствие в фундаменте Татарского свода кварцитов (Успенский, 1955; Тимергазин, 1957 и др.), но обычно без точной ссылки на вскрывшие их скважины.

Л. А. Варданынцем (1960₂) отмечены кварциты в Миннибаевской скв. 6 и Поповской скв. 25, отнесенные им к верхнему протерозою. Также верхнепротерозойскими считались кварцитоподобные породы из скв. 45 и других скважин Бондюжской площади (Шевцов, Егоров, 1963). Исследование более полного зерна бондюжских скважин показывает, что ими пройдены гранито-гнейсы и плагиогнейсы, в отдельных участках сильно окварцованные и приобретшие кварцитовый облик.

Архейские гранитоиды

Плагноклазовые граниты (гранито-гнейсы), гранодиориты и кварцевые диориты распространены весьма широко: составляют около 18% от всех вскрытых в фундаменте Поволжья пород.

Среди преобладающих плагноклазовых гранитов выделяются серые, темно-серые, розовато- и (наиболее часто) красновато-серые разновидности. Цвет последних обычно объясняется развитием метасоматических новообразований калиевых полевых шпатов, которые или наблюдаются в виде прожилок в гранитах, или как бы пропитывают основную ткань пород. Иногда же красная окраска бывает вторичной и возникает за счет сорбции окислов железа тонкодисперсными продуктами разложения плагноклазов.

Структура гранитов гипидиоморфнозернистая, в случае изменения процессами микроклинизации, окварцевания и катаклаза — порфирогранобластовая и катакластическая. Породы часто разгнейсованы, что сближает их с биотит-плагноклазовыми гнейсами (парапородами), от которых они не всегда отличимы.

Основными минералами являются плагноклаз № 23—32 (30—50%), кварц (20—40%), биотит, плеохроирующий в зеленовато-бурых тонах (10—15%); встречаются единичные зерна ортоклаза, мусковит, эпидот и акцессорные минералы: апатит, циркон, магнетит, ильменит, гранат, иногда ортит. Микроклин (если он присутствует) является продуктом метасоматического замещения плагноклазов и отличается большей свежестью от других полевых шпатов. Кварц обычно несколько перекристаллизован, имеет облачное или волнистое угасание, иногда его зерна обладают удлиненной и линзовидной формой.

Плагноклазовые граниты часто ассоциируют с близкими по составу гранитоидами — гранодиоритами и кварцевыми диоритами (табл. 8). В числе главных минералов этих пород, кроме плагноклаза, обычно кислого андезина (30—50%), кварца (20—30%), биотита (10—15%) и иногда ортоклаза (5—10%), появляется обыкновенная роговая обманка (15—20%), плеохроирующая в зеленых или голубовато-зеленых тонах. Среди акцессорных компонентов обилеи титанит, дающий ромбовидные кристаллы, иногда размером до 0,5—1 мм; в меньшем количестве наблюдаются апатит, рутил, циркон, магнетит, ильменит, ортит.

Плагноклазовые граниты и гранодиориты наиболее широко развиты в пределах южного купола Татарского свода, где они образуют ряд почти монопетрографических массивов: Муслумово-Бакалинский, Сулево-Ташлиярский, Поповский, Абдрахмановский, Азнакаевский, Тюленьяк-Шаранский и др. На северном куполе развиты более мелкие интрузивные тела, приуроченные в основном к Елабуго-Бондюжской зоне поднятий (рис. 12). В пределах Токмовского свода гранитоиды вскрываются отдельными скважинами (Прудовская, Лысково, Алатырь), расположенными в его центральной части (Педашенко, 1959). Необходимо указать, что архейские гранитоиды занимают также и наиболее приподнятую часть Воронежского свода (В. Н. Лодочников, 1928 г. и др.). В остальных районах эти породы известны по отдельным скважинам.

Внедрение гранитоидов должно было сопровождаться контактным метаморфизмом вмещающих пород. Однако по керну это устанавливается в очень редких случаях. К категории контактных проявлений, видимо, следует относить появление амфибола типа тремолита в скв. 4 Черная Холуница, где в керне одновременно обнаружен гранодиорит и реликты биотит-гранатовых гнейсов с графитом.

Химический состав некоторых магматических пород кристаллического фундамента Поволжья

Компоненты	1	2	3	4	5*	6
SiO ₂	67,46	62,34	68,36	49,81	40,85	51,00
TiO ₂	0,29	0,56	—	1,35	0,37	1,01
Al ₂ O ₃	16,84	18,63	18,00	9,20	7,26	15,41
Fe ₂ O ₃	0,68	1,32	1,00	14,21	6,88	4,47
FeO	2,60	4,62	—	5,84	7,23	7,05
MnO	0,05	0,03	0,02	—	0,09	0,04
MgO	2,15	2,32	0,65	6,38	28,49	7,50
CaO	3,40	4,19	2,30	8,56	2,02	10,00
Na ₂ O	4,60	3,20	2,67	2,66	0,54	1,49
K ₂ O	1,08	1,98	5,01	1,30	0,12	0,68
P ₂ O ₅	0,22	0,27	0,64	0,06	0,02	0,22
SO ₃	—	—	—	—	0,03	—
S	—	—	—	0,19	0,03	—
Cl	Следы	Следы	Следы	Следы	0,18	Следы
CO ₂	0,45	0,30	1,15	0,80	6,28	1,65
H ₂ O						
П. п. п.)						
Сумма	99,82	99,76	99,80	100,36	100,39	100,52
Гигроскопия	—	—	—	0,40	1,24	—

1 — плагиоклазовый гранито-гнейс, Сулеево, скв. 53 (1721,6—1722,8 м); 2 — гранодиорит, Ново-Ибрайкино, скв. 64 (1815,8—1817,8 м); 3 — микроклиновый гранит, Обшаровка, скв. 2 (1726—1733 м); 4 — амфиболовый габбро-норит, Сызрань, скв. 49 (1583,8—1586,6 м); 5 — перидотит, Чубовка, скв. 3 (2811,3—2815,0 м); 6 — габбро-диабаз, Муханово, скв. 403 (3101,9—3105 м)

Аналитик Б. В. Бальшина (МИНХ и ГП)

* Анализ выполнен в лаборатории МГУ.

Нижнепротерозойские граниты и сиениты

Можно выделить две группы нижнепротерозойских гранитоидов: двуслюдистые серые граниты, часто содержащие турмалин, и существенно микроклиновые розовые крупнокристаллические граниты.

Двуслюдистые серые граниты достоверно известны пока только по скважинам Волгоградского Поволжья (Флоренский, Лапинская, Князев, 1958; Веселовская, 1963) и в одной из скважин Кировской области (Колобовская скв. 2).

Граниты имеют светло-серую окраску, отчетливо разгнейсованы; структура их гипидиоморфнозернистая или порфиорокатаккладическая. Минеральный состав обычен для плагиогранитов; наиболее характерной особенностью является наличие двух слюд — биотита и мусковита (причем последняя явно поздняя, связанная с метасоматическим изменением пород), а также турмалина в виде довольно крупных кристаллов (до 1 мм).

К двуслюдистым гранитам по возрасту тяготеют, вероятно, и крупнозернистые **сиениты** Гусихи в Саратовском Поволжье (скв. 1 и 5), описанные М. Г. Кондратьевой и И. И. Енгуразовым (1951) и А. И. Педашенко (1959). Макроскопически это розовые крупнозернистые породы гранобластической, местами монзонитовой структуры; в некоторых участках наблюдается строение, близкое к пойкилитовому, так как в крупных кристаллах калиевых полевых шпатов часто имеются мелкие включения плагиоклазов. В составе пород преобладают полевые шпаты — калиевые (ортоклаз, реже микроклин), в сумме составляющие до

50% всей породы и представленные крупными (до 3—5 мм) зернами пертитового строения, и плагиоклаз (типа олигоклаза) — 15—20%. В меньшем количестве присутствуют хлоритизированный биотит, кварц и роговая обманка. Акцессорные компоненты представлены апатитом, титанитом, турмалином и ильменитом. В последнее время породы типа сиенитов выделены Б. С. Ситдиковым в скв. 11 Граховской площади.

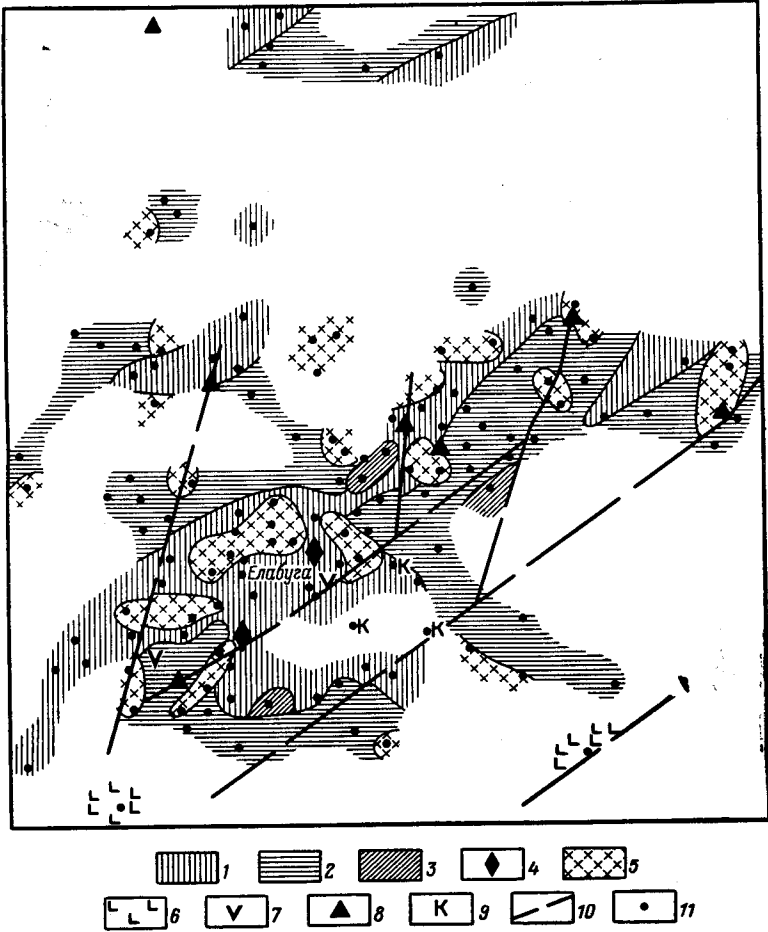


Рис. 12. Схематическая петрографическая карта кристаллического фундамента Елабуго-Бондюжской структурной зоны Татарского свода. Составил Е. Г. Журавлев, 1963 г.

Архейские породы: 1 — биотит-плагиоклазовые гнейсы; 2 — биотит-роговообманковые, биотит-пироксеновые гнейсы и амфиболиты; 3 — биотит-гранатовые гнейсы, иногда с силлиманитом; 4 — гнейсы с высоким содержанием магнетита; 5 — гранитоиды. Нижнепротерозойские породы: 6 — микрогнейсы и слюдястые сланцы; 7 — габбро и габбро-нориты, 8 — породы диабазовой серии; 9 — катаклазиты; 10 — тектонические нарушения; 11 — скважины

Микроклиновые граниты встречаются в 84 скважинах. В число этих скважин вошли только те, где микроклиновые граниты слагают или всю массу керна, или значительную его часть, ассоциируя при этом с иными породами. Вместе с тем надо отметить частое наличие в строении фундамента пород типа инъекционных гнейсов или мигматитов, пронизанных многочисленными кварц-микроклиновыми прожилками.

Микроклиновые граниты представляют собой крупнозернистые, иногда пегматоидные породы розовой или красноватой окраски, с круп-

ными зернами (до нескольких сантиметров) полевых шпатов и кварца. Структура их гипидиоморфнозернистая или панксеморфная; часто породы изменены динамометаморфизмом и катаклазированы.

Главные минералы: решетчатый микроклин (50—70%) и кварц; в подчиненном количестве наблюдаются плагиоклазы, обычно значительно серицитизированные, ортоклаз, биотит; из акцессорных — апатит, циркон, магнетит. Весьма малое содержание темноцветных компонентов позволяет относить породы к группе аляскитов.

Микроскопическое изучение микроклиновых гранитов (и кварц-микроклиновых жил) фундамента Поволжья дает все основания предполагать, что при их образовании решающую роль играли процессы калиевого метасоматоза. Наиболее интенсивному замещению подвергались плагиоклазы вмещающих пород, но иногда отмечается также замещение биотита, роговой обманки и даже граната (Поповская площадь, по И. Б. Кононовой, 1962). Вопрос о том, обязаны ли все наблюдающиеся на рассматриваемой территории проявления микроклиновых гранитов только метасоматическим процессам или здесь имело место также внедрение магматического материала — остается неясным. Решение этой проблемы весьма затруднено тем, что в распоряжении исследователей имеются данные только скважин, не позволяющие установить размеры магматических тел и характер их контактов с вмещающими породами. Вместе с тем обращает на себя внимание, что в приподнятых участках Татарского свода иногда несколькими соседними скважинами (Елховская, Акташская, Черемшанская и другие площади) вскрываются только микроклиновые граниты без каких-либо иных типов пород. Последнее может свидетельствовать о значительных массивах микроклиновых гранитов.

На территории Украинского кристаллического массива микроклиновые граниты можно найти среди массивов, относимых к нижнепротерозойскому днепровско-токовскому магматическому комплексу (Половинкина, 1960). Это позволяет предполагать, что и в пределах Поволжья, помимо метасоматических микроклиновых гранитов, в фундаменте могут иметься и интрузивные образования близкого состава.

Наиболее распространены микроклиновые граниты в приподнятых частях южного купола Татарского свода (где они образуют, видимо, ряд довольно крупных массивов в районах Акташ, Ново-Елхово, Миннибаево, Ромашкино, Абдрахманово и др.) и по его южному и юго-восточному борту (районы Байтуган, Бавлы, Леонидовка, Туймазы и др.). Здесь же широко проявляется микроклинизация более древних пород. Второй областью значительного развития микроклиновых гранитов и связанных с ними мигматитов является Жигулевско-Пугачевский свод в центральной (Обшаровка, Гражданская) и восточной (Благодарновская, Кулешовская, Бариновская, Ореховская и другие площади) частях, а также Мухановская площадь и соседние районы.

В северной части Татарского свода и в Приказанском районе микроклиновые граниты встречаются лишь спорадически.

Преимущественное развитие микроклиновых гранитов в области сводов связано, вероятно, со значительной нарушенностью этих жестких участков фундамента, что облегчало процессы калиевого метасоматоза.

Архейские и нижнепротерозойские основные и ультраосновные магматические породы и чарнокиты

Среди основных пород, принимающих участие в строении фундамента Поволжья, наиболее распространены габбро-нориты (более 8% встречаемости). Благодаря специфическим химизму (см. табл. 7), мине-

ральному составу и высокой плотности, достигающей 3 г/см^3 , основные породы резко выделяются среди преобладающих в фундаменте парагнейсов и гранитоидов. Более или менее полное описание основных пород фундамента можно найти в ряде опубликованных работ (Луцицкий, 1953; Флоренский, Лапинская, Князев, 1952, 1959; Богданова, 1960; Егорова, 1960, 1964; Ситдииков, 1963 и др.).

Кроме габбро-норитов, по кернам единичных скважин известны габбро, пироксениты и перидотиты. Макроскопически это темно-зеленые, почти черные крупнокристаллические массивные породы, часто совершенно не несущие следов разгнейсования, иногда же превращенные в основные кристаллические сланцы. Наличие в них некоторой разгнейсованности обычно сопровождается изменением минерального состава и небольшим повышением кислотности.

Структура габбро-норитов в целом относится к гипидиоморфнозернистой с переменным идиоморфизмом основных породообразующих минералов. Наиболее правильной формой отличается плагиоклаз, что позволяет иногда относить структуру к габбровой.

Главными минералами габбро-норитов являются плагиоклаз № 50—64 (от 50 до 65—75%), ромбический (гиперстен) и моноклинный (авгит, салит, иногда диаллаг) пироксены (30—40%), обыкновенная роговая обманка, часто с повышенным содержанием железа (10—15%); акцессорные представлены апатитом, магнетитом или титаномагнетитом и ильменитом. В габбровых разностях плагиоклаз обычно несколько более кислый, моноклинный пироксен значительно преобладает над гиперстеном или последний отсутствует; появляются роговая обманка, биотит и кварц. В скв. 407 Муханово Л. З. Егоровой (1964) описан габбро-диорит.

В скв. 1 Красновской площади (Приказанский район) и в скв. 105 Елшапки встречены своеобразные скаполитизированные габбро-нориты.

Перидотиты обнаружены только в двух скважинах (3 и 36) Чубовской площади. Исследование керна скв. 3, где породы фундамента пройдены на глубину более 20 м, показало, что перидотиты слагают не все магматическое тело, а являются крайними основными дифференциатами расплава, имевшего в общем габбро-норитовый состав. На протяжении вскрытого разреза отдельные участки пород соответствуют то амфиболовым габбро-норитам, то пироксенитам, то амфиболовым перидотитам (рис. 13). Изменение петрографического состава находит отражение в химизме пород. На их плотности сильно сказывается степень разрушенности, в частности интенсивная серпентинизация оливина.

В свежих образцах перидотиты имеют панидиоморфнозернистую структуру и состоят в основном из трех минералов: оливина, роговой обманки и ромбического пироксена, близкого к бронзиту. В качестве второстепенных компонентов присутствуют шпинель, магнетит и хромит. В скв. 36 перидотиты сильно серпентинизированы.

Породы типа пироксенитов, видимо, так же как и перидотиты, имеют подчиненное значение, слагая небольшие линзы в габбро-норитовых интрузиях. Кроме Чубовской площади, они обнаружены Красногорской скв. 20 и Мухановской скв. 407.

По составу и структуре эти породы занимают промежуточное положение между вебстеритами и гиперстенитами.

Габбро-нориты довольно часто пронизаны кварц-микроклинными прожилками, реже почти чисто плагиоклазовыми. Первые из них возникают в результате калиевого метасоматоза. Появление кварц-микроклиновых выделений влечет за собой ряд существенных изменений вмещающих пород: плагиоклазы частично замещаются микроклином или значительно укрупняются и становятся более кислыми по составу — обра-

зуются андезин вместо лабрадора или даже олигоклаз; в них иногда появляются антипертитовые вросстки калиевого полевого шпата; пироксены и роговая обманка замещаются биотитом. Реже отмечалось влияние натрового метасоматоза, в результате которого пироксены замеща-

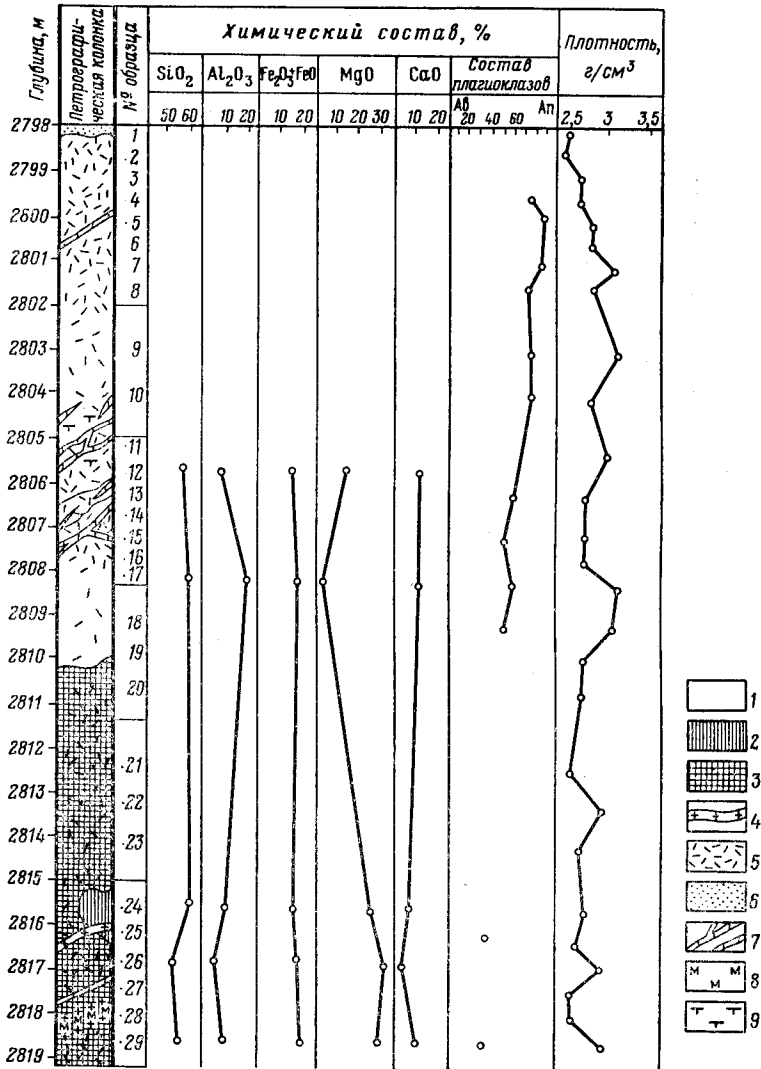


Рис. 13. Характеристика пород фундамента, вскрытых скв. 3 Чубовской площади. По Т. А. Лапинской и С. В. Богдановой, 1962
 1 — габбро-нориты; 2 — пироксениты; 3 — перидотиты; 4 — кварц-плагноклазовые прожилки; 5 — разрушенность пород; 6 — осадочные породы; 7 — кальцитовые жилки; 8 — микроклинизация; 9 — оталькование

ются амфиболом (Мариинский Посад, скв. 36 Михайловской площади). Иногда, видимо вследствие натрового метасоматоза, происходит также перекристаллизация плагиоклазов с повышением роли альбитовой составляющей.

Все эти изменения приводят к образованию пород типа чарнокитов, хорошо известных в архее Украины (Половинкина, 1960; Э. Б. Наливкина, 1964 г.), в докембрии Индии и других древних платформ земного

шара. Они весьма разнообразны по составу и структуре, что зависит от того, насколько глубоко зашел процесс преобразования первичного субстрата.

По поводу генезиса пород чарнокитовой серии существуют и иные точки зрения (П. И. Лебедев, 1934 г.; И. С. Усенко, 1956 г. и др.). Не останавливаясь на рассмотрении этой еще не решенной петрологической проблемы, отметим лишь, что породы типа чарнокитов в восточной части Русской платформы тесно ассоциируются либо с габбро-норитами, либо

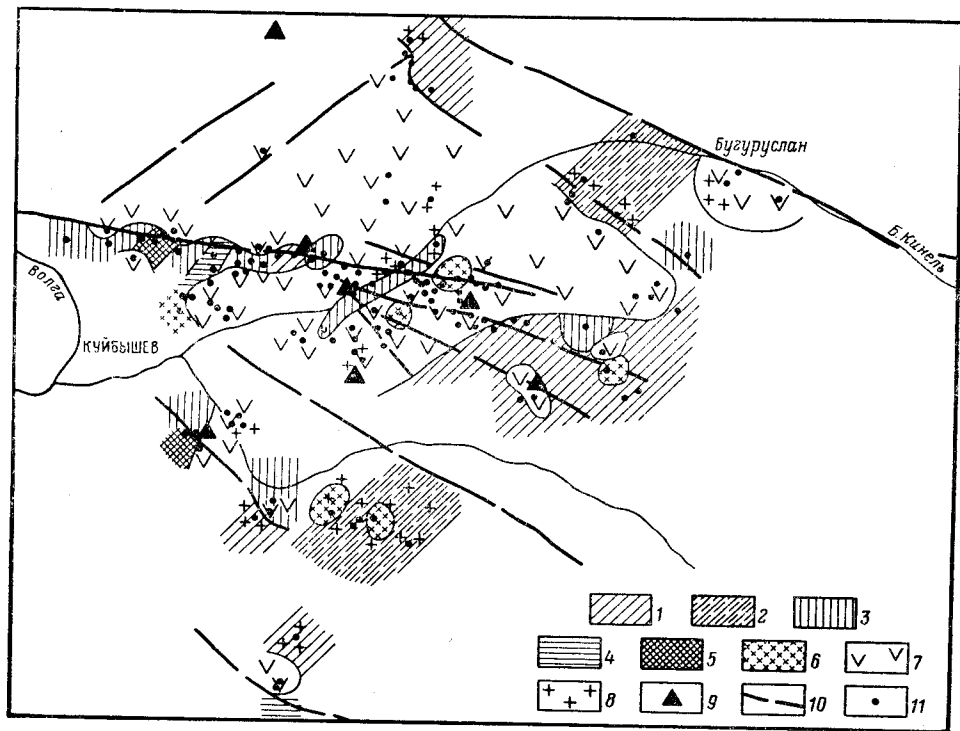


Рис. 14. Схема распространения различных типов пород в фундаменте Куйбышевского Заволжья. Составила С. В. Богданова, 1963 г.

1 — биотит-гранатовые гнейсы, иногда с силлиманитом и графитом; 2 — гранатовые гранулиты; 3 — биотит-плагноклазовые гнейсы; 4 — биотит-роговообманковые гнейсы; 5 — биотит-пироксеновые гнейсы; 6 — плагноклазовые граниты; 7 — габбро, габбро-нориты, чарнокиты, перидотиты, пироксениты; 8 — микроклиновые граниты; 9 — габбро-диабазы; 10 — тектонические нарушения; 11 — скважины

с гиперстеновыми гнейсами и, по-видимому, связаны с ними генетически, образуя в пределах Куйбышевской области и юго-западной части Татарской АССР габбро-норит-чарнокитовую провинцию, имеющую много сходных черт с аналогичной провинцией Побужья.

Главная зона распространения основных магматических разностей и чарнокитов приурочена к северному борту Жигулевско-Пугачевского свода и протягивается от Сызрани через Зольный Овраг, Красный Яр, Чубовку, далее на восток к Репьевке, Муханову, Дмитриевской, Коханам. Параллельно с ней, местами сливаясь и, возможно, составляя единую полосу, располагаются габбро-нориты и чарнокиты Печерской, Филипповской, Малышевской, Михайловской, Далматовской площадей. Восточнее основные породы вновь появляются в скважинах Городецкой, Яблонки, Краснооктябрьской и Кирышкинской (рис. 14). В центральной и восточной частях свода можно выделить еще две небольшие зоны развития описываемых разностей — Томыловско-Краснополянскую и Спиридоновско-Никольскую.

По бортовым частям Татарского свода намечается несколько значительных массивов габбро-норитов: Нурлатский, Черемшанский, Ново-Ибрайкинский, Байтуганский, Сулинский (рис. 15). В Байтуганской опорной скважине описаны предположительно оливиновые разности норитов, судя по обилию в них серпентина (Лучицкий, 1953). Еще одна провинция основных пород намечается по габбро-норитам и чарнокитам Красновки, Казаклара, Верхнего Услона и Мариинского Посада.

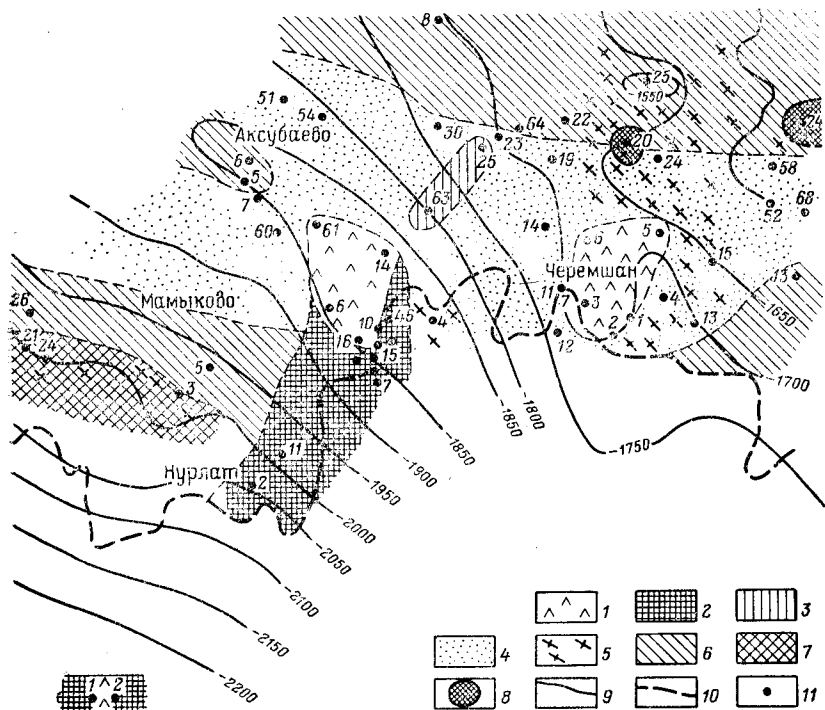


Рис. 15. Карта петрографического состава кристаллического фундамента южных районов Татарской АССР. По Б. С. Ситдикову (см. Эллерн и Ситдикову, 1962)

1 — габбро-нориты; 2 — метанориты и чарнокиты; 3 — гиперстен-биотитовые и гиперстен-роговообманково-биотитовые гнейсы; 4 — биотит-гранатовые и силлиманит-биотит-графитовые гнейсы; 5 — районы интенсивной мигматизации; 6 — биотит-плагноклазовые гнейсы; 7 — роговообманковые и биотит-роговообманковые гнейсы; 8 — ортоамфиболиты; 9 — изогипсы поверхности фундамента; 10 — южная граница Татарской АССР; 11 — скважины

В Алатырской скв. 1 обнаружены разгнейсованные габбро (Веселовская, 1963). В северной части Татарского свода эти породы вскрыты лишь единичными скважинами Первомайской и Бехтеревской площадей. На Чигиренской площади (скв. 1 и 4) известны лишенные темноцветных компонентов основные разности, близкие по составу к лабрадоритам.

Области развития основных магматических пород приурочены в Поволжье чаще всего к зонам глубинных разломов или к другим тектонически сильно нарушенным участкам фундамента. Аналогичная картина выявляется и для склонов Воронежского свода. Ультраосновные породы типа серпентинитов, перидотитов, пироксенитов встречаются на его восточном склоне в зоне перехода к Рязано-Саратовскому прогибу в скв. 1 Шукавки (Веселовская, Кирсанов, 1962) и в южной части в районе Белогорья, Нижнего Мамона и Петровки (Сопко и др., 1961). И в том, и в другом случае глубина залегания этих пород не превышает 400—500 м,

что делает сформировавшиеся на них никеленосные коры выветривания объектом, представляющим интерес для промышленной разведки.

В этой связи следует указать, что по данным количественных спектральных анализов содержание никеля, кобальта и хрома в габбро-норитах Поволжья иногда также в 2—4 раза превышает кларковые.

Довольно высоким становится местами содержание магнетита и титаномагнетита (до 20—25%). По данным Т. А. Лапинской и С. В. Богдановой (1956 г.), такие высокие концентрации железа были отмечены в скважинах Муханово, Кирюшкино, Лебяжинской и других площадей Куйбышевского Заволжья. Выявление районов развития таких пород в закрытой части Русской платформы имеет большое значение для правильной интерпретации данных геофизических исследований.

Еще не совсем решенной проблемой является возрастное положение описываемой группы пород. В пределах Украинского кристаллического массива и Балтийского щита ультраосновные и основные породы известны как среди архейских, так и нижнепротерозойских отложений. На Воронежском кристаллическом массиве они залегают среди нижнепротерозойских сланцев и считаются межпластовыми залежами. В восточной части Русской платформы нижнепротерозойские сланцы в основном эродированы; известные сейчас основные породы фундамента залегают всегда среди архейских гнейсов. В ряде скважин (Сызранская 49; Далматовские 100 и 103; Домосейкино 7; Черемшан 2; Нурлат 3 и 44) вместе с габбро-норитами в кернах присутствуют и биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы. Габбро-нориты и гнейсы изменены региональным метаморфизмом гранулитовой фации примерно в равной степени, из чего можно заключить, что габбро-нориты внедрялись после отложения этих парапород и вместе с ними были дислоцированы и метаморфизованы; это и определяет их нижнюю возрастную границу. Верхняя граница устанавливается исходя из наличия кварц-микроклиновых прожилков, т. е. проявления калиевого метасоматоза, относящегося, видимо, к концу нижнего протерозоя. Судя по стратиграфической схеме других областей Русской платформы в этот интервал укладываются две фазы внедрения основных пород — архейская и нижнепротерозойская. Уточнить, к какой из них следует отнести тот или иной массив, помогает то, что в ряде случаев в габбро-норитах наблюдались не только кварц-микроклиновые прожилки, но и плагиоклазовые, которые можно считать жильными дериватами архейских плагиогранитов, аналогов кировоградского комплекса Украины. Для этих пород возраст можно определить как архейский (Печерская, Никольская и другие площади).

Отмечается иногда значительная разница в степени разгнейсованности пород. Эти различия позволяют считать, что среди основных пород фундамента Поволжья присутствуют представители разновозрастных интрузий. Это и отмечено в приведенной выше стратиграфической схеме, где к архею отнесены габбро-нориты и чарнокиты Сызрани, Печерской, Никольской площадей, скаполитизированные и амфиболитизированные породы Красновки и Елшанки, разгнейсованные габбро Алатыря.

Форма залежей архейских габбро-норитов может быть установлена по скважинам лишь проблематично, но судя по тому, что по соседству с габбро-норитами часто вскрываются то различные гнейсы, то плагиограниты, можно предполагать, что это небольшие линзовидные тела и межпластовые интрузии, подобные известным в Побужье.

Нижнепротерозойские интрузии дают более крупные массивы — типа Черемшанского, с лучше сохранившейся текстурой пород. Большое сходство пород, находящее выражение в общности их химического состава, позволяет предполагать, что источник магмы на протяжении длительного промежутка времени был единым.

Породы диабазовой серии, прорывающие фундамент

Помимо пород архейского и нижнепротерозойского возраста, слагающих фундамент, в строении его участвуют и более молодые магматические образования, прорывающие не только фундамент, но часто и вышележащие древние осадочные толщи. Все они — производные основной магмы. Наиболее характерной особенностью, отличающей их от пород фундамента, является полное отсутствие следов разгнейсования, что связано с внедрением пород диабазовой серии в платформенный период развития рассматриваемой территории.

Проявления основного магматизма известны не только на востоке платформы, но и в ее центральных и западных частях; их описанию посвящено большое количество работ (Веселовская и Завидонова, 1952; Успенский, 1952; Тимергазин, 1954; Флоренский, Лапинская, 1955; Бирин, 1958; Новикова, 1960; Морозов, Постников, 1962 и др.).

В восточной части Русской платформы намечается несколько древних этапов интенсивного проявления магматической деятельности, связанных с усилением тектонических движений (Тимергазин, 1958; Ушакова, 1962 и др.). Наиболее молодые эффузивные образования в палеозое известны в пашийском и кыновском горизонтах девона (Сырьяны, Казаклар).

Ниже охарактеризованы лишь основные породы, относящиеся к рифейской фазе магматизма, залегающие либо среди пород фундамента (иногда они покрыты корой выветривания — Сулеево, Азнакаево, Бондюг и др.), либо среди нижнебавлинских отложений; в последнем случае они сопровождаются отчетливыми контактными явлениями.

Породы диабазовой серии рифейского возраста имеют в большинстве случаев ясно различимую макроскопически зернистую структуру и темную, иногда зеленоватую, часто почти черную окраску. Среди них выделяются разности трех типов: габбро-диабазы, диабазы, долериты и палеодолериты.

Габбро-диабазы — крупнозернистые кристаллические породы с офитовой, пойкилоофитовой или часто габбровой структурой. Они обычно слагают самые глубинные участки мощных пластовых интрузий или даек, обнаруженных в породах бавлинской свиты (Серафимовка, Арлан, Надеждино, Орьебашево и др.). Известны эти породы также в районах Муханово, Никольской, Бондюга и других, где они залегают примерно на тех же абсолютных отметках, что и породы фундамента.

Диабазы — породы более мелкозернистые с четко выраженной офитовой структурой; являются либо спутниками габбро-диабазов и слагают приконтактные части мощных даек, либо образуют их целиком; встречены единичными скважинами на Татарском своде среди архейских пород.

Долериты и палеодолериты — это мелкозернистые породы с типичной долеритовой или интерсертальной структурой. Встречены в основном в виде маломощных (несколько метров) пластовых залежей или даек в породах бавлинской свиты (с. Старо-Петрово и др.). Несколько более кислые разности типа миндалекаменных порфиритов были обнаружены в скв. 7 Варзи-Ятчинского района ниже бавлинских отложений (Ломоть, 1954).

Главными минералами являются плагиоклазы (от лабрадора разной основности до андезина № 45—50) и моноклинный пироксен — пижонит или авгит. Почти во всех изученных породах в том или ином количестве присутствует кварц обычно в виде микропегматитовых прорастаний. Обилие кварца в некоторых породах позволяет выделить разности типа кварцевых диабазов или конга-диабазов. В небольшом количестве при-

существуют титаномагнетит, образующий характерные скелетные выделения, бурая роговая обманка, имеющая обычно характер реакционного минерала, биотит и апатит. В более основных разностях описываемых пород — оливиновых диабазах — появляются ромбический пироксен и оливин; вместе с этим сильно уменьшается количество микропегматита и роговой обманки, часто они совершенно отсутствуют. В скв. 57 Орьебашево оливиновые диабазы содержат битовнит и могут быть названы пикрит-диабазами.

По происхождению все эти породы относятся в основном к гипабиссальной фации габбровой магмы.

Помимо пластовых внедрений типа силлов и секущих даек в некоторых случаях можно предполагать подводные излияния магмы (спилиты скв. 57 Орьебашево).

Иногда в керне скважин присутствуют одновременно и диабазовые разности пород и архейские образования. Их соотношения, однако, удалось наблюдать лишь в скв. 612 Сулеево. Диабазовые породы здесь явно более поздние, чем подстилающий гранито-гнейс; в шлифах видно проникновение основной магмы от зоны контакта по трещинам внутрь гранито-гнейса. Последний никаких заметных изменений не несет, а в диабазе наблюдается отчетливая мелкозернистая зона эндоконтакта, обаянная быстрому охлаждению.

Пути для поднятия магмы служили глубокие расколы в фундаменте; поэтому нахождение диабазовых пород имеет большое значение для выяснения тектонических особенностей фундамента.

Рифейские представители диабазовой серии наиболее широко развиты к востоку и к юго-востоку от Татарского свода, в области глубокого погружения фундамента. Их внедрение происходило в период интенсивного прогибания этой территории и накопления мощных толщ нижнебавлинских терригенных отложений. Относительно часто наблюдаются проявления магматизма в пределах Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадин. Отдельные точки вскрытия диабазовых пород известны в приподнятых участках северного и южного куполов Татарского свода и на площадях Жигулевско-Пугачевского свода (см. рис. 11).

Рассматривая вопрос о времени и фазах проявления основного вулканизма, необходимо упомянуть о высказанных в последнее время представлениях по поводу формирования мощной брекчии осадочных и метаморфических пород, окаймляющих так называемый Воротиловский выступ фундамента в Ковернинском районе Горьковской области. Существование этого выступа, ранее лишь предполагавшегося (Люткевич, Фрухт, 1954), в настоящее время доказано бурением многочисленных скважин (Нечитайло, Веселовская, Скворцова, 1959; Н. В. Сусальникова и др., 1963 г.).

Большинством исследователей образование выступа и брекчирование пород связываются с блоковыми движениями фундамента. Вместе с тем рядом авторов обращено внимание на присутствие среди гнейсовой брекчии обломков эффузивных пород, вулканического стекла и туфов. По данным Н. С. Ильиной и Д. Л. Фрухт (1963, 1964), вулканический материал был обнаружен в разрезах скважин Тонково, Семино, Беланицыно, Михайлово, Ленино и др. У с. Ленино на глубине 490 м под перемятой толщей нижнемелового — среднеюрского возраста этими авторами описывается вулканическое стекло, сильно цеолитизированное, а под ним чередование туфов, туффитов и туфобрекчий. На этом основании Н. С. Ильина и Д. Л. Фрухт считают, что в области Воротиловского выступа в триасовое или юрское время происходили мощные излияния лав и выбросы вулканического материала. В 1961 г. Л. А. Варданянцем была высказана гипотеза о существовании в данном районе огром-

ной трубки взрыва. Масштабы эффузивной деятельности и ее характер требуют, естественно, дальнейшего уточнения. Если же подтвердится мезозойский возраст излияний, то это будет свидетельствовать о весьма большой длительности проявления магматических процессов в центральной части Русской платформы.

ГЛАВНЕЙШИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД ФУНДАМЕНТА

Изложенные выше данные позволяют охарактеризовать главные этапы формирования пород, слагающих фундамент Поволжья.

1. Архейский тектоно-магматический этап начался с накопления осадков, впоследствии метаморфизованных и превращенных в гнейсы. Эта стадия протекала в условиях, близких к геосинклинальным. Состав осадков и фациальные обстановки были изменчивыми. В период формирования осадков нижних серий архея большую роль играли эффузивные магматические процессы, благодаря чему шло накопление не чисто осадочных, а скорее эффузивно-осадочных отложений; в дальнейшем из них образовались пироксеновые гнейсы и амфиболиты. Пласты алевро-глинистых или песчано-глинистых пород дали затем биотит-плагиоклазовые гнейсы. В заключительную стадию осадконакопления отлагались преимущественно глинистые осадки, перешедшие впоследствии в биотит-гранатовые гнейсы.

При сравнении верхних архейских гнейсовых свит различных областей Русской платформы — преимущественно биотит-гранатовых разновидностей пород, поражает устойчивость их главного признака — высокого содержания глинозема, благодаря чему им и свойственны весьма сходные сочетания минералов. Некоторое различие между ними заключается лишь в том, что в гнейсах Балтийского щита появляется кианит, а в других районах Русской платформы чаще присутствуют силлиманит и кордиерит. Именно в этой серии пород в гнейсах Украины и в целом ряде районов Поволжья, а также в Московской скважине встречен графит. Наиболее существенным отличием свиты биотит-гранатовых гнейсов Поволжья от их украинских аналогов является отсутствие в восточных районах платформы прослоев крупнокристаллических мраморов, известных в тетерево-бугской серии Украины. В ряде мест установлено, что верхняя свита залегает на подстилающих породах с угловым несогласием (Половинкина, 1960); это позволяет предполагать наличие перерыва с проявлением локальной складчатости.

Метаморфизм архейских гнейсов в основном региональный, связанный с прогибанием ложа бассейнов осадконакопления, дополненным впоследствии воздействием тектонических процессов и сопровождавших их интрузий гранитоидов. Контактное влияние гранитоидов на вмещающие породы было ослаблено потому, что последние к этому времени были значительно перекристаллизованы в условиях глубинных зон метаморфизма (соответствующих амфиболитовой и гранулитовой фациям), а также и тем, что среди них отсутствовали карбонатные разности, наиболее активные в условиях контакта.

Интенсивное проявление орогенических движений привело к смятию гнейсовых серий в складки с углами падения до 70—80°; местами гнейсы были катаклазированы. Интрузии имели существенно плагиоклазовый характер — плагиограниты, гранодиориты, кварцевые диориты. Большую роль, вероятно, играли процессы палингенеза и гранитизации, благодаря чему формировались гранитоиды, обогащенные гранатом (породы Ново-Кубанской, Рахмановской, Порубежской и других площадей — аналоги чудново-бердичевских гранатовых гранитов Украины). Часто еще до внедрения гранитоидов гнейсы были пронизаны много-

численными интрузиями основных и ультраосновных пород, которые затем претерпели метаморфизм той же ступени, что и вмещающие паропороды (габбро-нориты Куйбышевского Поволжья и западной части Татарского свода). Гнейсы, основные магматические породы и гранитоиды слагают нижний структурный этаж фундамента Поволжья и развита на большей его территории.

2. Накопление осадков в следующий, нижнепротерозойский тектономагматический этап происходило, видимо, не на всей территории Поволжья, а в наиболее подвижных зонах, разделяющих архейские ядра. В настоящее время в Поволжье сохранились только реликты суперкрупной серии нижнего протерозоя. Вполне вероятно, что протерозойские геосинклинальные бассейны были более обширными. На основании анализа данных региональных геофизических исследований Русской платформы рядом авторов высказаны представления о расположении зон карельской складчатости. В пределы одной из них, получившей название Кажимско-Казанско-Ульяновской (Гафаров, 1959; Подобва и Серова, 1962), попадают уцелевшие от размыва протерозойские сланцы скв. Уни и Приказанского района. На юге эта зона карельской складчатости соединяется с Московско-Саратовской, раскрывающейся в Прикаспийскую впадину. К борту Московско-Саратовской зоны тяготеют и более молодые по возрасту дислоцированные кварцито-песчаники Юлово-Ишима. Вместе с тем, как это видно из вышеприведенных описаний, нижнепротерозойские мелкозернистые гнейсы и сланцы известны и в других районах Поволжья, в частности: в Сарайлинском прогибе, на южном куполе Татарского свода, а также на склонах Воронежской антеклизы. Все это заставляет предполагать, что нижнепротерозойские породы накапливались на больших площадях, чем они известны сейчас.

Для первых этапов осадконакопления, как и в архее, характерно отложение осадочно-эффузивных пород, перешедших впоследствии в мелкозернистые амфиболиты (Сармано-Рангазарская площадь). Затем стали отлагаться преимущественно глинистые, мергелистые, алевроито-глинистые и песчано-глинистые толщи, тонкослоистые, с меняющимся составом отдельных прослоев. Отмечавшееся рядом исследователей наличие в них новообразованного турмалина вполне объяснимо тем, что бор в значительных количествах накапливается именно в глинистых осадках (А. П. Виноградов, 1957 г.).

Между различными свитами нижнепротерозойских пород в других районах Русской платформы известны перерывы с явлениями размыва. Региональный метаморфизм осадочных пород нижнего протерозоя протекал в условиях лишь амфиболитовой и зеленосланцевой фаций, благодаря чему они в большей степени, чем архейские гнейсы, сохранили свои первичные особенности. Прогибание геосинклинальных зон, где происходило накопление осадков, сопровождалось внедрением интрузий основных и ультраосновных пород (Куйбышевское Поволжье, западный и юго-западный склоны Татарского свода и северо-восточный склон Воронежской антеклизы).

Завершающая нижнепротерозойский этап складчатость сопровождалась внедрением серых плагиогранитов и сиенитов (Волгоградское Поволжье, Колобово, Гусиха), которые ассимилировали из сланцев бор, что привело к образованию в них крупных кристаллов турмалина.

Позднеорогенный период охарактеризовался новым мощным оживлением магматической деятельности, выразившимся в региональном развитии процессов кремниевого и щелочного метасоматоза. Наиболее широко развит калиевый метасоматоз, приводящий к образованию кварц-микроклиновых прожилков и микроклиновых (аляскитовых) гранитов; реже отмечалось влияние натрового метасоматоза — амфиболизация и

альбитизация основных пород, появление обогащенных щелочами роговых обманок.

К заключительным этапам нижнепротерозойского цикла (Половинкина, 1960) или уже к платформенному иотнийскому этапу относится накопление сравнительно слабоизмененных в условиях регионального метаморфизма кварцито-песчаников и глинистых сланцев — аналогов овручской свиты Украины и шокшинской свиты Балтийского щита. В пределах Поволжья эти породы известны только на северо-восточном борту Рязано-Саратовского прогиба (Юлово-Ишим). Характерный для них угол наклона слоев, равный примерно 30° , позволяет говорить о том, что после отложения они были дислоцированы, хотя и слабее, чем более древние толщи. К этой же серии слабометаморфизованных осадочных образований Л. А. Варданянц (1960₁) относит розовые окварцованные песчаники Елшанки. Область накопления таких пород в пределах Поволжья была, видимо, ограничена Рязано-Саратовским прогибом; в остальных районах Поволжья реликты верхнепротерозойских отложений выделяются пока недостаточно уверенно. Ни в одной из скважин Поволжья не было обнаружено также специфических для конца протерозоя в других районах гранитов рапакиви (аналогов коростенского комплекса Украины).

Для дальнейшего платформенного этапа развития территории Поволжья характерны дислокации типа разломов и расколов, деливших фундамент на отдельные блоки, испытывавшие затем вертикальные колебательные движения. В связи с опусканием крупных частей фундамента по разломам происходило поднятие основной магмы, образовавшей дайки и пластовые интрузии в различных горизонтах.

Неоднократные процессы складчатости, сминавшие архейские и протерозойские породы, а также последующие дизъюнктивные дислокации привели к интенсивной катаклазированнойности пород фундамента. Последняя способствовала проникновению по зонам дробления глубоких растворов, вызывавших значительные вторичные изменения — эпидотизацию, альбитизацию, карбонатизацию, окварцевание и т. п.

3. Особенности размещения главнейших типов пород в современном плане фундамента Поволжья определяются с одной стороны различиями в истории формирования разных его участков на протяжении архея и протерозоя, а с другой — глубиной последующей эрозии. При описании архейских гранитоидов отмечалось, что они особенно широко развиты в приподнятых участках Татарского, Токмовского и Воронежского сводов. Во время формирования эти гранитоиды залегали на большой глубине под мощным чехлом гнейсов. Тот факт, что они сейчас выведены на поверхность фундамента, говорит о значительной глубине эрозии, связанной, по-видимому, с устойчиво приподнятым положением этих сводов. В центральной части сводов обычно располагаются плагиоклазовые, пироксеновые, роговообманковые гнейсы и амфиболиты — представители нижних свит архея, а в бортовых частях сводов сохраняются биотит-гранатовые гнейсы верхних свит. Таким образом, эти древние своды представляют собой, по-видимому, сильно размытые мегаантиклинории. Нужно отметить, что по своему внутреннему строению Татарский свод в современном виде является сложной структурой, состоящей из нескольких различно построенных и различно эродированных блоков. Его восточная часть разбита разломами по гранитоидным массивам, а гнейсовая оторочка оказалась опущенной и закрыта мощными толщами бавлинских отложений Бирской седловины.

В наиболее приподнятой в настоящее время северной части Жигулевско-Пугачевского свода архейские гранитоиды появляются лишь в отдельных скважинах и сколько-нибудь крупных массивов, видимо, не

дают. Наличие в средней части свода целого поля гранатовых гранулитов указывает на сильную гранитизацию. На юго-восточном погружении первые же три пробуренные скважины вскрыли сильно катаклазированные плагиограниты, в которых видны реликты переработанных гранатовых гнейсов. Следовательно, в этой части по сравнению с более северными участками свода глубина эрозии была более значительной. Можно предположить, что юго-восточная часть свода в додевонское время занимала гипсометрически более высокое положение, чем северная.

4. Очень своеобразно, как уже говорилось, размещение пород габбро-норитовой серии. Они сопутствуют глубоким разломным дислокациям, секущим фундамент, а часто и покрывающие его древние осадочные толщи. Это обстоятельство очень важно, так как оно указывает на чрезвычайно большую древность заложения некоторых глубинных разломов (верхний архей — нижний протерозой) и на их неоднократное обновление, иногда вплоть до настоящего времени (например, Жигулевская дислокация). Поэтому выявление областей развития габбро-норитов может рассматриваться как дополнительный метод при трассировании линий крупных нарушений, захватывающих фундамент.

В настоящее время наибольшее развитие пород габбро-норитовой серии известно в пределах Куйбышевской области и юго-западной Татарии. Только в Куйбышевской области располагается более половины всех скважин, вскрывших габбро-нориты и чарнокиты в Поволжье в целом, что позволяет сопоставлять данную территорию с районами Побужья Украинского щита.

Большой интерес представляет факт обнаружения основных пород скважинами Чигиренской площади. Вместе с наличием габбро-норитов и чарнокитов в районах Красновки, Казаклара и Мариинского Посада они говорят о том, что почти меридиональные дислокации Казанско-Кажимского прогиба унаследованы от заложившихся в древности разломов.

5. При изучении древней структуры фундамента очень важно картирование нижнепротерозойских отложений. Об их реликтах в пределах Татарского свода и Казанско-Кажимского прогиба говорилось выше. Довольно значительная провинция мелкозернистых гнейсов и сланцев выявлена бурением на северо-восточном и восточном склонах Воронежского свода. Здесь располагается примерно 50% всех скважин, вскрывших нижнепротерозойские отложения на территории Поволжья. В последнее время высказано мнение о том, что нижнепротерозойские отложения рассматриваемой территории образуют обширную зону северо-западного простирания, в общем параллельную Воронежскому своду и складчатости Курской магнитной аномалии (Казанцев, Хлыстова, Найдис, 1962); в их пределах выделяются антиклинорные зоны, сложенные породами архейского возраста.

Большой интерес представляет выяснение глубинного строения Рязано-Саратовского прогиба — области самого позднего проявления метаморфизма и складчатости в древних толщах Поволжья (метаморфизм и складчатость юлово-ишимских кварцито-песчаников).

6. Породы фундамента повсеместно покрыты континентальной корой выветривания. Время формирования ее было неодинаковым для разных участков. В зависимости от возраста покрывающих пород можно выделять доваляинские, дозйфельские, доживетские, иногда и более юные коры выветривания. Состав их связан с характером коренных пород, а также с климатическими условиями, в которых выветривание происходило.

В некоторых сравнительно мало погруженных участках фундамента обнаружены бокситы, никель и другие полезные ископаемые, могущие представлять большой промышленный интерес.

ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Вопрос о наличии в центральных и восточных областях Русской платформы под покровом средне- и верхнепалеозойских отложений более древних осадочных образований длительное время оставался открытым. Только в послевоенные годы после широко развернувшегося глубокого бурения было установлено региональное распространение здесь древнейших осадочных образований, обычно подстилающих средний девон. Для обозначения их в Среднем Поволжье и Прикамье с 1946 г. стал применяться термин «бавлинская свита», предложенный А. Я. Виссарионовой и М. Ф. Микрюковым по названию пос. Бавлы Татарской АССР, у которого впервые в Урало-Поволжье был вскрыт мощный (более 250 м) разрез древнейших осадочных образований, подстилающих средний девон.

В 1951 г. на состоявшейся в г. Ленинграде конференции по созданию унифицированной схемы девона Русской платформы и западного склона Урала отложения бавлинской свиты, согласно схеме А. Я. Виссарионовой и М. Ф. Микрюкова, были подразделены на две свиты: нижнебавлинскую, включающую внизу толщу кварцевых, выше толщу аркозовых красноцветных песчаников, и верхнебавлинскую — в объеме толщи полимиктовых зеленоцветных пород.

В 1952 г. К. Р. Тимергазин отнес аркозовую толщу района Туймазы к верхнебавлинской свите. Кроме того, им была выделена под нижнебавлинской толщей кварцевых песчаников терригенно-доломитовая свита. При корреляции разрезов древних толщ Поволжья и Прикамья и Южного Урала верхнебавлинскую свиту он сопоставил с верхней частью ашинских отложений (куркурауская и зиганская толщи) и отнес к нижнему девону. Нижнебавлинская толща кварцевых песчаников была им сопоставлена с песчаниками ордовика, а терригенно-доломитовая толща с миньярской свитой кембрия.

После открытия А. В. Копелиовичем в 1950 г. (1951) в верхней части досреднедевонских отложений района ст. Редкино остатков нижнекембрийских червей многие геологи в качестве возможных аналогов так называемого нижнего кембрия Подмосковья (редкинско-валдайский и балтийский комплексы) стали рассматривать и досреднедевонские отложения более восточных районов Русской платформы. Иначе оценивали возраст последних Б. С. Соколов и Н. С. Шатский. Они относили древнейшие осадочные отложения Русской платформы к вендскому (валдайскому) комплексу. Б. С. Соколов (1952) включал эти отложения в состав синийской системы палеозоя. Н. С. Шатский (1945, 1952) относил их полностью к протерозою — рифею. В состав последнего Н. С. Шатский вводил не только отложения редкинского и валдайского комплексов Прибалтики и Подмосковья, но и все досреднедевонские толщи Пачелмского (Рязано-Саратовского) прогиба и Урало-Поволжья. К синию (эокембрию) относил редкинский и валдайский комплексы и их аналоги и Е. М. Люткевич (1952).

Несколько позднее Б. С. Соколов (1956, 1958), проведя сравнительное изучение разрезов древних свит Южного Урала, Волго-Уральской области и центральных районов Русской платформы, пришел к выводу о необходимости отнесения к нижнему синию лишь красноцветных кварцевых песчаников, аргиллитов и доломитов Сердобска, нижнебавлинской терригенно-доломитовой толщи востока Русской платформы и каратавской серии Башкирского Урала. Урало-волжскую верхнебавлинскую свиту (в объеме толщ красноцветных аркозовых песчаников и полимиктовых сероцветных пород) он отнес к нижнему девону, сопоставив ее по возрасту со вскрытой частью ашинской свиты Пред-

уральского прогиба, ашинской свитой хр. Каратау и пачелмской «балтийской серией». Мощные же красноцветные терригенные породы Куйбышевской области (боровская свита) он считал верхнесинийскими.

Нижнебавлинская свита была отнесена к образованиям более древним, чем кембрий, и Б. М. Келлером (1952 г.), признававшим за ней рифейский возраст. Он синхронизировал свиту с редкинкой свитой центральных районов Русской платформы и каратавской серией западного склона Южного Урала. Верхнебавлинскую свиту Волго-Уральской области Б. М. Келлер сопоставил с ашинской свитой западного склона Южного Урала и так называемым нижним кембрием северо-западных районов Русской платформы. К подобным же выводам Б. М. Келлер возвращался и позднее (Келлер и Хоментовский, 1960; Келлер, 1961).

И. Е. Постникова (1953^{1,2}, 1962) объединила под названием сердобского комплекса в юго-восточной зоне Пачелмского прогиба древнейшую толщу красноцветных песчаников, толщу глауконитовых песчаников и толщу доломитов и аргиллитов. Аналогами сердобской доломитовой толщи на северо-западе прогиба она считала туфогенно-осадочные породы (Морсово, Мосолово, Каверино и др.). В вышележащих досреднедевонских отложениях этого прогиба (Сердобск и Пачелма) И. Е. Постникова признавала наличие аналогов как валдайского, так и балтийского комплексов Подмосковья.

Вслед за Б. М. Келлером И. Е. Постникова отнесла редкинскую и сердобские комплексы к рифею, а валдайский и балтийский — к нижнему кембрию. Кроме того, И. Е. Постникова (1955 г.) в Пачелмском прогибе выделяла и ижорские слои, сложенные песчаниками белыми, реже розовато-бурыми, залегающими, по ее мнению, на размытой поверхности балтийского комплекса. Представления этого автора о стратиграфическом расчленении и возрасте древнейших отложений Пачелмского прогиба почти полностью принимались и В. К. Соловьевым (1961 г.).

Позднее А. С. Махнач (1958 г.), З. П. Иванова, М. М. Веселовская и А. А. Клевцова (1959), А. А. Клевцова (1963), А. А. Клевцова и Л. Ф. Солонцов (1960, 1961) и М. М. Толстихина (1963 г.) приравнивали туфогенно-осадочные образования северо-западной зоны Пачелмского прогиба (Каверино, Морсово, Мосолово, Зубова Поляна, Рязск) к волинской серии запада платформы, выделенной Е. П. Брунс (Брунс, 1957; А. Н. Гейслер и др., 1960 г.). Эта точка зрения была одобрена на втором (1961 г.) и третьем (1962 г.) уфимских совещаниях по верхнему докембрию востока Русской платформы.

В 1955 г. Н. С. Шатский, считая наличие валдайского и балтийского комплексов в пределах Пачелмского прогиба недоказанным, предложил именовать пачелмский «валдайский комплекс» нижнепачелмской серией и пачелмский «балтийский комплекс» верхнепачелмской серией. В дальнейшем выводы Н. С. Шатского об отсутствии в пределах Рязано-Саратовского прогиба отложений, синхроничных балтийской серии Прибалтики, получили всеобщее признание. Не подтвердился также и вывод И. Е. Постниковой о наличии в этом прогибе ижорских слоев (Солонцов, 1959; Постникова, 1963).

Н. С. Шатским (1955, 1960) было, кроме того, предложено выделить из состава сердобской серии И. Е. Постниковой под названием каверинской серии залегающую в основании разреза красноцветную толщу песчаников и конгломератов, лишенную карбонатных пород и отделенную от вышележащих толщ перерывом. Эти каверинские отложения он синхронизировал с юрматинской серией Южного Урала. В составе рифея в 1955 г. Н. С. Шатским выделяются лишь каверинская и сердобская

серии; нижне- и верхнепачелмская серии относятся к вендскому комплексу.

В 1954 г. Л. Ф. Солонцов (1956) в отличие от четырехчленной схемы, данной К. Р. Тимергазиным (1952), обосновал шестичленное подразделение бавлинских отложений.

На основании регионального сопоставления разрезов Урало-Поволжья, западного склона Южного Урала и Пачелмского прогиба Л. Ф. Солонцов приходит к выводу о нижнекембрийском возрасте всех толщ верхнебавлинских и ашинских отложений и нижнебавлинской толщи кварцевых песчаников (средняя песчаниковая толща). Все нижележащие нижнебавлинские толщи и их аналоги в прилегающих областях (каратавские и сердобские толщи) были отнесены к рифею.

Е. В. Чибрикова (1954 г., 1959, 1960, 1961), изучавшая споры бавлинских отложений, предположила, что они сходны с видами, описанными С. Н. Наумовой из древних свит западного склона Южного Урала и нижнекембрийских отложений Прибалтики.

К аналогичным выводам о возрасте бавлинских отложений несколько позднее пришли также З. П. Иванова и А. А. Клевцова (1958, 1959, 1960), К. Р. Тимергазин (1958, 1959) и другие исследователи, изучавшие древнейшие отложения Урало-Поволжья.

В 1956 г. К. Р. Тимергазин показал, что в наиболее полных разрезах досреднедевонских отложений Башкирии (Серафимовка) наблюдается двукратная смена песчаниковых толщ терригенно-доломитовыми. Отложения нижнего цикла осадконакопления (песчаниковая и доломитовая толщи) он объединил под названием калтасинской свиты, а отложения следующего седиментационного цикла (песчаниковая и терригенно-карбонатная толщи) — серафимовской свиты. Дальнейшее развитие эта схема нашла в работах Л. Д. Ожигановой (1957, 1959), З. П. Ивановой (Иванова, Клевцова, Веселовская, 1959) и Л. Ф. Солонцова (1959, 1960).

В 1958—1959 гг. З. П. Иванова и А. А. Клевцова (Иванова, Клевцова, Веселовская, 1958, 1959) показали, что аналоги гдовских песчаников (залегающих в основании валдайской серии северо-запада Русской платформы) следует искать не в нижнебавлинской толще кварцевых песчаников, а в песчано-конгломератовой толще, залегающей в основании верхнебавлинских отложений.

В 1958 г. Л. Ф. Солонцов (Солонцов, 1959, 1960; Солонцов, Троепольский, Эллерн, 1960) пришел к выводу, что мощные красноцветные отложения (боровская свита) Куйбышевского Заволжья (Боровка, Якушкино, Серноводск и др.) в составе бавлинских образований являются наиболее древними, вполне эквивалентными каверинской свите Пачелмского прогиба, нижекалтасинской толще Западной Башкирии и зильмердакской свите западного склона Южного Урала.

В 1955 г. М. Г. Кондратьевой в доживетских красноцветных отложениях Саратовского правобережья, в районе Казанлов были обнаружены чешуи рыб, относящиеся, по данным Д. В. Обручева, к роду *Porolepis*, что определило возраст названных отложений как отвечающий промежутку времени от середины нижнего девона до верхней части живетского яруса среднего девона. В 1959 г. Л. Ф. Солонцов придал этим отложениям название «казанлинская свита» и отнес их к нижнему девону.

В 1959 г. на Уфимском совещании геологов был рассмотрен и утвержден проект унифицированной стратиграфической схемы отложений, подстилающих средний девон. Нижнебавлинский и сердобский комплексы отнесены к рифею, верхнебавлинский и пачелмский в качестве аналогов валдайского комплекса Подмосковья — условно к рифею

и нижнему кембрию. Совещание признало, что нижебавлинский комплекс рифея в объеме леонидовской, серафимовской и калтасинской серий подстилается юлово-ишимской свитой иотния, а верхнебавлинский комплекс рифея и нижнего кембрия в объеме каировкой и шкаповской серий покрывается казанлинской свитой нижнего девона.

В феврале 1960 г. проект корреляционной стратиграфической схемы досреднедевонских отложений Урало-Поволжья, принятый на Уфимском совещании, был в основном одобрен на совещании по унификации стратиграфических схем палеозоя Волго-Уральской нефтегазоносной провинции, состоявшемся в г. Москве во ВНИГНИ. Совещание рекомендовало лишь изменить ранг стратиграфических подразделений, предложив переименовать комплексы в серии, серии в пределах этих комплексов в свиты, а свиты в подсвиты. В составе досреднедевонских отложений Волго-Уральской провинции в качестве унифицированных стратиграфических единиц совещание приняло юлово-ишимскую свиту иотнийского возраста, нижебавлинскую серию рифейского возраста, верхнебавлинскую серию условно рифейско-нижнекембрийского возраста, индятаускую свиту силурийского возраста и казанлинскую свиту нижнедевонского возраста.

Выводы о рифейском возрасте нижебавлинских толщ и их аналогов и о рифейско-нижнекембрийском (вендском) верхнебавлинских толщ и их аналогов на совещании были подкреплены данными споровопыльцевого анализа, проведенного С. Н. Наумовой (1949 г., 1951, 1960), Е. В. Чибриковой (1954 г., 1959, 1960), Е. Д. Шепелевой (1962₁) и В. Л. Егоровой. На совещании высказывались и другие мнения о возрасте бавлинских образований и их аналогов. Так, Б. В. Тимофеев (1962) на основании изучения спор растений из древних толщ Урало-Поволжья и западного склона Урала доказывал, что возраст отложений, принимаемых за ашинские и бавлинские, колеблется от синия до среднего девона. Д. В. Наливкин (1962) отмечал наличие на западном склоне Урала ашинской свиты верхнепротерозойского возраста и терригенных же, но палеонтологически охарактеризованных силурийско-нижнедевонских отложений. Аналогом нижнедевонских терригенных отложений западного склона Урала на востоке платформы он считал верхнебавлинскую свиту.

В ноябре 1962 г. в г. Ленинграде по решению Межведомственного стратиграфического комитета СССР состоялось Всесоюзное совещание по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя всей Русской платформы. В решениях этого совещания сердобская и пачелмская серии Пачелмского прогиба, нижебавлинская серия Волго-Уральской области и каратавская серия западного склона Урала отнесены к верхнему рифею и в качестве унифицированного стратиграфического подразделения в составе верхнего рифея для Русской платформы принята каратавская серия. Верхнебавлинские и ашинские отложения на совещании были сопоставлены с волыно-валдайскими образованиями центральных и западных частей платформы и отнесены к вендскому комплексу.

В последние годы для сопоставления и расчленения отложений позднего докембрия (рифей, синий) стали широко использоваться методы абсолютной геохронологии (Казаков, Полевая, 1958, 1962; Полевая и др., 1960; Овчинников, Гаррис, 1960; Гаррис, 1960; Гаррис, Дядин, Закирова, 1961; Казаков, Тугаринов, 1963). Одним из главнейших результатов проведенных исследований явилось установление огромной продолжительности позднего докембрия (около 1 млрд. лет).

Полученные значения абсолютного возраста позволили установить (Б. С. Соколов, 1961 г.) полную эквивалентность позднего докембрия

понятию «протерозой». На этом основании Межведомственный стратиграфический комитет от 12 апреля 1963 г. постановил заменить термин «верхний докембрий» термином «верхний протерозой». За нижнюю границу верхнего протерозоя был принят рубеж в 1500—1600 млн. лет.

Определения абсолютного возраста позволили установить (Келлер, 1960; Келлер, Казаков и др., 1960; Гаррис, 1960, 1961; Казаков, Полевая, 1962) наличие в составе древнейших отложений платформы трех серий, эквивалентных юрматинской, каратавской и ашинской сериям западного склона Урала. В качестве аналогов юрматинской серии Урала на платформе стали рассматривать орьбашскую, калтасинскую и серафимовскую свиты; каратавской серии — сердобскую серию и леонидовскую свиту; ашинской серии — верхнебавлинскую и пачелмскую серии.

Аналогичную точку зрения развивал и К. Р. Тимергазин (1962), подразделив бавлинские отложения на три серии: нижнебавлинскую, среднебавлинскую и верхнебавлинскую.

В томе «Стратиграфия СССР» (1963) верхний докембрий подразделен на нижний рифей (бурзянская серия и ее аналоги), средний рифей (юрматинская серия и ее аналоги), верхний рифей (каратавская серия и ее аналоги) и вендский комплекс (ашинская серия и ее аналоги). На основе этого подразделения дано описание и корреляция всех основных разрезов отложений верхнего докембрия центральных и восточных областей Русской платформы. При этом в очерке верхнего протерозоя по Урало-Волжской области Л. Ф. Солонцовым и К. Р. Тимергазиным, согласно с воззрениями Н. С. Шатского (1955), верхнебавлинская серия синхронизируется с ашинской серией западного склона Южного Урала и пачелмской серией Пачелмского прогиба.

Аналогичная корреляция разрезов выдерживается и в очерке верхнего протерозоя по Среднему Поволжью и Прикамью. Вместе с тем с учетом палинологических и радиологических данных верхнебавлинская и пачелмская серии рассматриваются в вендском комплексе как отложения нижнего венда в сравнении с волынскими и валдайскими (верхнего венда). Принимаемая для данной работы стратиграфическая схема верхнего протерозоя показана в табл. 9.

В пределах Поволжья и Прикамья отложения верхнего протерозоя распространены повсеместно. Их развитие находится в тесной зависимости от древнего структурного плана рассматриваемой территории.

Наиболее крупным положительным докембрийским структурным элементом территории является древнее поднятие кристаллического фундамента, именуемое Волго-Камским выступом (Толстихина, 1952) или Волго-Камским щитом (Соколов, 1956; Солонцов, 1958). В пределах рассматриваемого региона в него входят Токмовский, Татарский, Котельнический, Жигулевско-Пугачевский, Оренбургский и Немско-Лойненский своды и разделяющие их депрессии.

Большая часть Волго-Камского щита лишена отложений верхнего протерозоя. Небольшой мощности последние выявлены лишь на северном погружении Немско-Лойненского свода (Кирс, Лойно); незначительное их развитие установлено также в Мелекесской (Пичкасы, Алькеево) впадине. Несколько более древние образования — протерозой-иотнийские — установлены в пределах Токмовского свода (Юлово-Ишим) и в так называемом Сарайлинском прогибе, разделяющем северную и южную вершины Татарского свода.

Отложения верхнего протерозоя развиты в основном в глубоких депрессиях, окружающих Волго-Камский щит — Московской синеклизе, Рязано-Саратовском (Пачелмском) прогибе, Сергиевско-Абдулинской впадине, Бирской седловине, Верхнекамской впадине и Казанско-

Таблица 9

Схема стратиграфии отложений верхнего протерозоя Среднего Поволжья и Прикамья

Единая стратиграфическая шкала	Рязано-Саратовский прогиб	Сергиевско-Абдулинская впадина	Верхнекамская впадина	
Вендский комплекс	Волдайская серия	Верхневолдайская свита		
		Нижневолдайская свита		
		Туйрогенно-осадочная толща		
		Песчаниковая толща		
	Пачелмская серия	Красноозерская свита (верхняя толща переслаивания)	Верхнекаповская под-свита (верхняя толща переслаивания)	Верхнекаповская под-свита (верхняя толща переслаивания)
		Воронская свита (песчаниковая толща)	Нижнекаповская под-свита (песчаниковая толща)	Нижнекаповская под-свита (песчаниковая толща)
		Нижняя толща переслаивания	Верхнекаповская под-свита (нижняя толща переслаивания)	Верхнекаповская под-свита (нижняя толща переслаивания)
		Песчаниковая толща	Нижнекаповская под-свита (конгломератно-песчаниковая толща)	Нижнекаповская под-свита (конгломератно-песчаниковая толща)
		Водянишская свита	Верхнебавлинская серия	Верхнебавлинская серия
	Рифейская группа	Сердобская серия	Карбонатно-терригенная толща	
Карбонатная толща				
Алевролитно-песчаниковая толща				
Нижнебавлинская серия		Леонидовская свита (толща иларцевых песчаников)		
		Серафимовская свита (двукратное чередование пачек песчаников и аргиллитов)		Серафимовская свита (песчаники с прослоями алевролитов и аргиллитов)
		Верхнекалтасинская под-свита (карбонатная толща)		Верхнекалтасинская под-свита (карбонатная толща)
		Нижнекалтасинская под-свита (бардская свита) (песчаниковая толща)		Нижнекалтасинская под-свита (песчаниковая толща)
		Калтасинская свита		Калтасинская свита
		Нижнебавлинская серия		Нижнебавлинская серия
		Каберинская свита (песчаниковая толща)		

Кажимском прогибе, а также в пределах опущенной части Жигулевско-Пугачевского свода.

Полная мощность отложений верхнего протерозоя вскрыта пока небольшим количеством скважин, расположенных на склонах Волго-Камского шита, в зонах выклинивания древних толщ (Серафимовка, Леонидовка, Туймазы, Бавлы, Байтуган, Елшанка, Глазов, Кирс и др.).

и в депрессиях, находящихся в пределах самого щита (Алькеево, Юлово-Ишим, Елабуга). Во всех других случаях подошва отложений верхнего протерозоя не была достигнута. Поэтому имеющиеся к настоящему времени материалы бурения по этим отложениям характеризуют лишь верхнюю их часть. Тем не менее вскрытая мощность их в пределах Поволжья и прилегающих районов в сводном разрезе превышает 5 км.

В основу корреляции верхнепротерозойских разрезов Среднего Поволжья и Прикамья положен принцип периодичности в осадконакоплении с учетом литолого-минералогических особенностей пород и, где это возможно, биостратиграфических данных и результатов определения абсолютного возраста. Отложения верхнего протерозоя описываемого региона не содержат остатков фауны. Из остатков растительного происхождения в них встречаются лишь споры растений, водоросли и продукты жизнедеятельности водорослей — онколиты и катаграфии. Корреляция верхнепротерозойских разрезов только по этим остаткам затруднительна, так как споры встречаются очень редко и не всегда возможно произвести количественный подсчет и выделить доминанты, а изучение онколитов и катаграфий только начато (Лагутенкова и Королук, 1963).

Метод определения абсолютного возраста для досреднедевонских осадочных образований приобрел особенно большое значение после того, как в результате работ Н. И. Полевой, Г. А. Казакова и Г. А. Муриной (1956—1962 гг.) выяснилась возможность определения возраста древнейших осадочных пород калий-аргоновым методом по глаукониту. Полученные указанными исследователями для древних толщ западного склона Южного Урала значения абсолютного возраста вполне закономерно распределялись по стратиграфической колонке.

Для древних толщ Русской платформы пока опубликовано лишь около 60 определений, в том числе 40 для отложений верхнего протерозоя центральных и восточных областей платформы. При этом в пределах всей Русской платформы в связи с ограниченным распространением глауконита методом абсолютной геохронологии не удалось проработать ни одного эталонного разреза. Было сделано два определения абсолютного возраста (Пугачев, Сердобск) из двух разновозрастных толщ одного и того же разреза.

Незначительное количество определений и отсутствие хорошо изученных в этом отношении разрезов не позволяет пока основывать детальную корреляцию свит в различных разрезах только на данных абсолютной геохронологии.

Отложения верхнего протерозоя залегают с разрывом и несогласием на метаморфизованных гранито-гнейсовых породах. Представлены они как терригенными (конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты, аргиллиты), так и карбонатными (доломиты, известняки, доломитовые мергели) породами. В ряде районов эти отложения прорваны габбро-диабазами.

В основу стратиграфического расчленения верхнепротерозойских пород положен принцип периодичности с учетом литолого-минералогических, радиологических и биостратиграфических данных. Каждый из циклов начинается песчаниками и конгломератами, которые вверх по разрезу обычно сменяются либо карбонатными и терригенно-карбонатными породами, либо переслаивающимися между собой песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Характерной особенностью большинства протерозойских циклов является наличие в основании их мощных красноцветных толщ песчаников.

Наиболее древними образованиями верхнего протерозоя являются отложения юлово-ишимской свиты, синхронизируемые с йотнием Карелии и машакской серией Южного Урала. Лучший разрез свиты известен в пределах Токмовского свода, в районе Юлово-Ишима, где она выполняет небольшую (около 1000 км²) впадину в рельефе кристаллического ложа.

Представлена свита красновато-бурыми и отчасти зеленовато-серыми кварцитовидными песчаниками и кварцитами, содержащими пропластки серицито-кремнистых и редко серицит-хлорито-кремнистых сланцев. Мощность до 240 м.

Розовые кварциты под отложениями так называемой «казанлинской свиты» нижнего девона известны и в районе Елшанки (Саратовская область).

Для вышележащих отложений протерозоя описываемой территории сложились две схемы стратиграфии. Одна для восточных районов (Сергиевско-Абдулинская, Мелекесская, Казанско-Кажимская и Верхнекамская впадины), другая для западных (Рязано-Саратовский прогиб и Московская синеклиза).

ВОСТОЧНЫЕ РАЙОНЫ

В отложениях верхнего протерозоя восточных районов Поволжья и Прикамья принято выделять нижнебавлинскую (рифейская) и верхнебавлинскую (вендский комплекс) серии, которые в свою очередь расчленяются на свиты.

Нижнебавлинская серия. Калтасинская свита является нижней свитой серии. Она четко подразделяется на нижне- и верхнекалтасинскую подсвиты. В западной и центральной частях Сергиевско-Абдулинской впадины нижнекалтасинская подсвита известна под названием боровской свиты (Саркисян и Теодорович, 1955; Соколов, 1956, 1958; Солонцов, 1959, 1960, 1962; Солонцов, Троепольский, Эллерн, 1960; Егорова, 1962₁, 1964).

Нижнекалтасинская подсвита повсеместно развита в пределах Сергиевско-Абдулинской и Верхнекамской впадин и Казанско-Кажимского прогиба (рис. 16). Сложена она преимущественно кварцевыми, полевошпатово-кварцевыми и кварц-полевошпатовыми, большей частью мелко- и среднезернистыми песчаниками светло-серой, розовой и красновато-коричневой, реже фиолетово-коричневой и зеленовато-серой окраски с глинистым, кварцевым, железисто-глинистым и карбонатным цементом, местами с гравием и галькой кварца, полевых шпатов, кварцитов и кристаллических пород, с прослоями аргиллитов и алевролитов. В некоторых разрезах среди песчаников наблюдаются пачки гравелитов и конгломератов. В пределах Верхнекамской впадины в нижнекалтасинской подсвите встречены порфириды.

На Варзятчинской площади (скв. 7, глубина 1832—1834 м) Е. Д. Шепелевой (1962₁) в отложениях этой подсвиты обнаружены споры, имеющие гладкую поверхность — *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. microrugosus* Naum., *Leiotriletes* sp., *Leioligotriletes* cf. *glumaceus* Tim.— и споры с пенистой скульптурой оболочек.

Вскрытая мощность подсвиты достигает 900 м в Сергиевско-Абдулинской, 650 м в Верхнекамской впадинах и 577 м в Казанско-Кажимском прогибе.

Верхнекалтасинская подсвита широко развита лишь в Верхнекамской впадине. В Сергиевско-Абдулинской впадине она установлена только в северо-восточной части (Серафимовка, Леонидовка).

Подсвета сложена в основном афанитовыми, микро- и мелкозернистыми, иногда разномасштабными, нередко биоморфными, местами окремнелыми доломитами, тонкослоистыми, иногда массивными, розовой, светло-серой, серой, темно-серой, зеленовато-серой и красно-бурой

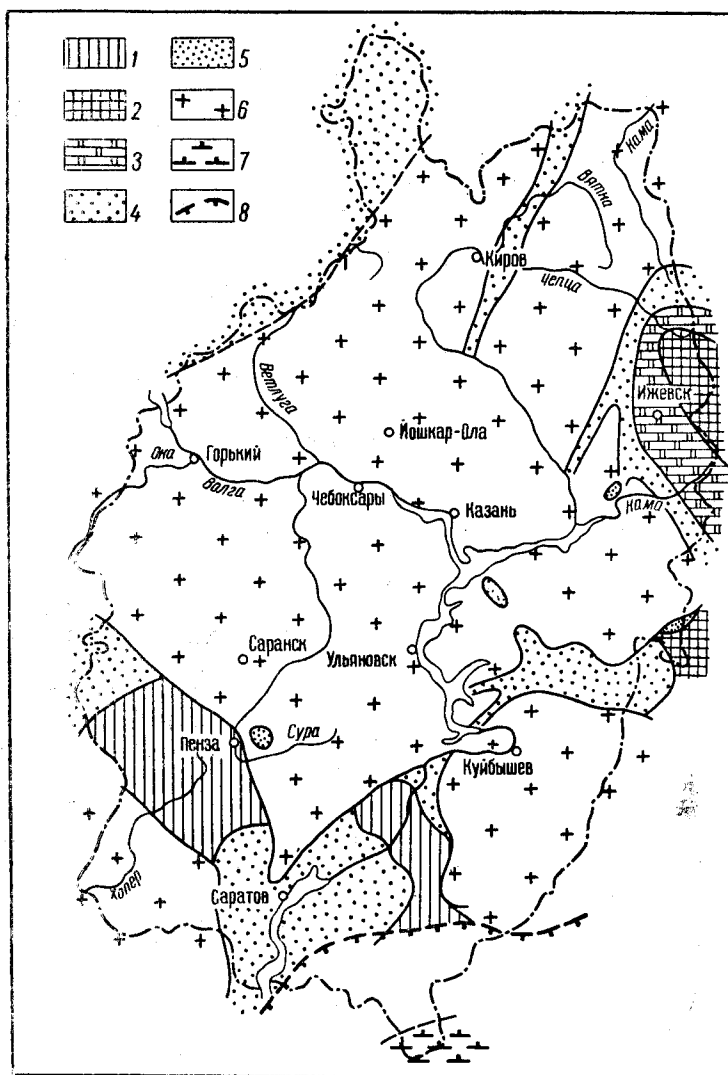


Рис. 16. Палеогеологическая карта Среднего Поволжья и Прикаспья к началу вендского времени. Составили Л. Ф. Солонцов и Е. М. Аксенов, 1963 г.

1 — пересыпкинская свита; 2 — серафимовская и леонидовская свиты; 3 — верхнекалгасинская подсвета; 4 — нижнекалгасинская подсвета и ее аналоги (боровская, каверинская, неюнская свиты); 5 — юлово-ишимская свита; 6 — кристаллический фундамент; 7 — предполагаемые выступы кристаллического фундамента; 8 — северная граница Прикаспийской впадины

окраски. Доломиты представлены как довольно чистыми разностями, так и глинисто-алевролитовыми; в отдельных прослоях они обогащены песчаным материалом. Среди доломитов отмечаются прослои темно-серых и красновато-коричневых аргиллитов и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников с карбонатным цементом. Редко среди доломитов отмечаются прослои пелитоморфных и мелкозернистых из-

вестняков. В ряде разрезов (Орьебаш, Чекмагуш, Саузбашево) под-свита прорывается габбро-диабазами.

Из органических остатков в верхнекалтасинской подсвите встречаются споры растений, водоросли и продукты жизнедеятельности водорослей — онколиты и катаграфии, а также органические остатки, напоминающие примитивные фораминиферы. Споры, по данным Е. Д. Шепелевой (1962₁), обнаружены на Бурановской (скв. 3, глубина 2025—2070 м) и Орьебашской (скв. 17, глубина 1979—1986 м) площадях. Здесь встречены: *Leioligotriletes compactus* Tim., *Trachyoligotriletes* cf. *planus* Tim., *Leiotriletes microrugosus* Naum. и споры с ячеистой скульптурой оболочки.

Абсолютный возраст глауконитов верхнекалтасинской подсвиты, по данным Г. А. Казакова и Н. И. Полевой (1962), составляет 1290 млн. лет (Серафимовка, скв. 119, глубина 2898—2891 м). Абсолютный возраст габбро-диабазов, секущих эту подсвиту в районе деревень Орьебаш (скв. 14) и Чекмагуш (скв. 5), определен соответственно в 1115 и 1100 млн. лет (Гаррис, Дядин и Закирова, 1961).

Максимальная вскрытая мощность подсвиты в пределах Поволжья и Прикамья составляет 795 м (Киенгоп). За пределами этой площади, в Западной Башкирии, вскрытая мощность ее достигает 1700 м (Орьебаш, скв. 82).

Серафимовская свита установлена в Сергиевско-Абдулинской впадине, на Бавлинской площади. Она залегает с размывом то на нижнекалтасинской подсвите, то на архейском фундаменте.

Свита в нижней части сложена розовыми, красновато-коричневыми и светло-серыми кварцевыми песчаниками, содержащими беспорядочно рассеянные гравий и гальку. В верхней части она представлена красновато-коричневыми глинистыми алевролитами и алевроитовыми аргиллитами, среди которых отмечаются подчиненные прослои кварцполевошпатовых и полевошпатово-кварцевых песчаников и гравелитов. За пределами Бавлинской площади (Гожан, Серафимовка) породы свиты прорваны габбро-диабазами.

Мощность свиты в Бавлинском районе не превышает 91 м. В соседнем Серафимовском районе она достигает 250—260 м.

Леонидовская свита так же, как и серафимовская, достоверно установлена только на Бавлинской площади. Здесь она тесно связана с подстилающей ее серафимовской свитой. В строении свиты принимают участие главным образом розовые, красновато-коричневые и фиолетово-серые кварцевые песчаники. Песчаникам подчинены прослои алевролитов и аргиллитов. Мощность свиты не превышает 285 м.

Нижнебавлинская серия востока Русской платформы на основании геологических данных обычно сопоставляется с каратавской серией западного склона Южного Урала и относится к верхнему рифею. При этом калтасинская свита сравнивается с зильмердакской и катавской свитами, а серафимовская свита с инзерской и миньярской (Тимергазин, 1952, 1959; Солонцов, 1954, 1962; Саркисян, Теодорович, 1955; Соколов, 1956, 1958; Ожиганова, 1959; Тимергазин, Солонцов и др., 1962 и др.).

Абсолютный возраст по глауконитам (1290 млн. лет) из пограничных слоев калтасинской и серафимовской свит нижнебавлинской серии Сергиевско-Абдулинской впадины весьма близок к абсолютному возрасту глауконитовых пород (1263 млн. лет) авзянской свиты юрматинской серии. На этом основании ряд авторов (Келлер, Казаков и др., 1960; Гаррис, 1960; Гаррис, Дядин, Закирова, 1961; Казаков, Полевая, 1962 и др.) калтасинскую и серафимовскую свиты восточных районов

Русской платформы сравнивают с юрматинской серией, а леонидовскую свиту с зильмердакской свитой каратавской серии западного склона Южного Урала. Л. Ф. Солонцов (1963) с юрматинской серией сопоставляет только калтасинскую свиту. Серафимовская и леонидовская же свиты (вместе взятые), по его мнению, отвечают зильмердакской свите.

Верхнебавлинская серия. Каировская свита развита в Верхнекамской впадине и в восточной части Сергиевско-Абдулинской (рис. 17). Она разделяется на две подсвиты: нижнекаировскую (конгломератово-песчаниковая толща) и верхнекаировскую (нижняя толща переслаивания).

В сложении нижнекаировской подсвиты (до 40 м) принимают участие зеленовато-серые, реже розовато-серые неравномернозернистые, нередко гравийные песчаники и неравномернозернистые алевролиты полевошпатово-кварцевого состава, содержащие подчиненные прослои темно-серых аргиллитов. Цемент песчаников и алевролитов глинистый, карбонатный и реже кварцевый, регенерационный. Все породы подсвиты нередко содержат мелкую гальку яшмовидных пород, кварц-полевошпатовых и кварцевых песчаников, алевролитов и микропегматитов.

В некоторых районах (Бавлы, скв. 20; Калтасы, скв. 3; Серафимовка, скв. 16 и др.) подсвита представлена 10-метровой пачкой зеленовато-серых песчаников и алевролитов с конгломератом в основании. Местами (Вятское, Мензелинск, Актаныш, Бураново, Бавлы скв. 2) она полностью отсутствует и каировская свита представлена одной толщей переслаивания.

В сложении верхнекаировской подсвиты принимают участие переслаивающиеся между собой темно-серые и темно-зеленые гидрослюдистые аргиллиты и зеленовато-серые кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые алевролиты и песчаники с глинистым, карбонатным и редко глауконитовым цементом.

Соотношение всех этих пород в различных районах различно. На Бавлинской и Серафимовской (скв. 3) площадях песчаники широко развиты. В некоторых же районах (Мензелино-Актанышская площадь, Давыдовка и др.) они отсутствуют и вся подсвита состоит из переслаивания лишь аргиллитов и алевролитов.

Е. В. Чибриковой (1960) в верхнекаировской подсвите (Старо-Петрово, скв. 5, глубина 2285,1—2433,0 м) определены споры *Leiotriletes minutissimus* Naum. Е. Д. Шепелевой (1962₁) при обработке образцов этой свиты из Северокамской скв. 12 (глубина 2566—2723 м), кроме *Leiotriletes minutissimus* Naum., найдены *L. microrugosus* Naum., *L. atvatus* Naum. и мелкие споры с сетчатым строением оболочки. В комплексе спор, отобранных при исследовании каировских отложений из Вятской скв. 1 (глубина 2022—2033 м), ею встречены формы с развитой шиповатой и мелкобугорчатой скульптурой оболочки, относящиеся к родам *Acanthotriletes* Naum. и *Lophotriletes* Naum.

Мощность каировской свиты в пределах Среднего Поволжья и Прикамья не превышает 150—160 м.

Шапововская свита четко подразделяется на нижнешкаповскую (песчаниковая толща) и верхнешкаповскую (верхняя толща переслаивания) подсвиты.

Нижнешкаповская подсвита известна в разрезе Бавлинских скважин 2 и 4. Повсеместно она развита в наиболее восточных районах Сергиевско-Абдулинской и Верхнекамской впадин. Подсвита залегает на различных пачках каировской свиты. Представлена зеле-

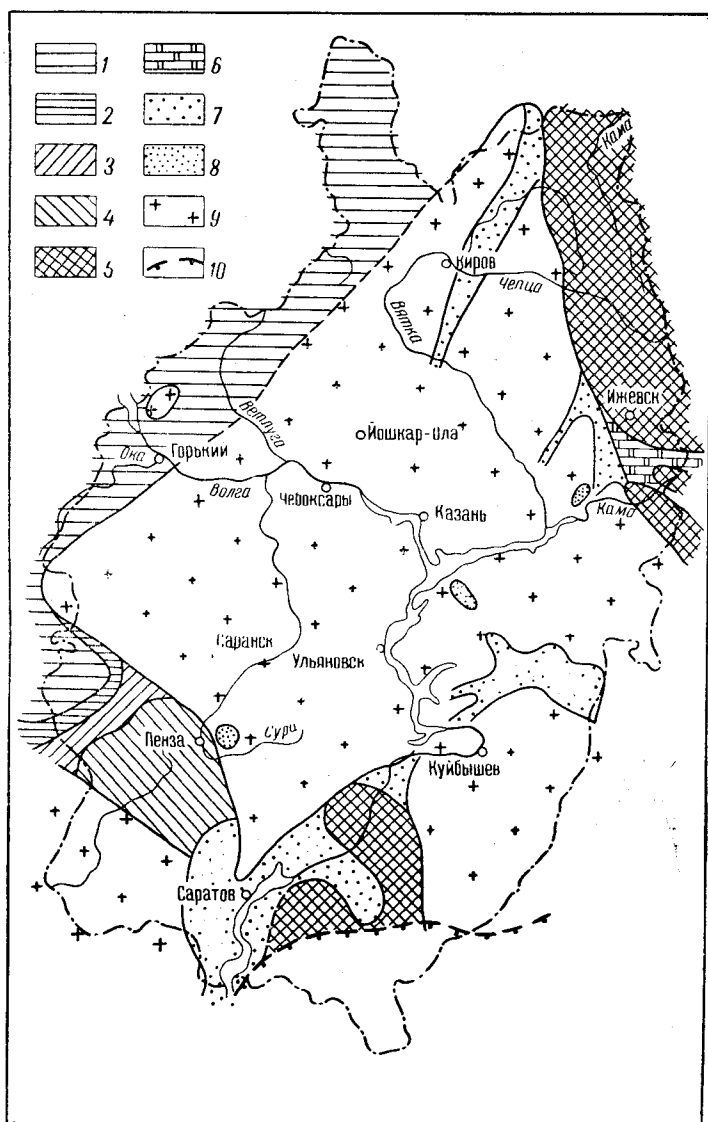


Рис. 17. Палеогеологическая карта Среднего Поволжья и Прикамья конца вендского времени. Составили Л. Ф. Солонцов и Е. М. Аксенов, 1963 г.

1 — валдайская серия; 2 — волынская серия; 3 — верхнешкаповская подсвита и ее аналоги (красноозерская свита); 4 — нижнешкаповская подсвита и ее аналоги (воронская свита); 5 — каировская свита и ее аналоги (веденяпинская свита); 6 — верхнекалтасинская подсвита; 7 — нижнекалтасинская подсвита и ее аналоги (боровская, кавернинская свиты); 8 — юлово-ишимская свита; 9 — кристаллический фундамент; 10 — северная граница Прикаспийской впадины

новато-серыми, фиолетово-коричневыми, коричневыми, мелко- и среднезернистыми, реже неравномернозернистыми глинисто-алевролитовыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, содержащими прослои аргиллитов и алевролитов. Во многих разрезах аргиллиты и глинистые алевролиты в основном развиты в средней части подсвиты.

Комплекс спор из нижнешкаповской подсвиты так же беден, как и в подстилающих образованиях. По данным Е. В. Чибриковой (1959, 1960), он включает всего несколько видов, среди них *Leiotriletes minu-*

tissimus Naum., *Archaeletes* sp., *Acanthotriletes* sp., *Lophotriletes microglobosus* Tschibg., *Stenomarginata pusilla* Naum. Мощность подсветы на Бавлинской площади 62 м, в соседних районах (Серафимовка, Балтаево) 130—156 м.

Верхнешкаповская подсвета сложена тонким переслаиванием зеленовато-серых гидрослюдистых алевритовых аргиллитов и кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых глинистых алевролитов с подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников. Цемент в песчаниках глинистый, железисто-глинистый и карбонатный.

Комплекс спор из верхнешкаповской подсветы, по данным Е. В. Чибриковой, включает только шесть видов: *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. crassus* Naum., *L. microglobosus* Naum., *Lophotriletes microglobosus* Tschibg., *Acanthotriletes* sp., *Archaeletes* sp. В приподнятых областях рассматриваемой территории подсвета не известна. В Серафимовке и Балтаево ее мощность до 100—311 м.

В Среднем Поволжье и Прикамье отложения верхнего протерозоя трансгрессивно перекрыты базальными песчаниками среднего девона.

Верхнебавлинская серия восточных районов платформы почти всеми исследователями сопоставляется с ашинской серией западного склона Южного Урала. В обеих сериях наблюдается двукратная смена песчаниковых толщ толщами переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников.

Сергиевско-Абдулинская и Мелекесская впадины. Отложения верхнего протерозоя в пределах Сергиевско-Абдулинской впадины вскрыты в западной части Зольного и Горького оврагов, в центральной части в Радаевке, Боровке, Чесноковке, Якушкино, Серноводске, Боголюбовке, Сосновке, Буз-Баше и Байтугане, в восточной части в Бавлах, а за пределами описываемого региона — в Серафимовке и Шкапове.

Наиболее полный разрез верхнепротерозойских отложений к настоящему времени вскрыт рядом скважин в северо-восточной части впадины, на Серафимовской площади Западной Башкирии (в 15—25 км к югу от ст. Туймазы).

Серафимовский разрез является одним из основных опорных разрезов отложений верхнего протерозоя восточных областей Русской платформы. Хотя он и находится за пределами описываемой территории, но для правильного понимания стратиграфического расчленения верхнепротерозойских образований приводим его описание.

На кристаллическом фундаменте платформы в этом разрезе (скважины 15, 16, 65, 119, 377) снизу вверх залегают следующие толщи пород:

Нижебавлинская серия

Нижекалтасинская подсвета (боровская свита)

1. Песчаники кварцевые, полевошпатово-кварцевые и кварц-полевошпатовые, светло-серые и красновато-коричневые, участками розовые, зеленовато- и желтовато-серые, неравномернозернистые, преимущественно мелко- и среднезернистые, с каолиновым, железисто-глинистым и регенерационным кварцевым цементом, местами отчетливо слоистые, пористые 142 м

2. Алевролиты полевошпатово-кварцевые серые, зеленовато- или коричневатые-серые и сиреневые, тонко- и микрослоистые, сильно слюдястые, с подчиненными прослоями красно-коричневых аргиллитов и значительным количеством аутигенного глауконита 75 м

Верхнекалтасинская подсвета (карбонатная толща)

3. Доломиты розовато-серые, микро- и тонкозернистые, частью биоморфные, участками окварцованные, плотные, крепкие, с подчиненными прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаников. Последние приурочены главным образом к верхней части толщи и обогащены глауконитом. Н. С. Лагутенкова и И. К. Королук (1963) среди биоморфных доломитов

выделяют строматолитовые разности и доломиты, сложенные проблематическими органическими остатками типа *Vesicularia* 78—105 м
Перерыв и размыв.

Серафимовская свита (аргиллито-песчаниковая толща)

- 4. Нижняя песчаниковая пачка — песчаники полевошпатово-кварцевые, светло-серые со слабым зеленоватым оттенком, мелко- и среднезернистые, прослоями с примесью крупнопесчаных и мелкогравийных зерен, с прослоями аргиллитов 12—63 „
- 5. Нижняя аргиллитовая пачка — аргиллиты сургучно-красные, алевроитовые, местами тонкослоистые, слабослюдистые, с редкими прослоями глинистых алевролитов и доломитовых мергелей. В скв. 65 прорвана дайкой габбро-диабазов 55 „
- 6. Верхняя песчаниковая пачка — песчаники кварцевые и полевошпатово-кварцевые, преимущественно микроклин-кварцевые, серые, красновато-коричневые и зеленовато-серые, неравномерностернистые, от мелко- до крупнозернистых, с доломитовым, глинистым и кварцевым регенерационным цементом, с прослоями аргиллитов 30—50 „
- 7. Верхняя аргиллитовая пачка — аргиллиты сургучно-красные, участками зеленовато-серые, алевроитовые, местами тонкослоистые, с подчиненными прослоями доломитовых мергелей розовато- и зеленовато-серых, неравномерностернистых полевошпатово-кварцевых песчаников и кварц-полевошпатовых алевролитов и алевроито-глинистых доломитов. В отдельных прослоях присутствуют обломки эффузивных пород крупчопесчаной и гравийной размерности. Описываемая пачка прорвана габбро-диабазами на участке скв. 119 135—140 „

Леонидовская свита (толща кварцевых песчаников)

- 8. Песчаники кварцевые, розовые и красновато-коричневые, преимущественно мелко- и среднезернистые, с каолиновым и кварцевым регенерационным цементом, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов 40—370
Перерыв и размыв.

Верхнебавлинская серия

Нижнекаировская подсвита (конгломерато-песчаниковая толща)

- 9. Песчаники полимиктовые, коричневатые и зеленовато-серые, неравномерностернистые, от мелко- до крупнозернистых, с гравием и галькой, местами с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов 0—30 „

Верхнекаировская подсвита (нижняя толща переслаивания)

- 10. Переслаивание темно-серых и темно-зеленых, редко шоколадно-коричневых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников 50—110 „

Нижнешкаповская подсвита (песчаниковая толща)

- 11. Нижняя пачка — песчаники полевошпатово-кварцевые, зеленовато-серые, большей частью мелкозернистые, с подчиненными прослоями алевролитов и аргиллитов 45—75 „
- 12. Средняя пачка — аргиллиты алевроитовые и алевролиты глинистые, шоколадно-коричневые и зеленовато-серые 11—35 „
- 13. Верхняя пачка — песчаники мелкозернистые и алевролиты полевошпатово-кварцевые, коричневые, с подчиненными прослоями аргиллитов 48—75 „

Верхнешкаповская подсвита (верхняя толща переслаивания)

- 14. Чередование зеленовато-серых и темно-зеленых, редко шоколадно-коричневых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников 8—180 „

При рассмотрении разреза нетрудно заметить циклическое строение нижне- и верхнебавлинской серий. В нижнебавлинской серии наблюдается постепенная снизу вверх смена песчаных отложений карбонатными, затем после перерыва следуют глинисто-песчаные образования, в свою очередь перекрытые характерной толщей кварцевых песчаников, после которой уже вновь фиксируется перерыв и размыв.

В составе верхнебавлинской серии отмечается двукратное чередование песчаниковых толщ с толщами переслаивания, состоящими в основном из аргиллитов и алевролитов.

Таким образом, отложения нижнебавлинской серии на Серафимовской площади образовались в течение одного крупного и полного и одного крупного, но неполного циклов седиментации, а верхнебавлинской серии — в результате двух крупных полных седиментационных циклов.

Аналогичное строение отложения верхнего протерозоя имеют в разрезе Леонидовской скв. 495. Здесь В. А. Журавлевой и З. А. Королук (Лагутенкова и Королук, 1963) в верхнекалтасинских доломитах среди катаграфий определены *Vesicularites flexuosus* Reitl. (интервал 2533—2536 м) и *Glebosites ninae* Kogoljuk (2534—2594 м), а среди онколитов *Osagia tenuilamellata* Reitl. (средняя часть подсвиты).

Самым полным в пределах Сергиевско-Абдулинской впадины Поволжья и Прикамья является разрез Бавлинской скв. 20 у д. Исергапово, в 45 км к юго-востоку от г. Бугульмы. В этом разрезе в интервале 2517—1735 м, выше кристаллического фундамента, залегают отложения, аналогичные серафимовскому разрезу. Отсутствуют в нем только верхнекалтасинская и верхнешкаповская подсвиты.

К северо-западу от Бавлинской скв. 20 наблюдается подъем кристаллического основания и в связи с этим выпадение из разреза сначала нижнекалтасинской подсвиты (скважины 7 и 16), а затем (скв. 3 у пос. Бавлы) и серафимовской и леонидовской свит (рис. 18). На участках с еще более повышенным положением кристаллического основания (скв. 19 у д. Икбиек) выпадает из разреза и вся верхнебавлинская серия.

К востоку же от д. Исергапово, в Серафимовском районе, наблюдается погружение кристаллического коколя и одновременно с этим увеличение мощности нижнекалтасинской подсвиты до 220 м, а также появление в разрезе покрывающей ее верхнекалтасинской карбонатной подсвиты мощностью до 100 м (серафимовские скважины 65, 119, 377, 495).

Приведенные данные свидетельствуют о трансгрессивном налегании серафимовской свиты то на верхнекалтасинскую, то на нижнекалтасинскую подсвиты и далее вверх по восстанию кристаллического фундамента непосредственно на архейские породы. Эти же данные свидетельствуют о трансгрессивном налегании в том же направлении отложений верхнебавлинской серии сначала на образования серафимовской свиты, а затем на архейские породы.

В центральной и западной частях Сергиевско-Абдулинской впадины отложения верхнего протерозоя, синхроничные нижнекалтасинской подсвите, известны под названием боровской свиты (Саркисян и Теодорович, 1955; Соколов, 1956, 1958; Солонцов, Троепольский, Эллерн, 1960). Лучше всего эта свита изучена в районе д. Боровки (на правом берегу р. Сока, в ее среднем течении), где скв. 8 прошла по ней 720 м (интервал 2974—2254 м) и скв. 3 340 м (2503—2158 м). Ни та, ни другая скважина подошвы не вскрыла.

Вскрытая часть боровских образований представлена мощной толщей песчаников, подразделяемой на три пачки. В строении нижней

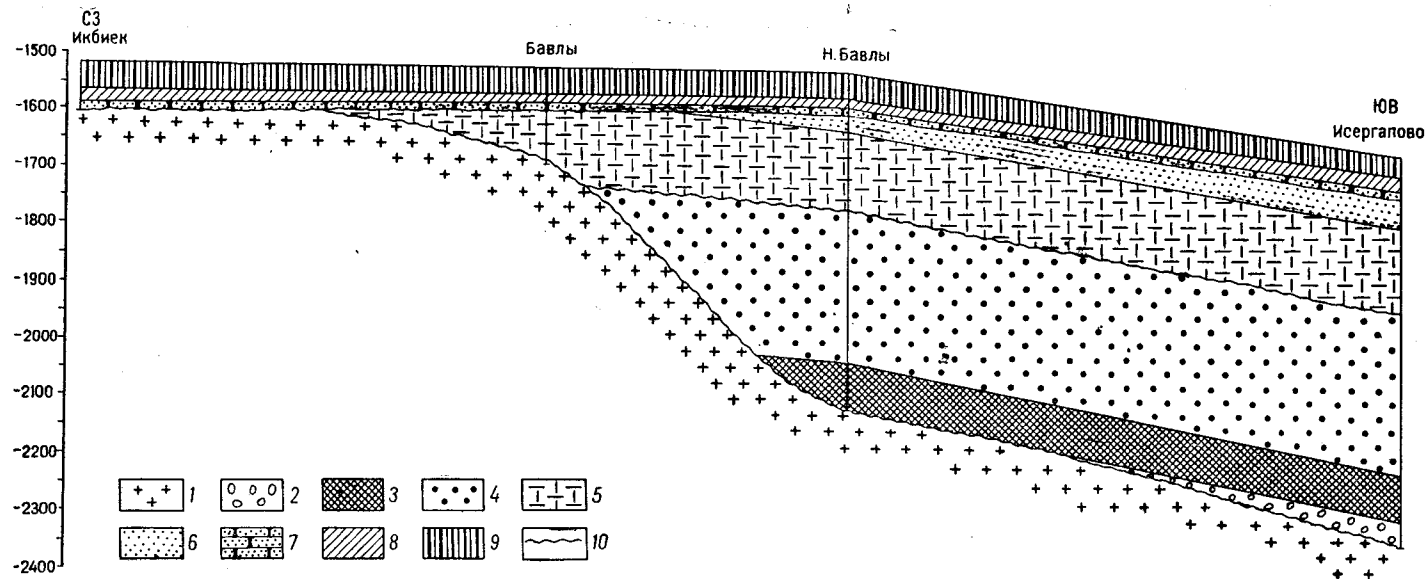


Рис. 18. Схематический разрез верхнепротерозойских отложений на Бавлинской площади

1 — кристаллический фундамент; 2 — нижнекалгасинская подсвита; 3 — серафимовская свита; 4 — леонидовская свита; 5 — кайровская свита; 6 — нижнешкаповская подсвита; 7 — песчаный пласт D₅ среднего девона; 8 — фаунистически охарактеризованные эйфельские отложения; 9 — живетские отложения; 10 — региональные перерывы в осадконакоплении

из них (вскрытая мощность 368 м) участвуют песчаники мелко- и среднезернистые, реже разноезернистые, преимущественно грубозернистые, красноцветные, с незначительными маломощными прослоями аргиллитов и алевролитов. Среднюю пачку (26 м) слагают аргиллиты, в разной степени алевроитовые, красновато-коричневые, пятнами зеленовато-серые, тонкослоистые, по плоскостям наложения с многочисленными листочками слюды. В средней части пачки аргиллиты содержат подчиненные прослои грубозернистых и мелкозернистых песчаников. В составе верхней пачки (326—345 м) преобладают (более 95%) песчаники, преимущественно мелко- и среднезернистые, иногда разноезернистые, в различной степени глинистые и алевроитовые, кварцевые, полевошпатово-кварцевые, редко кварц-полевошпатовые, красновато-коричневые, светло-серые, розовые и фиолетовые, местами косослоистые. Цемент их гидрослюдястый, серицитовый, железисто-глинистый, частью каолинитовый, нередко кварцевый, реже карбонатный. Среди песчаников отмечаются маломощные прослои аргиллитов, глинистых алевролитов и полимиктовых гравелитов.

В Серноводском районе (скв. 1) описываемые отложения представляют собой толщу красноцветных песчаных пород; вскрытая мощность 78 м. В этом районе они изучались З. А. Кондратьевой (1951 г.), С. И. Новожиловой и Л. З. Егоровой (1950 г.; Егорова, 1962, 1964). Было выявлено, что вскрытая (на глубине 2379—2301 м) часть боровской свиты Серноводской площади подразделяется на две пачки. Нижнюю пачку (43 м) слагают песчаники мелко- и среднезернистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, фиолетово-коричневые, участками розовые и серо-зеленоватые, с кварцевым и глинистым цементом. Песчаникам подчинены прослои алевролитов и аргиллитов такой же окраски. В строении верхней пачки (35 м) участвуют песчаники грубозернистые и полевошпатово-кварцевые с глинисто-железистым цементом, гравелиты и конгломераты валунно-галечные, полимиктовые, фиолетово-коричневые, участками зеленовато-серые. Грубообломочный материал представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками разнообразных пород кристаллического фундамента: кварцитами, кварцитосланцами, гранито-гнейсами, слюдястыми, хлоритовыми и гранатовыми сланцами. Обломки связаны красно-бурым глинистым и песчано-гравийным материалом.

Одной толщей красноцветных песчаников боровская свита представлена на Якушкинской (скв. 3, интервал 2996—2270 м), Сосновской (скв. 121, интервал 2546—3451 м), Радаевской (скв. 2, интервал 2779—2310 м; скв. 3, интервал 2387—2300 м), Боголюбовской (скв. 103, интервал 2410—2369 м) и Ново-Степановской (скв. 1, интервал 2507—2501 м) площадях.

В отличие от района Боровки в районе Якушкино и Радаевки в составе боровской свиты несколько более развиты гравелиты. Весьма характерно, что чередование пачек красноцветных кварцевых песчаников с пачками красноцветных полевошпатово-кварцевых песчаников отмечается как в нижней, так и в верхней частях боровской свиты. Лишь на Чесноковской площади (скв. 10, интервал 2498—2086 м) кварцевые песчаники, по данным Л. З. Егоровой (1960), слагают всю верхнюю часть боровской свиты мощностью 337 м. Одной толщей кварцевых песчаников (174 м) представлена боровская свита и на Байтуганской площади, где она залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте.

В районе Зольного Оврага (примерно в 35 км к северо-западу от г. Куйбышева) боровская свита, по данным З. А. Кондратьевой (1948 г.), а также С. И. Новожиловой и Л. З. Егоровой, представлена слабощементированными неравнозернистыми, местами гравий-

ными кварцевыми песчаниками фиолетово-красной и розовой окраски с зеленовато-серыми и белыми пятнами, с регенерационными кварцевым и каолинистым цементом. Местами в песчаниках отмечается горизонтальная или косая слоистость. Мощность толщи 17—30 м.

На Горькоовражной площади боровские отложения вскрыты скв. 23 (интервал 2339—2890 м), которая прошла по ним около 500 м, не вскрыв их подошвы. По данным Л. З. Егоровой (1960, 1964), сложены они здесь фиолетово-красными, красновато-коричневыми, реже светло-серыми и розовыми слабосцементированными, плохо отсортированными гравелитами и неравномернозернистыми песчаниками полевошпатово-кварцевого состава с глинистым, каолинистым, реже глинисто-железистым и карбонатным цементом, с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов. В гравелитах отмечается галька гнейсов размером до 9 см.

В пределах Мелекесской впадины (Пичкасы, Алькеево) отложения верхнего протерозоя также представлены одной мощной толщей песчаников. Песчаники разнозернистые, нередко с гравием и реже галькой, большей частью мелко- и среднезернистые, кварцевые с единичными зернами микроклина, светло-серые, розовые и красновато-коричневые, обычно слабосцементированные, с прослоями красновато-коричневых алевролитов и аргиллитов. Цемент в песчаниках каолинистый, железисто-глинистый и реже карбонатный.

Алькеевский разрез отличается от Пичкаского большим развитием красновато-коричневых пород, а также присутствием в нем наряду с кварцевыми разностями песчаников и алевролитов и микроклин-кварцевых.

По внешнему облику, структурно-текстурным особенностям и минеральному составу песчаниковая толща указанных пунктов весьма сходна с боровской свитой Сергиевско-Абдулинской впадины. Мощность этой толщи в районе Алькеево превышает 350 м.

По литологическим особенностям отложения боровской свиты Сергиевско-Абдулинской и Мелекесской впадин очень сходны с базальной песчаниковой толщей калтасинской свиты района Серафимовки, стратиграфическое положение которой не вызывает сомнений. Характерно, что тяжелая фракция этих песчаников, как и базальных песчаников района Серафимовки, отличается повышенным содержанием ильменита, циркона, турмалина и гидрогётита, а легкая — присутствием в значительном количестве обломков кварца.

В пределах Среднего Поволжья и Прикамья боровская свита почти повсеместно перекрыта породами среднего девона. Только на Красноярской площади между боровскими и среднедевонскими образованиями появляются зеленовато-серые песчаники (80 м), напоминающие базальные песчаники каировской свиты.

Как известно, в пределах Сергиевско-Абдулинской впадины поверхность кристаллического фундамента погружается в направлении с запада на восток. Так, в районе Зольного Оврага она находится на абсолютных отметках минус 1750—1770 м, а в районах Абдулино и Шкапово, судя по геофизическим данным (Годин, 1958, 1962; Юркова, Блохин, 1962; Еланский, Бархатова, Толстова, 1963), на абсолютных отметках минус 5000—6000 м. В направлении с запада на восток происходит и увеличение мощности боровской свиты. В районе Зольного Оврага мощность свиты не превышает 30 м, а в районе Сосновки только вскрытая ее часть 905 м.

По мере погружения кристаллического основания происходит не только увеличение мощности боровской свиты, но и появление более молодых отложений верхнего протерозоя. Как отмечалось выше, уже

в районе Красноярки между боровскими и среднедевонскими образованиями появляется каировская свита, а восточнее меридиана Красноярки, в районе Заглядино, под среднедевонскими породами — шкаповская свита.

Общая мощность верхнебавлинских отложений (каировская и шкаповская свиты) в направлении с запада на восток увеличивается от 80 м в Красноярке до 300 м в районе Султангулово. В наиболее же восточных районах Сергиевско-Абдулинской впадины (Шкапово) мощность верхнебавлинской серии возрастает до 1000 м. Кроме того, здесь под верхнебавлинской серией появляются серафимовско-леонидовские отложения (вскрыто около 1000 м).

Казанско-Кажимский прогиб. В пределах этого прогиба отложения верхнего протерозоя вскрыты на Кажимской, Сырьянской, Кинчинской и Чигиренской площадях. Они представлены мощной толщей (максимальная вскрытая мощность до 600 м) преимущественно розовых и розовато-серых песчаников, литологически сходных с песчаными породами нижнекалтасинской подсвиты Сергиевско-Абдулинской впадины, которой, очевидно, эта толща и соответствует.

Лучший разрез нижнекалтасинской подсвиты Казанско-Кажимского прогиба в пределах Среднего Поволжья и Прикамья выявлен в районе с. Кинчино. По данным Е. М. Аксенова, в составе этой подсвиты четко выделяются две пачки.

Нижняя пачка представлена розовыми, серовато-розовыми, фиолетово-розовыми, пятнистыми кварцитовидными, кварцевыми (с примесью калиевых полевых шпатов от 1 до 9%), в нижней части полевошпатово-кварцевыми песчаниками, нередко с гравийными обломками кварца, кварцитов, с глинистым, кварцевым и карбонатным цементом. Вскрытая мощность пачки 184 м (скв. 18, интервал 2728—2544 м).

Верхняя пачка сложена кварцевыми разнозернистыми слабосцементированными песчаниками розовато-серой и светло-серой окраски, содержащими мелкогравийные обломки кварца, кварцитов и глинистую гальку. Мощность пачки 55 м.

Севернее с. Кинчино, в районе с. Сырьяны (скв. 6, интервал 2519—2510 м) вскрыта пачка розовато-серых и красновато-коричневых крепко сцементированных песчаников нижнекалтасинской подсвиты (9 м). Еще севернее эта подсвита вскрыта в районе Кажима, где, как и в кинчинском разрезе, в составе подсвиты выделяются две пачки песчаников: нижняя и верхняя. Вскрытая мощность нижней пачки 57 м, полная мощность верхней пачки 520 м.

В средней части Казанско-Кажимского прогиба нижнекалтасинская подсвита вскрыта на Чигиренской площади; мощность ее около 25 м (скв. 3, интервал 2160—2135 м). Сложена подсвита косослоистыми серыми, розовато-серыми и сиреневато-серыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми кварцитами и кварцитовидными песчаниками.

Таким образом, вдоль Казанско-Кажимского прогиба мощность верхней пачки нижнекалтасинской подсвиты закономерно сокращается с севера на юг и в районе Чигиреня эта толща полностью отсутствует. Вероятно, сокращение мощности верхней пачки подсвиты или полное ее отсутствие обусловлено преддевонским размывом. Амплитуда размыва, видимо, закономерно увеличивалась с севера на юг, по восстанию Казанско-Кажимского прогиба. Такой вывод подтверждается также появлением в северной части прогиба между нижнекалтасинскими песчаниками и базальными песчано-алевролитовыми породами среднего девона более молодых отложений верхнего протерозоя, представленных переслаиванием терригенных пород разного гранулометрического состава.

Мощность этих пород в районе Кажима равна всего 8 м, а еще севернее, в районе Лопыдино, только вскрытая мощность их превышает 300 м.

Глубокие буровые скважины в районе пос. Кажима и с. Кинчино были остановлены в нижнекалтасинской подсвете на абсолютных отметках соответственно минус 2525 и минус 2587 м, пройдя по ней 577 и 239 м. Из этих данных и по аналогии с разрезами боровской свиты Сергиевско-Абдулинской впадины (вскрытая мощность 900 м) можно предполагать, что полная мощность нижнекалтасинской подсветы в пределах Казанско-Кажимского прогиба местами может превышать 1000 м.

Верхнекамская впадина. Наиболее древними отложениями верхнего протерозоя Верхнекамской впадины являются красноцветные глинисто-песчаные образования нижнекалтасинской подсветы. Эти образования вскрыты в полосе, примыкающей к Татарскому и Немско-Лойненскому сводам, многими буровыми скважинами частью под породами среднего девона (Азев-Салауш, скв. 2; Варзи-Ятчи, скв. 7 и 9; Казаковка, скв. 9 и 10; Киясово, скв. 1, 2, 11, 13; Нылга, скв. 14; Торфстрой, скв. 4; Кокарка, скв. 37, 40 и 52), частью под каировской свитой (Азев-Салауш, скв. 1 и 12; Мензелинск — Актаныш, скв. 48, 69, 70; Сектыр, скв. 15). Далее к северу они прослеживаются под каировскими породами в полосе Вулуга — Бородулино, окаймляющей с юго-востока Верхнекамский выступ (Калинина, Фотиади, 1963). Ширина упомянутых полос не является постоянной. Местами они то расширяются до 50 км и более, то сужаются до 20 км. Расширение их связано с внедрением в Волго-Камский щит мелких грабенов. Один из таких грабенов получил название Кокарского (Валеев, 1963), другой — Ижевского (Бирина, 1959₂) или точнее Варзи-Ятчинского. Оба грабена имеют северо-восточное простирание. Кокарский грабен начинается примерно в 50—60 км к северо-западу от г. Ижевска, имеет ширину 8—12 км и протягивается на расстоянии почти 100 км. Варзи-Ятчинский грабен наиболее отчетливо выражен в 80—90 км к юго-западу от г. Ижевска, где он имеет ширину около 10 км.

В пределах описываемой территории нижнекалтасинская подсвета лучше всего изучена на Варзи-Ятчинской площади (в 60 км к северо-востоку от г. Елабуги). Здесь в ее составе на глубине 1855,3—1670 м Л. Ф. Солонцовым и Е. М. Аксеновым выделены две пачки.

Нижняя пачка (35 м) представляет собой тонкое переслаивание темно-серого аргиллита, почти лишнего алевролитового материала, темно-серого аргиллита, в разной степени обогащенного алевритовым материалом, светло-серого с зеленоватым оттенком глинистого алевролита и реже светло-серого с зеленоватым оттенком кварцевого алевритоглинистого песчаника. Толща содержит пласты (около 2 м) плотных темно-серых аргиллитов, в которых лишь местами рассеяны единичные зерна кварца алевритовой размерности, тонкослоистых, светло-серых с зеленоватым оттенком полевошпатово-кварцевых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Изредка в песчаниках и алевролитах отмечаются единичные зерна глауконита.

В строении верхней пачки (150 м) участвуют песчаники мелко- и среднезернистые, в разной степени глинисто-алевролитовые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, светло-серые, розовато- и красновато-коричневые, иногда с фиолетовым оттенком, местами с единичными зернами мелкого гравия, с глинистым, железисто-глинистым и кремнистым цементом. В нижней части песчаники содержат редкие маломощные (менее 0,5 м) прослои красновато-коричневых и участками зеленовато-серых алевролитов и слабоалевролитовых аргиллитов того же цвета. У контакта с подстилающей толщей в песчаниках были встречены угло-

ваты и угловатоокатанные обломки кварца, кварцита, полевого шпата и темно-серого аргиллита величиной до 3 см.

В породах нижней пачки (интервал 1839—1834 м) Е. Д. Шепелевой (1962,) обнаружены как споры, имеющие гладкую поверхность — *Leiotriletes minutissimus* Naum., *L. microrugosus* Naum., *Leiotriletes* sp., *Leioligotriletes* cf. *glutaceus* Tim., так и споры с пенистой скульптурой оболочки.

Во всех других разрезах (Актаныш, Мензелинск, Азев-Салауш, Казаковка, Киясово, Нылга, Кокарка, Торфстрой, Сектыр, Кулига) нижнекалтасинскую подсвиту пока не удалось расчленить на отдельные пачки. Здесь она слагается главным образом песчаниками, среди которых отмечаются подчиненные прослои глинистых алевролитов и слюдистых аргиллитов.

Песчаники красновато-коричневые, красновато-фиолетовые, светло-серые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, мелко- и среднезернистые, местами глинисто-алевритовые, реже разнозернистые, с рассеянными зернами гравия и гальки, с глинистым, железисто-глинистым и карбонатным цементом.

В районе Кулиги среди песчаников существенно развиты полимиктовые гравелиты и конгломераты, состоящие из обломков гранито-гнейсов, мигматитов, кварцитов, полевых шпатов и кварца.

Подшва нижнекалтасинской подсвиты в пределах Верхнекамской впадины не была достигнута ни одной глубокой скважиной. Максимальная вскрытая мощность ее 650 м (район Кокарки).

К востоку от меридиана Сектыр — Торфстрой — Нылга и южнее широты Кулига — Бородулино отложения нижнекалтасинской подсвиты погружаются под карбонатные породы верхнекалтасинской подсвиты. С последними нижнекалтасинские отложения связаны постепенными переходами. Такое взаимоотношение их установлено южнее Верхнекамской впадины, в пределах Бирского прогиба, в разрезе Саузбашской скв. 2.

В пределах же Верхнекамской впадины верхнекалтасинская подшва полностью не была пройдена ни одной глубокой скважиной.

На наибольшую мощность (795 м) верхнекалтасинская подшва вскрыта Киенгопской скв. 1. В составе подсвиты, по данным Е. М. Аксенова и Л. Ф. Солонцова, в интервале 3207—2412 м выделяются две толщи. В сложении нижней, доломитово-терригенной толщи (217 м) участвуют песчаники, полевошпатово-кварцевые, розовато-серые, светло-серые и коричневатые-серые, с доломитовым цементом, с прослоями темно-серых и красновато-коричневых аргиллитов и доломитов. Верхнюю, доломитовую толщу (578 м) слагают доломиты мелкозернистые, пелитоморфные, серые и темно-серые, зеленоватые-серые, реже розовато- и светло-серые, в отдельных прослоях с буроватым и зеленоватым оттенком, массивные, с прослоями темно- и зеленоватые-серых аргиллитов.

Севернее Киенгопа верхнекалтасинская подшва была вскрыта скв. 18 на Зурской площади, а южнее рядом скважин на Бурановской, Сарапульской, Вятской площадях и скв. 7 на Киясовской площади.

На всех перечисленных площадях вскрытая часть подсвиты представлена в основном доломитами, сходными с доломитами верхней толщи верхнекалтасинской подсвиты Киенгопского разреза. По этим доломитам было пройдено от 7 до 29 м и лишь Бурановская скв. 3 прошла по ним 228 м. Верхнекалтасинские отложения в разрезе этой скважины представлены тонко- и мелкозернистыми, иногда пелитоморфными и биоморфными красновато-коричневыми и фиолетовыми доломитами. Среди доломитов в нижней части отмечаются прослои аргиллитов,

доломитовых мергелей, доломитовых алевролитов и песчаников. В доломитах встречаются споры растений, строматолиты, онколиты и катаграфии. Среди спор Е. Д. Шепелевой (интервал 2070—2025 м) определены следующие древние (довалдайские) виды: *Leiotriletes microrugosus* N a u m., *Leioligotriletes compactus* T i m., *Trachyoligotriletes* cf. *planus* T i m. и споры с ячеистой скульптурой оболочки. На Вятской площади встречены строматолиты (Ларионова и Тихомирова, 1959).

Верхнекалтасинская подсвита в наиболее западных разрезах (Бураново, Сарапул, Кырыкмасс, Тарасово, Опары, Киясово) перекрыта базальными песчаниками среднего девона, а в более восточных районах (Киенгоп, Вятское, участок Бурановской скв. 1) образованиями каировской свиты. В районе Зуры между калтасинскими и каировскими породами залегают розовые мелкозернистые песчаники мощностью 7 м, литологически сходные с песчаниками серафимовской свиты. В районе Кулиги, Зуры, Сектыра, Киенгопа каировская свита отчетливо подразделяется на ниже- и верхнекаировскую подсвиты. Такое же строение каировская свита имеет и в районе Глазова, где она залегает непосредственно на кристаллическом фундаменте. Один из лучших разрезов каировской свиты в пределах Верхнекамской впадины вскрыт под песчаниками среднего девона в районе Зуры (скв. 18, интервал 2398—2170 м). Сходное строение каировских отложений установлено севернее и южнее Зуры, в районах Кулиги и Киенгопа.

В районе Киенгопа нижнекаировская подсвита (37 м) представлена зеленовато-серыми полимиктовыми, в нижней части гравийными песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Верхнекаировская подсвита (152 м) сложена здесь переслаиванием темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых алевролитов. В средней части ее выделяется пачка (67 м) темно-серых, зеленовато-серых и красновато-коричневых аргиллитов с прослоями пепловых туфов. Западнее меридиана Зура — Киенгоп мощность каировской свиты сокращается до 33 м в районе Сектыра и до 111 м в районе Глазова, что обусловлено, видимо, ее преддевонским размывом. В районе Глазова сохранилась от размыва нижнекаировская подсвита (36 м), представленная переслаиванием полимиктовых гравелитов и песчаников, а также нижняя (50 м — переслаивание алевролитов, аргиллитов и песчаников) и средняя (25 м — красновато-коричневые аргиллиты) пачки верхнекаировской подсвиты.

В районе Сектыра каировская свита представлена только базальной 6-метровой толщей песчаников и конгломератов и перекрывающей ее пачкой (27 м) переслаивания сероцветных аргиллитов и алевролитов.

Сокращение мощности каировской свиты вследствие преддевонского размыва наблюдается и южнее Зуры, на площадях Бурановской (до 70 м), Мензелино-Актанышской (от 20 до 74 м), Вятской (от 7 до 29 м) и Азеве-Салаушской (до 3 м). Здесь всюду свита представлена пачкой переслаивания темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов и зеленовато-серых кварцевых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и реже песчаников, сходных с породами нижней пачки верхнекаировской подсвиты зурского разреза. На Вятской площади (скв. 1, интервал 2033—2221 м) Е. Д. Шепелевой (1962₁) обнаружены споры *Acanthotriletes* N a u m. и *Lophotriletes* N a u m.

К востоку от Зуры, в районе Бородулина, отложения каировской свиты перекрыты образованиями шкаповской свиты.

Приведенные данные показывают, что амплитуда преддевонского размыва отложений верхнего протерозоя закономерно увеличивается в направлении с востока на запад, по мере приближения к Волго-Камскому щиту. В наиболее восточных районах (Бородулино) среднеде-

вонские образования налегают на шкаповскую свиту, западнее (Зура, Киенгоп и др.) на кайровскую свиту, еще западнее (Бураново, Сарапул и др.) на верхнекалтасинскую подсвиту и вблизи Волго-Камского щита (Торфстрой, Нылга, Варзи-Ятчи и др.) на наиболее древнюю, нижнекалтасинскую подсвиту. Кайровская свита в свою очередь трансгрессивно перекрывает в более восточных районах (Зура, Киенгоп и др.) верхнекалтасинскую подсвиту, а в более западных (Сектыр, Актаныш и др.) — нижнекалтасинскую.

Таким образом, вблизи Волго-Камского щита местами отмечается наложение преддевонского размыва на предкайровский. В связи с этим здесь отмечается наибольшая амплитуда размыва древних толщ.

По данным геофизических исследований наиболее глубокое залегание кристаллического фундамента (до минус 6—6,3 км) в пределах Верхнекамской впадины наблюдается в районе г. Оса — Осинская впадина (Ярош, 1959). Кровля же отложений верхнего протерозоя в этом районе (Батуй) вскрыта на абсолютной отметке минус 2078 м. Если геофизические расчеты являются правильными, то общая мощность древних толщ в наиболее погруженной части Верхнекамской впадины должна составлять почти 4000 м.

ЗАПАДНЫЕ РАЙОНЫ

Среди верхнепротерозойских образований западных районов рассматриваемой территории выделяются сердобская, пачелмская, волинская и валдайские серии, которые в свою очередь расчленяются на свиты или толщи.

Сердобская серия. Каверинская свита представлена неравномернозернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками розовой, красновато-коричневой, желтовато-коричневой, сиреневой, реже светло-серой окраски, иногда с неясновыраженной косяной слоистостью. Среди песчаников отмечаются как слабощементированные, так и крепкощементированные разности. Цементом в них служит регенерационный кварцевый и каолиновый материал. Песчаникам местами подчинены прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов.

Вскрытая мощность свиты в юго-восточной (Сердобск) зоне Рязано-Саратовского прогиба до 438 м, в северо-западной зоне (Каверино) 818 м.

Каверинская свита Рязано-Саратовского прогиба по стратиграфическому положению и литологическим особенностям (преобладание в разрезах неравнозернистых песчаников, кварцевый и микроклино-кварцевый состав обломочного материала, нередко плохая его отсортированность, преимущественно красновато-коричневая окраска пород, наличие на красновато-коричневом фоне своеобразных мелких светло-серых участков линзовидной формы, широкое развитие регенерационного кварцевого цемента и т. д.) очень сходна с нижнекалтасинской подсвитой Западной Башкирии (Соколов, 1958; Солонцов, 1959, 1960, 1962; Иванова, Веселовская, Клевцова, 1959) и боровской свитой Сергиевско-Абдулинской впадины (Солонцов, 1959, 1960, 1962; Солонцов, Троепольский и Эллерн, 1960 и др.). Все сравниваемые отложения залегают в основании осадочного покрова и имеют значительную мощность. Однако некоторые исследователи (Казаков, Полевая, 1962) считают возможным сравнивать каверинскую свиту Рязано-Саратовского прогиба с леонидовской свитой Западной Башкирии.

Пересыпкинская свита подразделяется на алевролитно-песчаниковую, карбонатную и карбонатно-терригенную толщи.

Алевролитно-песчаниковая толща развита лишь в пределах Рязано-Саратовского прогиба. Она залегает трансгрессивно то на каверинской свите (Сердобск и, видимо, Пугачев), то прямо на архейском фундаменте (Ворона, Веденяпино). Представлена полевошпатово-кварцевыми глауконитовыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками зеленовато-серой и зеленовато-бурой окраски и темно-серыми тонкослоистыми аргиллитами с древнейшим комплексом спор: *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *L. rugulosus* Naum., *Trachytriletes minutus* Naum. Мощность толщи 40—45 м, в районе Пугачева до 130 м.

Вверх по разрезу алевролитно-песчаниковая толща переходит в карбонатную толщу. Последняя в пределах Поволжья установлена только в юго-восточной зоне Рязано-Саратовского прогиба и Саратовском Заволжье. Сложена она доломитами и частично известняками, мелкозернистыми и пелитоморфными, пестроокрашенными, с характерными включениями сургучно-красных кремней, с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов. В карбонатных породах нередко наблюдаются сугурно-стиллолитовые поверхности с примазками по ним ожелезненного пелитового вещества. Из органических остатков постоянно присутствуют еще не изученные онколиты и катаграфии. Мощность толщи 80—108 м.

Карбонатно-терригенная толща (до 132 м) представлена чередующимися красновато-коричневыми и зеленовато-серыми мергелями и аргиллитами и полевошпатово-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с карбонатным, кварцевым и железисто-глинистым цементом. Толща заканчивается пачкой красновато-коричневых полевошпатово-кварцевых песчаников.

Пересыпкинскую свиту сердобской серии обычно было принято сопоставлять с серафимовской свитой нижебавлинской серии восточных областей платформы (Солонцов, 1954, 1956, 1959, 1960, 1962; Дистанов, Солонцов, 1955; Постникова, 1955 г., 1962; Соколов, 1956, 1958 и др.; Тимергазин, 1959 и др.). Однако глауконитовые породы пересыпкинской свиты имеют абсолютный возраст 800—898 млн. лет, а прослой глауконитовых песчаников на контакте калтасинской и серафимовской свит 1290 млн. лет (Казаков, Полевая, 1962; Казаков, Тугаринов, 1963). Следовательно, пересыпкинская свита является более молодой, чем серафимовская. По строению и литологическим особенностям пересыпкинская свита также существенно отличается от серафимовской. Первая в типовом разрезе имеет отчетливо выраженное трехчленное строение и характеризуется широким развитием карбонатных пород в верхней части и глауконитовых пород в нижней части. Вторая в типовых разрезах имеет четырехчленное строение и характеризуется лишь присутствием редких и тонких прослоев доломитовых мергелей и незначительным и спорадическим присутствием глауконита.

По литологическому составу, положению в разрезе и значениям абсолютного возраста, согласно данным названных исследователей, пересыпкинская свита соответствует верхней части каратавской серии (инзерская и миньярская свиты) западного склона Южного Урала.

Пачелмская серия. Веденяпинская свита развита лишь в юго-восточной зоне Рязано-Саратовского прогиба. Она отчетливо подразделяется на песчаниковую толщу и нижнюю толщу переслаивания. Песчаниковая толща (до 45 м) сложена полевошпатово-кварцевыми плохо отсортированными разнозернистыми песчаниками светло-серой, зеленовато-серой и розовато-серой окраски, содержащими прослой зеленовато-серых и красновато-коричневых аргиллитов. В нижней части песчаники содержат гальку из подстилающих оса-

дочных пород. Нижняя толща переслаивания (до 155 м) представлена чередованием темно-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых и светло-серых кварц-полевошпатовых песчаников. В верхней части толщи местами отмечаются тонкие прослои карбонатных пород. В нижней части в ней повсеместно встречаются глауконитовые алевролиты и песчаники.

В районе Пачелмы в верхней части веденяпинской свиты отмечена каолинизация пород (Пистрак, 1953). Абсолютный возраст толщи, определенный по глаукониту, 630—770 млн. лет (Казаков, Полевая, 1962; Казаков, Тугаринов, 1963; М. А. Гаррис и др., 1963 г.).

Воронская свита (до 343 м) в пределах Рязано-Саратовского прогиба развита повсеместно. Залегает она то на веденяпинской свите (Сердобск, Пересыпкино, Пачелма), то на песчаниково-алевролитовой толще пересыпкинкой свиты (Морсово). Свита сложена мелко- и среднезернистыми, иногда разноезернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками красновато-коричневой и фиолетово-коричневой окраски, с прослоями зеленовато-серых и фиолетово-серых аргиллитов. В пределах Московской синеклизы аналогом воронской свиты, возможно, является яренская.

Красноозерская свита (до 190 м) развита лишь в центральной части Рязано-Саратовского прогиба (Морсово, Ворона, Красные Озера, Веденяпино). Представлена переслаиванием темно-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых, светло-серых, реже розовато-серых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников.

Большинство исследователей (Л. Ф. Солонцов, И. Е. Постникова, К. Р. Тимергазин, З. П. Иванова, А. А. Клевцова и др.) сопоставляют пачелмскую серию с верхнебавлинской. В обеих сериях наблюдается двукратная смена песчаных толщ толщами переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Это воззрение нашло отражение в стратиграфической схеме верхнего протерозоя Урало-Волжской области, принятой в томе «Верхний докембрий» (1963) издания «Стратиграфия СССР».

На Всесоюзном совещании по унификации стратиграфических схем палеозоя и протерозоя (1962 г.) пачелмская серия по абсолютному возрасту была условно сопоставлена с нижнебавлинской леонидовской свитой.

Волынская серия. Серия залегают с размывом то на красноозерской (Морсово), то на воронской (Зубова Поляна, Каверино, Мосолово) свитах пачелмской серии, то на каверинской свите (Рязань), то на архейском фундаменте (Рязск, Непейцино).

В пределах Рязано-Саратовского прогиба волынская серия отчетливо делится на две толщи: нижнюю — толщу разноезернистых песчаников, и верхнюю — толщу переслаивания туфогенно- и нормальноосадочных терригенных пород. Нижняя толща (35—92 м) представлена плохо отсортированными кварц-полевошпатовыми глинистыми песчаниками фиолетово-серой, красновато-коричневой и светло-серой окраски. Характерной особенностью песчаников является присутствие в них крупных зерен кварца, полевых шпатов, кварцитов и эффузивных пород. Цемент песчаников глинистый, железистый, кремнисто-глинистый, редко доломитовый.

Верхняя толща (40—80 м) сложена в основном темно-коричневыми и темно-серыми с фиолетовым оттенком туфогенными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, в нижней части содержащими прослои зеленовато-серых аргиллитов и зеленовато-серых кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов. Туфогенный материал пред-

ставлен зернами раскристаллизованного вулканического стекла и сильно разрушенных эффузивных пород. В составе цемента в туфогенных породах господствует хлорит и кремний; меньшее значение имеют гидрокислы железа, стекла и карбонатные минералы (кальцит и доломит).

По свидетельству Е. М. Андреевой (1962) споровый комплекс волынской серии характеризуется однообразием видового состава спор типа *Calamagraceae* (?) с гладкой экзиной, с незначительным числом складок смятия. Все споры относятся к одному роду: *Protoleisphaeridium incivilum* Andr., *P. clarum* Andr., *P. doricorium* Andr., *P. subcrassatum* (Tim.) Andr. Споры в волынской серии сопровождаются обрывками тканей растений.

Валдайская серия. Отложения валдайской серии в Среднем Поволжье ложатся с разрывом то на волынскую серию (северо-запад Рязано-Саратовского прогиба), то прямо на кристаллический фундамент (Горький, Балахна, Опарино и др.). Они подразделяются на нижне- и верхневалдайскую свиты. В основании нижневалдайской свиты залегает толща (до 30 м) зелено-серых и голубовато-серых грубозернистых полимиктовых песчаников с прослоями аргиллитов. Стратиграфически выше залегает толща (до 160 м) красновато-коричневых, темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов. В аргиллитах отмечаются прослой сидеритовых мергелей. Верхняя часть нижневалдайской свиты (около 50 м) сложена голубовато-серыми и темно-серыми аргиллитами с частыми прослоями почти черных аргиллитов, обогащенных органическим веществом и битумом.

Верхневалдайская свита в нижней части представлена пачкой (до 50—70 м) кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов голубовато-серой и светло-серой окраски с прослоями голубовато-серых и темно-серых аргиллитов и редко песчаников. Верхняя часть свиты (до 200 м) сложена темно-серыми, голубовато-серыми и серыми тонкослоистыми аргиллитами с прослоями глинистых алевролитов, с сантиметровыми прослоями известняков и доломитов. Местами (Морсово) в аргиллитах отмечается значительное количество вулканического стекла (Толстихина, 1956). Некоторые прослой аргиллитов в районе Морсово обогащены органическим веществом и битумом.

Волынская и валдайская серии составляют вендский комплекс. Обычно принято эти серии сопоставлять с пачелмской и верхнебавлинской сериями. На этом основании последние также относятся к вендскому комплексу. Однако имеются доказательства, что волынская и валдайская серии являются более молодыми, чем пачелмская и верхнебавлинская. Такие стратиграфические построения, сделанные на основании геологических данных (Клевцова, Солонцов, 1960, 1961), в настоящее время подкрепляются результатами палинологических исследований С. Н. Наумовой (1962 г.). К выводу о более молодом возрасте валдайской серии, чем пачелмской, пришли также на основании изучения спор Е. Д. Шепелева и Б. В. Тимофеев (1963 г.). К аналогичным выводам в 1964 г. пришел Е. М. Аксенов. В разрезах Удмуртии (Зура, Киенгол, Кулига) из состава верхнебавлинского комплекса он выделил надверхнебавлинский (вендский) комплекс. В нижней части надверхнебавлинского комплекса четко прослеживается маркирующий горизонт пепловых туфов и туффитов. Установлено трансгрессивное залегание этого комплекса то на различных горизонтах верхнебавлинского комплекса, то на кристаллическом фундаменте (Кирс, Лойно). В последних пунктах надверхнебавлинский комплекс был выделен А. И. Ляшенко в 1962 г. под названием кирсинской свиты.

Кирсинская свита, содержащая прослой пепловых туфов, туффитов и монтмориллонитовых глин, сопоставляется с нижней частью вендского комплекса центральных районов (редкинская свита А. В. Копелиовича), также имеющей в своем составе пепловые туфы, туффиты и монтмориллонитовые глины.

Трансгрессивный характер залегания вендского комплекса в восточных и центральных областях платформы, согласный структурный план его с палеозойским, богатый и отличный от рифейского и волинского комплекс спор, нахождение отпечатков организмов — все это позволяет провести по подошве вендского комплекса границу палеозоя и протерозоя. В таком случае верхнебабалинские и пачелмские отложения должны быть отнесены к протерозою.

Вывод о более молодом возрасте волинских и валдайских отложений, чем пачелмских, в настоящее время подтверждается и радиологическими данными. Абсолютный возраст первых определен 560—605 млн. лет, а пачелмских 630—770 млн. лет (Семененко, Ладыжевский и др., 1963; Казаков, Тугаринов, 1963; Гаррис и др., 1963).

Верхняя граница валдайской серии четко устанавливается трансгрессивным наложением на нее фаунистически охарактеризованной балтийской серии нижнего кембрия.

Отложения балтийской серии нижнего кембрия нацело срезаны южнее Редкино и восточнее меридиана Котлас—Шарья. В районе Котласа и ст. Шарья они выделяются условно, на основании лишь литологических данных.

Рязано-Саратовский (Пачелмский) прогиб. Отложения верхнего протерозоя вскрыты как в юго-восточной (Сердобск, Пачелма, Липяги, Пересыпкино) зоне прогиба, так и в северо-западной (Морсово, Зубова Поляна, Мосолово, Рязжск и Каверино).

Одним из наиболее полных является разрез у г. Сердобска (в 90 км к юго-западу от г. Пензы). Он детально изучен И. Е. Постниковой (1953,_{1,2}). Позднее послыжное описание этого разреза было произведено и Ц. Н. Питковской (1960), А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солонцовым (1961). Согласно исследованиям этих авторов, разрез осадочных образований района Сердобска (скв. 2, глубина 2238—1322 м), подстилающих средний девон, следующий (снизу вверх):

Каверинская свита (песчаниковая толща)

1. Песчаники неравномернозернистые, кварцевые и полевошпатово-кварцевые, розовые, красновато-коричневые, желтовато-коричневые, сиреневые, реже светло-серые, большей частью слабосцементированные, с регенерационным кварцевым и глинисто-каолиновым цементом, местами с неясно выраженной косою слоистостью, с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Галечно-гравийный материал в основном представлен кварцем, реже обломками кварцита и кремнистых пород

вскрытая 438 м

Перерыв

Пересыпкинская свита

2. Алевролитно-песчаниковая толща. Алевролиты и мелкозернистые песчаники полевошпатово-кварцевые, глауколитовые, зеленовато-серые и зеленовато-бурые, с прослоями зеленовато-серых песчаников и темно-серых аргиллитов. Абсолютный возраст 830 млн. лет (Казаков, Тугаринов, 1963)

42 „

3. Карбонатная толща. Доломиты микрозернистые и пелитоморфные, светло-серые, розовато-серые, желтовато-серые и темно-серые, с примесями зерен кварца, с включениями сургучно-красных кремней, с онколитами и катаграфиями. В доломитах изредка отмечаются выделения сульфатов (барит)

81 „

4. Карбонатно-терригенная толща. Чередование коричневых и зеленоватых мергелей, аргиллитов и зеленовато-серых и красновато-коричневых полевошпатово-кварцевых мелкозернистых песчаников и алевролитов с доломитовым и кварцевым цементом. Местами в цементе

присутствуют мелкие кристаллы ангидрита. В составе кластического материала, кроме кварца, постоянно присутствуют полевые шпаты (микроклин, реже плагиоклазы), биотит, бесцветная слюда. Характерно присутствие зерен эффузивных пород кислого и среднего состава

132 м

Перерыв и размыв.

Веденяпинская свита

5. Песчано-конгломератовая толща. Песчаники разнозернистые, плохо отсортированные, полевошпатово-кварцевые, светло-серые, белые с розоватым оттенком и розовато-серые, с прослоями зеленовато-серых и красновато-коричневых аргиллитов. В нижней части песчаники содержат гальку из подстилающих осадочных пород

45 „

6. Нижняя толща переслаивания. 1) нижняя пачка — переслаивание темно-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых и светло-серых глауконитовых кварц-полевошпатовых песчаников и алевролитов. В составе цемента, кроме глинистого материала, присутствуют глауконит, доломит и ангидрит. Абсолютный возраст 60 млн. лет

60 „

2) средняя пачка — аргиллиты темно-серые с редкими прослоями зеленовато-серых мелкозернистых песчаников

30 „

3) верхняя пачка — переслаивание зеленовато-серых глауконитовых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников, с прослоями зеленовато-серых доломитовых мергелей и светло-серых доломитов. Абсолютный возраст (глубина 1404—1396 м) 630 млн. лет (Казаков, Тугаринов, 1963)

58 „

Воронская свита (песчаниковая толща)

7. Песчаники мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, красновато-коричневые, розовато-серые, сиреневые и светло-серые, с глинистым и регенерационным кварцевым цементом, с прослоями красновато-коричневых аргиллитов

30 „

В приведенном разрезе четыре нижних толщи (глубина 2238—1545 м) И. Е. Постниковой были объединены в сердобский комплекс (сердобскую серию). Нижнюю толщу красноцветных песчаников И. Е. Постникова (1955 г.) рассматривала в качестве самостоятельного незаконченного цикла осадконакопления. На основании этого Н. С. Шатский (1955) выделил эту толщу из состава сердобского комплекса под названием каверинской серии. Три верхние толщи сердобского разреза (песчанико-конгломератовая толща, нижняя толща переслаивания и песчаниковая толща), лежащие выше перерыва, принято объединять под названием пачелмской серии (Н. С. Шатский) или пачелмского комплекса (Солонцов, 1959; Стратиграфическая схема досреднедевонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции, 1959). Отмечается циклическое строение как сердобской, так и пачелмской серий. В составе пересыпкинской свиты наблюдается постепенная смена глауконитовых пород карбонатными и глинисто-мергельными образованиями, после которых фиксируется перерыв и размыв. В пределах пачелмской серии песчаниковая толща постепенно сменяется толщей переслаивания, состоящей в основном из аргиллитов и алевролитов. На толще переслаивания снова залегает песчаниковая толща, начинающая собой новый цикл осадконакопления. Таким образом, отложения сердобской серии представляют собой один полный, отложения пачелмской серии — один полный и один неполный циклы седиментации.

Некоторым дополнением к сердобскому разрезу являются разрезы, имеющиеся в Пачелмском районе, в центральной части Рязано-Саратовского прогиба. Здесь верхнепротерозойские отложения полностью пройдены Красноозерской скв. 4, Воронской скв. 10 и Веденяпинской скв. 1. По материалам названных скважин осадочные образования верхнего протерозоя Пачелмского района имеют следующее строение:

Сердобская серия

Пересыпкинская свита

1. Алевролитовая толща. Алевролиты зеленовато-серые и темно-зеленые, глауконитовые, тонкослоистые, с прослоями песчаников и аргиллитов. Залегает с перерывом и размывом на кристаллическом фундаменте до 40 м
2. Карбонатная толща. Доломиты светло-серые, зеленовато-серые и розовато-серые с включением кремней, с прослоями красновато-коричневых доломитовых мергелей, аргиллитов и алевролитов, с онколитами и катаграфиями до 108 „
- Перерыв и размыв.

Пачелмская серия

Веденяпинская свита

3. Песчаниковая толща. Песчаники разнозернистые, кварц-полевошпатовые, светло-серые, розовато-серые и зеленовато-серые 32 „
4. Нижняя толща переслаивания. 1) нижняя пачка — переслаивание темно- и желтовато-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых глауконитовых песчаников и алевролитов до 100 „
- 2) средняя пачка — аргиллиты гидрослюдистые темно-серые до 25—30 „
- 3) верхняя пачка — переслаивание темно-серых и зеленовато-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых и светло-серых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов, в верхней части с прослоями красновато-коричневых песчаников и алевролитов. В верхней части отмечена каолинизация пород (Пистрак, 1953) 25—30 „
- Перерыв.

Воронская свита

- 5.1) нижняя пачка — песчаники кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые, красновато-коричневые, серовато-фиолетовые, с прослоями алевролитов 100 „
- 2) средняя пачка — аргиллиты и алевролиты зеленовато-серые и красновато-коричневые 48—60 „
- 3) верхняя пачка (песчаниковая толща) — песчаники кварц-полевошпатовые и полевошпатово-кварцевые, красновато-коричневые, светло-серые, розовато-серые, с прослоями алевролитов 150—195 „

Красноозерская свита (верхняя толща переслаивания)

6. Переслаивание темно-серых гидрослюдистых аргиллитов и зеленовато-серых, светло-серых, реже розовато-серых кварц-полевошпатовых и полевошпатово-кварцевых алевролитов и песчаников до 190 „

Как видно из приведенных данных, пачелмский разрез отличается от сердобского, с одной стороны, отсутствием в составе сердобской серии базальной красноцветной толщи песчаников каверинской свиты и терригенно-карбонатной толщи пересыпкинской свиты, с другой стороны, присутствием верхней сероцветной толщи переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов, завершающей пачелмскую серию.

Объединенные разрезы Сердобской и Пачелмских скважин могут быть приняты за сводный разрез для вскрытой части древнейших осадочных толщ (сердобская и пачелмская серии Рязано-Саратовского прогиба).

Стратиграфические аналоги большинства толщ сердобского и пачелмского разрезов четко выделяются и в других районах этого прогиба.

Разрез Пугачевской скв. 10 (Саратовское Заволжье) легко сопоставляется с разрезом Сердобской скважины. По данным М. Г. Кондратьевой и Т. И. Федоровой (1955), Н. И. Усковой (1954—1955 гг.), Ц. Н. Питковской (1960), в этом разрезе на глубине 2206—1765 м могут быть выделены четыре толщи (снизу вверх): преимущественно песчаниковая в верхней части, существенно обогащенная глаукони-

том (2206—2042 м), карбонатная (2042—1870 м), преимущественно песчаниковая, богатая глауконитом (1870—1810 м) и аргиллитовая (1810—1765 м).

Сходство пугачевского разреза с сердобским состоит в том, что толща карбонатных пород в обоих разрезах располагается между двумя толщами с обильным количеством глауконита.

Кроме Пугачевского района, карбонатная толща в Саратовском левобережье вскрыта на Дубовогайской площади, где она также перекрыта веденяпинской свитой терригенных пород. На Давыдовской и Советской площадях пока вскрыта бурением лишь пачелмская серия мощностью до 163 м.

В пределах Саратовского правобережья (Казанла, Елшанка, Ириновка, Тепловка, Малиновый Овраг, Сокур, Соколова гора) отложения, подстилающие средний девон, повсеместно представлены толщей красноцветных, обычно плохо отсортированных кварцевых и полевошпатово-кварцевых, нередко кварцитовидных песчаников, содержащих прослой алевролитов, аргиллитов, гравелитов. В районе Казанлов в этой толще обнаружены чешуи рыб из рода *Porolepis*, а в районе Елшанки остатки псилофитовой флоры. На основании этих данных указанная толща красноцветных песчаников в районе Казанлов была выделена в казанлинскую свиту и отнесена к нижнему девону. Однако это определение возраста не должно распространяться на всю толщу красноцветных песчаных образований перечисленных площадей Саратовского правобережья, так как последняя по литологическим особенностям (преимущественно красная окраска пород, широкое развитие неравномернозернистых песчаников с очень плохой сортировкой обломочного материала, существенная роль кварцевых разностей песчаников, хорошая цементация пород, отсутствие фауны и т. д.) обнаруживает большое сходство с каверинской толщей района Сердобска, которой она, очевидно, и соответствует. Об этом свидетельствует и ее большая мощность (более 600 м), а также вскрытие аналогичных красноцветных кварцитовидных песчаников и на ряде площадей Саратовского левобережья (Марьевка, Балаково, Пугачев). При этом в районе Пугачева, как и в Сердобске, красноцветные кварцитовидные песчаники лежат под глауконитовыми породами с абсолютным возрастом 898—750 млн. лет. К нижнему девону — казанлинской свите могут быть отнесены лишь красноцветные песчаные образования наиболее северных районов Саратовского правобережья (стратотипический разрез скв. 7 Казанлы и соседние с ним разрезы, содержащие достоверные остатки девонских рыб).

Верхнепротерозойские отложения северо-западной зоны Рязано-Саратовского прогиба наиболее детально изучены (З. П. Иванова, 1951 г.; Толстихина, 1956; Клевцова и Солонцов, 1961) по Морсовской скважине. Здесь установлена (глубина 1754—951 м) следующая последовательность напластования снизу вверх:

Сердобская серия

1. Переслаивание темно-серых, красновато-коричневых и зеленовато-серых аргиллитов и светло-серых алевролитов, с прослоями разнозернистых фиолетово-серых и красновато-коричневых кварц-полевошпатовых песчаников и с единичными прослоями известняка. В основании зеленовато-серые глауконито-кварцевые песчаники с глинистым цементом. Абсолютный возраст (глубина 1754 м) 807 млн. лет (Казанов, Тугаринов, 1963) вскрытая 84 м Перерыв.

Пачелмская серия

Воронская свита (песчаниковая толща)

2. 1) нижняя пачка — песчаники мелко- и среднезернистые, часто разнозернистые, кварц-полевошпатовые, красновато-коричневые и фиолетово-серые 125 м
- 2) средняя пачка — аргиллиты алевроитовые и алевролиты глинистые, зеленовато-серые и фиолетово-серые, с прослоями песчаников 60 „
- 3) верхняя пачка — песчаники мелко- и среднезернистые, кварц-полевошпатовые, красновато-коричневые, с прослоями алевролитов 55 „

Красноозерская свита (верхняя толща переслаивания)

3. Переслаивание темно-серых аргиллитов и серых алевролитов. В верхней части пачка коричневых аргиллитов. Местами породы в значительном количестве содержат органическое вещество 60 „
- Перерыв и размыв.

Волинская серия

4. Песчаниковая толща. Песчаники грубозернистые, светло-серые и зеленовато-серые и розовато-серые 35 „
5. Туфогенно-осадочная толща. 1) переслаивание темно-серых, зеленовато-серых, реже темно-коричневых аргиллитов и светло-серых и зеленовато-серых алевролитов и песчаников. В средней части отмечен прослой песчаного алевролита со значительным содержанием туфогенного материала 64 „
- 2) алевролиты и мелкозернистые песчаники темно-коричневые, темно-серые с фиолетовым оттенком, туфогенные с хлоритовым, доломитовым и хлорито-доломитовым цементом. Туфогенный материал состоит из изотропных зерен вулканического стекла и сильно разрушенных эффузивных пород 16 „
- Перерыв и размыв.

Валдайская серия

Нижневалдайская свита.

6. Песчаники грубозернистые и конгломераты зеленовато-серые. Конгломераты состоят из зерен кварца, кварцитов и реже эффузивных пород 6 „
7. Аргиллиты коричневые, реже зеленовато-серые, с редкими прослоями сидеритовых мергелей. В аргиллитах отмечается незначительная примесь обломочного материала 46 „
8. Аргиллиты темно-серые и зеленовато-серые, реже темно-коричневые, в разной степени алевроитовые, с прослоями аргиллитов со значительным содержанием органического вещества и полевошпатово-кварцевых песчаников и алевролитов 53 „

Верхневалдайская свита

9. Аргиллиты темно-серые и голубовато-серые, тонкослоистые, с прослоями светло-серых и зеленовато-серых полевошпатово-кварцевых алевролитов и реже песчаников, с редкими прослоями известняков и доломитов и аргиллитов со значительным содержанием органического вещества. Песчаники и алевролиты развиты преимущественно в нижней части толщи 199 „

В приведенном разрезе хорошо выделяется толща красноцветных полевошпатовых песчаников воронской свиты, содержащая в средней части, как и в районе Пачелмы, пачку аргиллитов и алевролитов.

Воронские красноцветные песчаники являются маркирующей толщей пачелмских отложений в пределах всего Рязано-Саратовского прогиба; благодаря ей облегчается корреляция верхнепротерозойских отложений северо-западной и юго-восточной его зон (рис. 19).

И в морсовском и пачелмском разрезах выше воронской свиты красноцветных кварц-полевошпатовых песчаников залегает толща переслаивания темно-серых аргиллитов и зеленовато-серых и светло-серых песчаников и алевролитов (красноозерская свита). Ниже воронских красноцветных песчаников в морсовском разрезе наблюдаются глауконитовые песчаники (переслаиваются с аргиллитами); по литологическим особенностям песчаники сходны с нижней толщей пере-

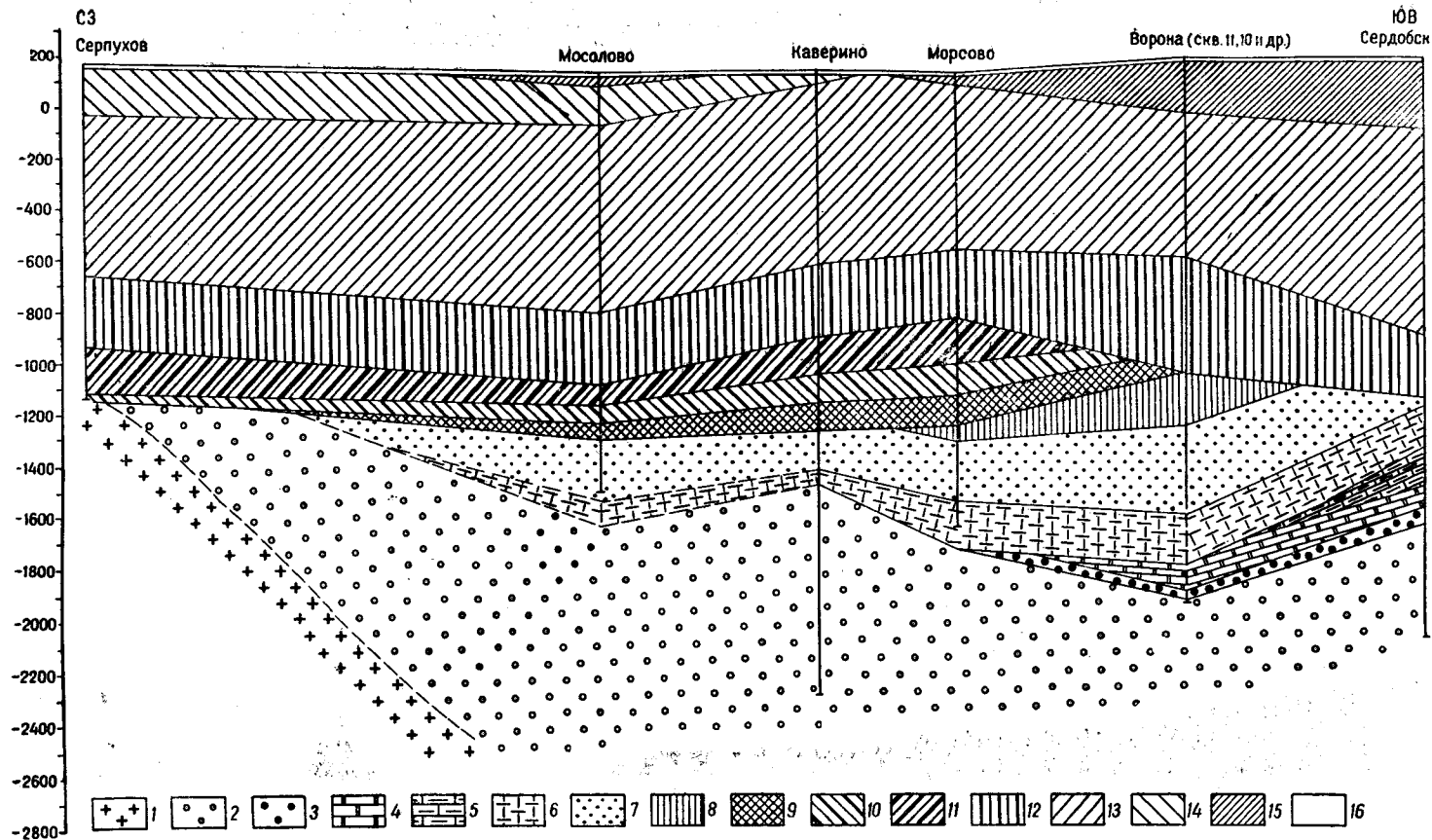


Рис. 19. Схематический геологический профиль вдоль Рязано-Саратовского (Пачелмского) прогиба. По А. А. Клевцовой и Л. Ф. Солонцову
 1 — кристаллический фундамент; 2 — каверинская свита; 3 — толща глауконитовых песчаников пересыпкинской свиты; 4 — карбонатная толща пересыпкинской свиты; 5 — терригенно-карбонатная толща пересыпкинской свиты; 6 — веденяпинская свита (нижняя толща переслаивания); 7 — воронская свита (песчаниковая толща); 8 — красноозерская свита (верхняя толща переслаивания); 9 — вольнская серия; 10 — нижевалдайская свита; 11 — верхневалдайская свита; 12 — средний девон; 13 — верхний девон; 14 — карбон; 15 — мезозой; 16 — четвертичные отложения

слаивания пачелмской серии сердобского и пачелмского разрезов; по значениям же абсолютного возраста их следует относить к пересыпкинской свите.

В районе Пачелмы, как и во всей юго-восточной зоне Рязано-Саратовского прогиба, пачелмские образования залегают непосредственно под базальными песчаниками среднего девона. В районе же Морсово между пачелмскими и базальными песчаниками среднего девона, как видно из приведенного разреза, появляются более молодые, чем пачелмские, досреднедевонские серии. Нижняя из этих серий по литологическим особенностям, строению, минеральному составу и условиям залегания весьма сходна с волынской серией западных областей Русской платформы, особенно с волынской серией южной и центральной Белоруссии, которой она и соответствует (А. С. Махнач, 1958 г.; Иванова, Веселовская, Клевцова, 1959; Клевцова, Солонцов, 1960, 1961; Клевцова, 1963; М. М. Толстихина, 1963 г.).

На волынскую серию в Белоруссии с размывом налегают песчано-глинистые отложения валдайской серии. На туфогенно-осадочных породах Морсово (также с размывом) залегают серия песчано-глинистых пород, сходная по литолого-стратиграфическим особенностям с валдайской серией Подмосковья. В средней части обеих сравниваемых серий хорошо выделяется толща песчаников, благодаря чему серия делится на нижне- и верхневалдайскую свиты.

Таким образом, отличительными особенностями морсовского разреза является присутствие в нем, кроме сердобской и пачелмской серий, более молодых волынской и валдайской серий.

Сходное строение отложения верхнего протерозоя имеют и в более северных разрезах Рязано-Саратовского прогиба (Мосолово, Каверино, Зубова Поляна). Отличительными особенностями последних является отсутствие в них в составе пачелмской серии верхней толщи переслаивания (красноозерская свита). Кроме того, в районе Каверино и Зубовой Поляны непосредственно под пачелмскими отложениями вскрыта каверинская свита. Абсолютный возраст глауконитовых пород сердобской серии в районе Зубовой Поляны (интервал 1377,8—1367,7 м) 800 млн. лет (Казаков и Тугаринов, 1963).

Следует отметить, что песчаные отложения каверинской свиты районов Каверино и Сердобска по литологическим особенностям имеют некоторые различия. В районе Каверино они являются преимущественно красновато-коричневыми, рыхлыми, в районе Сердобска в большинстве случаев представлены сцементированными разностями, окрашенными преимущественно в розовые тона.

По данным П. С. Хохлова (1961), в Рязано-Саратовском прогибе кровля кристаллического фундамента местами погружается на глубину до 3000 м. Каверинская и Сердобская скважины не вышли из каверинских отложений на глубинах соответственно 2444 и 2200 м, пройдя по ним 818 и 448 м. Приведенные данные позволяют предполагать, что мощность каверинских отложений в пределах Рязано-Саратовского прогиба местами может достигать 1000—1500 м.

Московская синеклиза. В осевой зоне Московской синеклизы, где по данным В. П. Преображенского, Н. А. Громович и Л. С. Солохиной, основным на геофизических расчетах, поверхность кристаллического фундамента опущена на глубину до минус 3,5—4 км, поверх мощной толщи верхнепротерозойских отложений наблюдается комплекс балтийской серии нижнего кембрия. Кровля последней в районах Солигалича и Шарьи залегают соответственно на абсолютных отметках минус 1548 и 2075 м.

К юго-востоку от осевой зоны Московской синеклизы, в сторону Среднего Поволжья, наблюдается подъем поверхности кристаллического фундамента, сокращение мощности и срезание верхних частей древних осадочных толщ. Районы юго-восточного склона Московской синеклизы характеризуются размывом отложений балтийской серии нижнего кембрия, а в наиболее приподнятых частях и верхней части валдайской серии.

Верхнепротерозойские отложения на юго-восточном склоне Московской синеклизы пройдены в районах Непейцина, Балахны, Горького и Опарино. Одним из наиболее полных разрезов является Непейцинский (в 60 км к юго-востоку от г. Владимира). В этом разрезе З. П. Ивановой и М. М. Толстихиной (1956 г.) и Л. Ф. Солонцовым выше кристаллического фундамента на глубине 1659,6—1285 м выделены следующие толщи пород¹:

Волынская серия

- 1. Песчаниковая толща. Песчаники разнозернистые полевошпатово-кварцевые, реже кварц-полевошпатовые, большей частью тонкослоистые, в нижней части с галькой кварца, полевых шпатов и метаморфических сланцев, с глинистым и карбонатным цементом, с прослоями алевролитов и аргиллитов. Породы характеризуются высоким содержанием слюд и граната 88 м
- 2. Туфогенно-осадочная толща. Алевролиты туфогенные, фиолетово-коричневые, с вертикальными трещинами, выполненными баритом, с прослоями аргиллитов и песчаников 31,5 „

Валдайская серия

Нижневалдайская свита

- 3. Аргиллиты красновато-коричневые, тонкослоистые, в верхней части темно-серые, сильно обогащенные органическим веществом. Отличаются бедностью содержания устойчивых минералов 37 „
- Внутриформационный перерыв и размыв.
- Верхневалдайская свита
- 4. Аргиллиты и сланцеватые глины зеленовато-серые и коричневатосерые, тонкослоистые, с тонкими прослоями алевролитов и сидеритовых мергелей, со значительными скоплениями пирита и тонких бурых пленок органического вещества 123 „
- 5. Переслаивание зеленовато-серых и красновато-коричневых аргиллитов и полевошпатово-кварцевых алевролитов с глинистым и железистым цементом 95 „

По строению и литологическим особенностям древнейшие отложения приведенного разреза сходны с волюно-валдайскими образованиями морсовского разреза. В основании тех и других в обоих разрезах залегают песчаники с высоким содержанием граната, перекрытые туфогенными породами (волынская серия). Выше и в том и другом случае лежат красновато-коричневые аргиллиты, вверх по разрезу переходящие в темно-серые аргиллиты, сильно обогащенные органическим веществом (нижневалдайская свита). В обоих разрезах эти аргиллиты бедны устойчивыми минералами (циркон, турмалин, гранат). Верхняя часть разреза как в Морсовском, так и в Непейцинском районах характеризуется общим увеличением процентного содержания всех устойчивых (циркон, турмалин, гранат, рутил) минералов и анатаза. В обоих районах содержание последнего особенно резко возрастает в самой верхней части разреза.

Древнейшие осадочные отложения по Горьковской опорной скважине описаны З. П. Ивановой и А. А. Клевцовой (Толстихина, 1956). В составе этих отложений указанными исследователями над гранито-гнейсами с корой выветривания (в интервале 1686,7—1565 м) выделены три толщи.

¹ Возрастная интерпретация разреза дана по Л. Ф. Солонцову.

Горьковский разрез отличается от непейцинского отсутствием туфогенно-осадочной волынской серии. Базальную песчаниковую толщу и перекрывающие ее толщи темно-серых и темно-коричневых аргиллитов горьковского разреза по их стратиграфическому положению и литолого-минералогическим особенностям (окраска пород, бедная ассоциация тяжелых минералов, высокое содержание слюд и др.) следует сопоставлять с нижневалдайской свитой районов Непейцино и Морсово.

Двучленное строение валдайских отложений отмечается и в районах Балахны и Опарино (Горошкова, Иванова и др., 1960). Мощность нижневалдайской свиты в этих районах соответственно равна 191 и 119 м и верхневалдайской 144 и 146 м.

В отличие от горьковского разреза в опаринском разрезе между кристаллическим фундаментом и валдайской серией залегает 11-метровая пачка буровато-коричневых гравелитов, состоящих из неокатанных и окатанных обломков кварца и кристаллических пород. По литологическим особенностям гравелиты сходны с каверинскими образованиями Рязано-Саратовского прогиба.

Отсутствие по юго-восточному склону Московской синеклизы отложений балтийской серии и возможность выделения здесь среди древних толщ лишь образований валдайских седиментационных циклов было признано в решениях Всесоюзного совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего докембрия и палеозоя Русской платформы в 1962 г. Ранее этого М. М. Толстихина (1956), В. К. Соловьев (1958 г.) и некоторые другие исследователи на юго-восточном крыле Московской синеклизы (Балахна, Горький, Опарино) выделяли отложения не только валдайского, но и балтийского циклов седиментации.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Имеющиеся данные позволяют наметить лишь в самых общих чертах основы геологической истории территории Среднего Поволжья и Прикамья в верхнепротерозойское время.

Во время накопления осадков иотния (юлово-ишимская свита и ее аналоги) эта территория представляла собой континент, сложенный в основном кристаллическими породами архея и нижнего протерозоя. Продукты размыва кристаллических пород во время предияотнийского перерыва подвергались неоднократному переотложению. Поэтому случайно юлово-ишимские песчаные образования имеют существенно кварцевый состав.

Подобно иотнийским образованиям Балтийского щита, юлово-ишимские образования, по-видимому, следует причислять к поздним молассам, т. е. к образованиям, возникшим после складкообразования и характеризующим собой широкие пространства равнин — платформы.

В последующее время иотнийские образования были в значительной степени размыты. Об этом говорит постоянное присутствие обломков кварцитов иотнийского облика в боровской свите Сергиевско-Абдулинской впадины и в каверинской свите Рязано-Саратовского прогиба.

Отложения верхнего протерозоя восточной части Русской платформы имеют сходное строение с отложениями верхнего протерозоя западного склона Южного Урала. Для обоих регионов синхронно также большинство перерывов в осадконакоплении. Вполне сопоставимы даже и мощности синхроничных толщ. Много общего имеется в строении разрезов верхнего протерозоя западной и восточной частей Среднего Поволжья и Прикамья. Подобного рода сходство разрезов свидетельствует об общности колебательных движений в верхнепротерозойское время на обширной территории указанных регионов.

Характерной чертой верхнепротерозойского осадконакопления является его циклический характер. Всего в отложениях верхнего протерозоя Среднего Поволжья и Прикамья четко отражены четыре крупных цикла седиментации. Каждый из циклов начинается грубообломочными кластическими породами (песчаники, иногда конгломераты) и завершается преимущественно алеврито-глинистыми или карбонатными. Отложения мегациклов отделены друг от друга перерывами и несогласиями, а мезоциклов только перерывами.

Характерной особенностью большинства верхнепротерозойских циклов является наличие в основании мощных красноцветных толщ песчаников, окраска которых обусловлена главным образом гидроокислами железа. Это свидетельствует о размыве и переотложении в начале седиментационных циклов древних кор выветривания. В то же время отложения каждого цикла имеют черты, свойственные лишь данному циклу и не повторяющиеся в других.

Накоплению верхнепротерозойских осадков предшествовали глыбовые раздробления фундамента, сопровождающиеся местами метасоматической гранитизацией слагающих его образований. Глыбовые раздробления привели к образованию в теле эпикарельского кристаллического основания Среднего Поволжья и Прикамья и прилегающих районов относительно узких, линейно вытянутых грабенообразных прогибов (тектонических рвов), протягивающихся на многие сотни километров. Такие тектонические рвы Н. С. Шатский назвал авлакогенами.

К категории грабенообразных прогибов в пределах рассматриваемой территории принадлежат Сергиевско-Абдулинский, Казанско-Кажимский, Рязано-Саратовский, а также Камско-Бельский (Калтасинский) в пределах Верхнекамской впадины.

Кроме того, глубоким бурением выявлен еще ряд более мелких грабенообразных прогибов рифейского заложения. Так, в Камско-Бельский авлакоген открываются Кокарский и Варзятчинский прогибы, в Рязано-Саратовский — Пугачевский. В Сергиевско-Абдулинский авлакоген, видимо, открывался Алькеевский прогиб.

Авлакогены, четко оформившиеся в виде узких прогибов во время накопления осадков нижекалтасинской подсвиты и ее аналогов, в дальнейшем своем развитии превращаются в широкие депрессии, некоторые из них приобрели характер синеклиз (Московская, Верхнекамская и др.). Значительное расширение авлакогенов стало происходить уже в верхнебавлинское (пачелмское) и валдайское время. Расширение Сергиевско-Абдулинского авлакогена намечилось еще в серафимовское время.

Авлакогены характеризуются накоплением в них верхнепротерозойских терригенных и карбонатных отложений максимальных мощностей. Первый крупный седиментационный цикл в них начинается отложениями нижекалтасинской подсвиты, сложенной в основном песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов. Нижекалтасинские отложения представляют собой осадки континентальных фаций аллювиально-дельтового типа. Это доказывается крайним непостоянством их мощностей, нередко плохой отсортированностью песчаного материала (иногда с добавкой гравия и гальки), совместным нахождением обломков разной окатанности, нередко отсутствием в песчаниках слоистости либо в большинстве случаев косою слоистостью, а также широким развитием каолинового цемента и красновато-коричневой окраски. О водноосадочном происхождении отложений нижней части нижекалтасинской подсвиты и ее аналогов свидетельствует присутствие в составе цемента песчаников карбонат-

ных минералов, а также наличие среди них микро- и тонкослоистых аргиллитов и алевролитов.

В дальнейшем континентальные песчаные отложения сменились мелководными морскими глинисто-алевролитовыми осадками (верхняя часть нижнекалтасинской подсвиты). Морское происхождение отложений верхней части нижнекалтасинской подсвиты (Серафимовка, Арлан, Орьбаш и др.) подтверждается их правильной и тонкой слоистостью и присутствием в них аутигенного глауконита.

По мере развития трансгрессии глинисто-алевритовые осадки сменились преимущественно доломитовыми отложениями (верхнекалтасинская подсвита).

Доломиты, преимущественно микрозернистые и тонкозернистые, вероятно, образовались в мелководном морском бассейне путем прямого химического осаждения в окислительной среде в условиях жаркого климата. На мелководный характер накопления доломитов указывает нередко обилие в них глинисто-алевритового и песчаного материала (песчаные доломиты, глинистые доломиты, мергели).

Второй крупный седиментационный цикл начинается отложениями серафимовской свиты, характерной особенностью которой является неоднократное чередование в ней пачек песчаников с пачками аргиллитов и глинистых алевролитов. В нижней части серафимовские отложения содержат беспорядочно рассеянные обломки пород и минералов гравийной и галечной размерности. Отложение этих прибрежных мелководных осадков знаменует собой начало новой трансгрессии моря со стороны Урала.

Залегание серафимовской свиты не только на калтасинских образованиях, но местами непосредственно и на архейских породах, видимо, свидетельствует о более широком распространении серафимовского моря, чем верхнекалтасинского.

О морском происхождении серафимовских отложений говорят наблюдаемые в них всюду тонкая правильная слоистость, наличие зерен аутигенного глауконита, широкое развитие песчаников и алевролитов, карбонатный цемент, присутствие иногда среди аргиллитов и глинистых алевролитов тонких прослоев доломитовых мергелей.

В начале леонидовского времени наблюдается значительное обмеление морского бассейна и усиление приноса терригенного материала. Поднятия морского дна привели к смене морских серафимовских осадков аллювиально-дельтовыми песчаными отложениями леонидовской свиты, характеризующимися мономинеральным кварцевым составом, широким развитием каолинитового цемента и преимущественно красновато-коричневой окраски.

В Предуральском прогибе серафимовско-леонидовские отложения постепенно сменяются глинистыми и карбонатно-глинистыми отложениями катавской свиты. В пределах Среднего Поволжья и Прикамья аналоги катавской свиты пока не установлены. В восточной части этой территории не установлены также и аналоги более молодого инзерского цикла седиментации. Возможно, что отложения этого возраста здесь имелись, но были смыты в предверхнебавлинское время. В пользу этого предположения говорит, в частности, присутствие аналога южноуральской инзерской серии в юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба и в Саратовском Заволжье (пересыпкинская свита). Морское происхождение отложений пересыпкинской свиты не вызывает сомнений. Это доказывается обилием глауконита в нижней ее части и широким развитием карбонатных пород с онколитами и катаграфиями в верхней. Морская трансгрессия пересыпкинского времени могла быть только со стороны западного склона Южного Урала,

поскольку в северо-западной части Рязано-Саратовского прогиба и в Московской синеклизе пересыпкинских отложений нет.

Третий крупный цикл седиментации начинается песчаниками и конгломератами нижнекаировской подсвиты и ее аналогов (нижняя толща веденяпинской свиты). Накопление нижнекаировских осадков происходило в условиях вновь наступавшего (со стороны Урала) моря.

Во время отложения осадков нижней толщи переслаивания каировской свиты и ее аналогов (верхняя толща веденяпинской и редкинской свит) описываемая область прогибалась, бассейн становился относительно глубоководным, в нем накапливался тонкий терригенный материал преимущественно в восстановительных условиях.

В предшкаповское время имели место новые поднятия, что привело к постепенному обмелению бассейна, местами его осушению и частичному размыву каировских отложений.

После кратковременного перерыва вновь наступило опускание, следствием чего явилось накопление алевроито-песчаных осадков нижнешкаповской подсвиты и ее аналогов (воронской свиты). При дальнейшем развитии опусканий происходило осаждение тонкого терригенного материала верхней толщи переслаивания шкаповской и красноозерской свит.

Четвертый крупный цикл седиментации начинается плохо отсортированными кварц-полевошпатовыми песчаниками волинской серии, содержащими почти не окатанные гравий и гальку.

Вышележащие валдайские образования, сформировавшиеся во время двух мезоциклов седиментации, отлагались в обширном водном бассейне, видимо, трансгрессировавшим в пределы Московской синеклизы и северо-западную зону Рязано-Саратовского прогиба с севера.

Одним из основных источников терригенного материала всех вышеописанных свит служил Волго-Камский кристаллический щит. Это доказывается постепенным уменьшением крупности терригенного материала и уменьшением количества прослоев песчаников по мере удаления от этого щита.

В послевалдайское время вся территория Среднего Поволжья и Прикамья представляла собой сушу, подвергавшуюся размыву до начала отложения осадков среднего девона.

Из нерешенных вопросов стратиграфии древних толщ Поволжья и Прикамья одним из основных является вопрос о возрасте свит нижнебавлинской серии. Верхнепротерозойский (рифейский) возраст ее в целом в настоящее время не вызывает сомнений. Однако одними исследователями калтасинская и серафимовская свиты этой серии относятся к среднему рифею, а леонидовская свита к верхнему рифею. Другие же исследователи приписывают верхнерифейский возраст всей нижнебавлинской серии. Третьи к среднему рифею причисляют лишь калтасинскую свиту, а серафимовскую и леонидовскую свиты относят к верхнему рифею. По последним данным Г. А. Казакова (1964 г.) калтасинская свита Верхнекамской впадины (абсолютный возраст 1515 млн. лет) должна быть отнесена к нижнему рифею, а калтасинская свита Серафимовского района — к среднему рифею. Эти выводы, видимо, являются более правильными.

Нет единства взглядов среди исследователей и по вопросу возраста верхнебавлинских отложений. Эти отложения то сопоставляются с вольно-валдайскими образованиями западных и центральных районов платформы, то считаются более древними, а иногда даже и более молодыми, чем последние.

Решение всех этих вопросов имеет большое значение для выяснения объемов среднего и верхнего рифея и вендского комплекса на Рус-

ской платформе. Оно возможно лишь на основании изучения литологических особенностей, минерального состава, органических остатков бавлинских отложений восточных районов и их аналогов в западных районах Поволжья и Прикамья, а также детального изучения взаимоотношений отдельных свит между собой и дополнительных определений абсолютного возраста верхнепротерозойских пород. Требуют дальнейшего изучения и закономерности палеотектоники верхнего протерозоя.

Решение этих вопросов имеет не только теоретическое значение, но и большое практическое, особенно для поисков в верхнепротерозойских отложениях месторождений нефти и газа.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения на территории Поволжья и Прикамья развиты почти повсеместно, за исключением некоторых северных районов, где они оказались размытыми в последдевонское время (излучина р. Вятки в районе д. Воронье, скв. 12 и Воротиловский выступ). Полнота разрезов девонских отложений и их мощности находятся в соответствии с древним структурным планом территории. Наибольшие мощности и более полные разрезы характеризуют древние впадины (Рязано-Саратовский прогиб, Казанско-Кажимский прогиб, отчасти Сергиевско-Абдулинская впадина и др.). На большей части Поволжья мощность отложений изменяется в пределах 500—1000 м (рис. 20). Залегают девонские отложения или на породах кристаллического фундамента или на осадочных толщах рифейского и вендского возраста. Каменноугольные отложения залегают местами

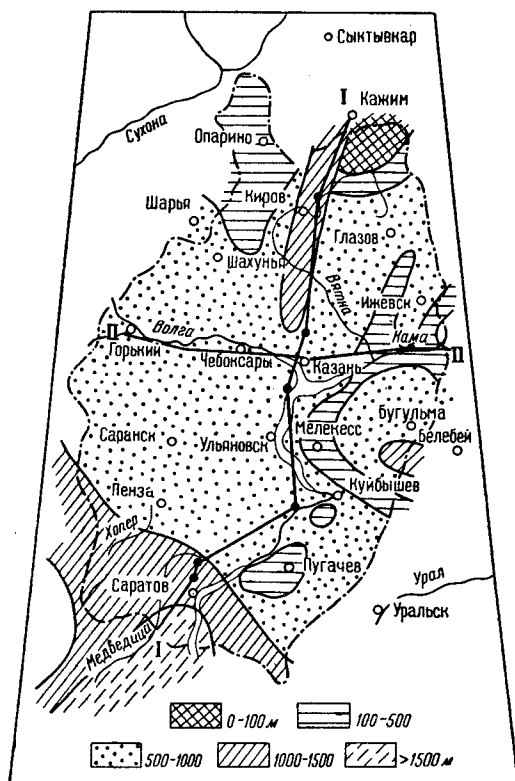


Рис. 20. Схематическая карта изменения мощностей девонских отложений
I—I, II—II — линии сопоставления разрезов

на девонских трансгрессивно, иногда (север и запад описываемой территории) со значительным стратиграфическим несогласием.

Глубина залегания кровли девонских отложений определяется современным структурным планом территории Поволжья — ее региональным наклоном на восток, а также частично на юг и на север. Наиболее близко к поверхности они залегают на склоне Воронежского свода и в западной части Рязано-Саратовского прогиба, где вскрываются на глубине менее 100 м. В центральной части Токмовского свода, в Рязано-Саратовском прогибе и в южной части Московской синеклизы глубина увеличивается до 500 м. В пределах восточной части Токмовского свода, юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба, на склонах Жигулевско-Пугачевского свода, а также в Мелекесской впадине и на

Котельничском своде девонские отложения залегают на глубине 1000—1500 м. К востоку от р. Волги, на отдельных участках Татарского свода, кровля девонских отложений несколько воздымается — до 1000 м. В северном направлении от Татарского свода, в Верхнекамской впадине и сопряженных с ней структурах глубина залегания кровли девона вновь возрастает до 1500—2000 м. Наиболее значительное погружение (до 2000—3000 м и более) кровля девонских отложений испытывает в направлении к Прикаспийской синеклизе (рис. 21).

Систематическое изучение девонских отложений на рассматриваемой территории было начато в конце 30-х — начале 40-х годов в связи с постановкой здесь глубокого бурения. Первыми скважинами, вскрывшими девонские отложения, явились Сызранская 49, Вожгальская 1 и расположенная вблизи восточной границы территории Ардатовская 1.

К тому времени уже имелись достаточно хорошо разработанные схемы стратиграфии девонских отложений для Центрального девонского поля (Д. В. Наливкин, Б. П. Марковский, В. Н. Крестовников и др.), Южного Тимана (Д. В. Наливкин, Н. Н. Тихонович и др.) и западного склона Урала (Д. В. Наливкин, Б. П. Марковский и др.), которые и легли в основу стратиграфического подразделения разрезов девона названных скважин.

Разрез Сызранской скв. 49, изученный Н. Н. Соколовой, был расчленен на отложения живетского, франского и фаменского ярусов и более дробно на слои и свиты, применительно к схеме Центрального девонского поля.

Разрез девона Вожгальской скважины был впервые изучен Н. П. Малаховой (1941₂), установившей здесь наличие отложений франского и фаменского ярусов, которые в свою очередь были подразделены на свиты и толщи в основном применительно к схеме Южного Тимана.

Пройденные позднее более древние отложения изучены М. Ф. Филипповой (1945 г.), выделившей здесь ниже поддоманика известково-глинисто-сланцевую и алевроито-песчаниковую толщи; последняя была отнесена целиком к живетскому ярусу.

Девонские отложения Ардатовской скважины изучены В. А. Балаевым (1940) и независимо от него Е. А. Граблиным, М. В. Мальцевым и др. (1940).

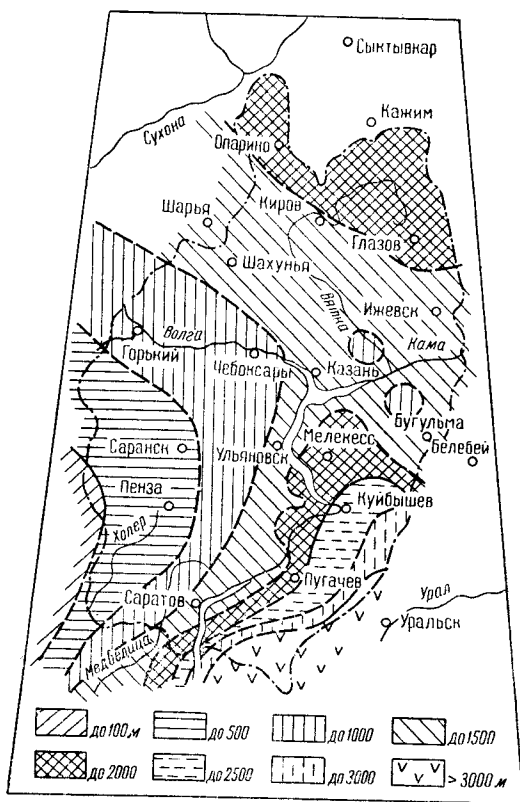


Рис. 21. Схематическая карта глубин кровли девонских отложений

В 1942 г. Тепловской скважиной был впервые вскрыт разрез девонских отложений в Саратовской области. Н. Н. Тихонович, давший первое расчленение вскрытой 500-метровой части разреза, установил здесь наличие отложений фаменского и верхней части франского ярусов. В первом он выделил толщу данково-лебедянских доломитов (173 м) и нижнефаменских известняков (75 м); остальная часть разреза была отнесена в основном к верхнефранским отложениям (зона с теодоссиями), ниже которых выделены петинские слои (глины с лингулами) и семилукские слои.

Более полные данные о разрезе девона в Саратовской области получены в 1944 г. В это время В. П. Бархатовой и М. Г. Кондратьевой в разрезе девонских отложений Тепловки ниже семилукских слоев были выделены шигровская свита (120 м) и отложения среднего девона. К последним В. П. Бархатова отнесла все терригенные образования, залегающие непосредственно ниже карбонатной толщи франского яруса.

В 1944 г. открыты первые месторождения нефти в девонских отложениях Поволжья. С этого времени темпы изучения этих отложений резко нарастают. Уже в 1945 г. В. Н. Тихим на основании изучения девонских отложений Самарской Луки (Яблонный Овраг, Сызрань) и Тепловки даны фациально-палеогеографическая и палеотектоническая характеристики этих районов в девонское время. В разрезе терригенной толщи он выделил не только живетские, но и нижнефранские продуктивные яблоновские слои, которые условно сопоставил с пашийской свитой Урала и с нижней частью шигровских слоев платформы.

В 40-х годах началось систематическое изучение девонских отложений на востоке Самарской Луки, в Куйбышевском Заволжье, на юго-востоке Татарии, в южной Удмуртии, а также в соседних районах Башкирии. В 1945—1949 гг. А. А. Трофимуком, М. Ф. Микрюковым, А. Я. Виссарионовой, К. Р. Тимергазиным, В. А. Долицким, Д. Ф. Шаповым и другими были разработаны основные положения стратиграфии девонских отложений Гуймазинско-Бавлинского района. В их составе выделены отложения живетского и франского ярусов, подразделенные более подробно на свиты, горизонты и пачки. Схема была использована и при расчленении разрезов девона Шугурова, Ромашкина и других районов юго-восточной Татарии (Елисеев и др.).

В те же годы детальная схема стратиграфии разработана и для девонских отложений Куйбышевского Заволжья и Поволжья (М. Г. Кондратьева, С. И. Новожилова, Е. Г. Шаралова и др.).

М. Г. Кондратьевой, Т. И. Федоровой, В. А. Балаевым, З. В. Спициной и другими с учетом новых материалов также были значительно детализированы представления о строении разреза нижней терригенной толщи девона Саратовской области.

В 1947 г. А. А. Апродовой и Н. И. Пьянковой получены первые данные о девонских отложениях Южной Удмуртии.

Таким образом, к концу сороковых годов были разработаны местные стратиграфические схемы девона для большинства районов Поволжья. Значение этих местных схем состояло в том, что в них детализировано строение терригенной толщи девона, а это имело большое практическое значение в связи с наличием в этой толще залежей нефти.

Одна из первых попыток корреляции разрезов девонских отложений разных районов Волго-Уральской области принадлежит В. Н. Тихому, который уточнил стратиграфические схемы местных геологов (Тихий, 1948, 1951) и дал сравнительную характеристику разрезов девона Поволжья и Заволжья.

Из других сводных работ по девонским отложениям Поволжья, появившихся в конце 40-х годов, следует назвать работы С. Г. Саркисяна и Г. И. Теодоровича (1949), Н. Н. Тихоновича (1951), А. А. Бакирова (1948, 1949) и др.

В 1950 г. во ВНИГРИ состоялось первое совещание по созданию унифицированной схемы расчленения девона и увязке разрезов девона западного склона Урала и восточной части платформы. В разработанной совещанием схеме нашли отражение для Волго-Уральской области лишь два района — Самарская Лука и Саратовское Поволжье. Разрезы девонских отложений этих районов были сопоставлены с разрезами девона Центрального поля, восточных районов платформы и Южного Урала.

К 1950—1951 гг. получены новые материалы по центральным районам платформы в результате начавшегося здесь в 1947 г. опорного бурения. Изучение девонских отложений опорных скважин сотрудниками ВНИГНИ (М. Ф. Филиппова, В. П. Маслов, А. И. Ляшенко, Н. И. Соколова, С. М. Аронова и др.), ВСЕГЕИ (Б. П. Марковский, М. М. Толстихина), Средне-Волжского геологического управления (Т. Н. Кондратьева, С. К. Жадченко), ГИН АН СССР (М. А. Ратеев, Е. А. Рейтлингер, В. Н. Крестовников, С. Н. Наумова и др.), ВНИИГАЗ (Р. М. Пистрак и др.), ВНИИ (Л. Н. Егорова, Н. Г. Пыхова и др.), СГПК (С. В. Тихомиров и др.) дало возможность значительно детализировать, уточнить, а в ряде случаев и дополнить схему стратиграфии девона центральных районов платформы.

Одновременно с этим в соответствии с рекомендациями конференции 1950 г. тщательно изучались новые материалы по девонским отложениям восточных районов Поволжья.

В 1950—1951 гг. разработана детальная схема стратиграфии девона Татарии (В. И. Троепольский, С. С. Эллерн, Г. П. Батанова, И. А. Антропов и др.). В это же время уточнена схема стратиграфии Куйбышевской области (С. И. Новожилова, Л. З. Егорова) за счет выделения в верхнеживетских отложениях двух свит: чусовской и сызранской.

По Саратовскому Поволжью к началу 50-х годов стратиграфическая схема существенно не изменилась, но она получила большее литологическое и фаунистическое обоснования (М. Г. Кондратьева, Т. И. Федорова). Новые данные были получены по районам Удмуртии (Е. Н. Ларионова и др.).

Большой материал, накопившийся к началу 50-х годов по девону Поволжья, был тщательно изучен (фораминиферы Е. В. Быковой, О. А. Липиной, Е. А. Рейтлингер, И. А. Антроповым и др.; остракоды Е. Н. Поленовой, Л. З. Егоровой и др.; тентакулиты Г. П. Ляшенко; спорово-пыльцевой комплекс С. Н. Наумовой и др.); широко использовался для целей корреляции электрокаротаж (В. А. Долицкий и др.). Однако по-прежнему наблюдалось увлечение местными схемами и терминами, что приводило к неизбежной в таких случаях путанице и вызывало необходимость иметь единую схему. Для выработки последней в феврале — марте 1951 г. состоялось Всесоюзное совещание, где была принята унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Урала и платформы (Марковский, 1953). Территория Поволжья разделена по этой схеме на два региона. К центральным областям были отнесены Саратовское Поволжье, западная часть Куйбышевской области и все другие более западные районы; к восточным областям — Волго-Уральская область (см. табл. 10). Это была первая унифицированная схема, широко использованная в последующее время геологами-нефтяниками в практической работе.

В 50-е годы было в основном закончено изучение материалов опорного бурения, результаты которого изложены в ряде крупных работ (Филиппова и др., 1958; Бирина, 1958, 1959₁₋₃; Ляшенко, 1959), а также в специальных сборниках (Горошкова и др., 1960) и многочисленных статьях. Большой материал по Волго-Уральской области подытожен и в монографии, составленной по поручению ВНИГРИ В. Н. Тихим (1957) при участии геологов местных организаций, а также в работах С. Г. Саркисяна и Г. И. Теодоровича (1955), В. А. Балаева (1961) и др. Были составлены первые региональные фациально-палеогеографические карты девона Русской платформы. В 50-х годах проведен ряд совещаний и коллоквиумов по обобщению новых материалов по девонским отложениям Волго-Уральской области и Урала. Появилось также большое количество работ по стратиграфии, фациям и палеогеографии девона (авторы И. А. Антропов, В. И. Аверьянов, А. Д. Архангельская, Г. П. Батанова, Е. Е. Иванов, Е. Н. Ларионова, Г. Л. Миропольская, Л. М. Миропольский, Е. Т. Герасимова, С. И. Новожилова, М. Г. Кондратьева, А. И. Ляшенко, Л. Н. Егорова, В. В. Кондулукова, Т. Т. Середя, В. И. Троепольский, Ф. Я. Курбанов, М. Ф. Микрюков, В. Ф. Логвин, Т. И. Федорова, С. И. Шевцов, М. Ф. Филиппова, Е. В. Чибрикова, С. С. Эллерн и др.).

Все эти данные были учтены при выработке новой унифицированной схемы, принятой в 1960 г. на совещании во ВНИГРИ и затем утвержденной Межведомственным стратиграфическим комитетом. Материалы совещания и его решения опубликованы в 1962 г.

В схеме по типам разрезов девонских отложений (и комплексам характерной для них фауны) Волго-Уральская нефтегазоносная провинция разделена на две части: западную и восточную. В пределах Поволжья к западной части, тяготеющей к центральным областям Русской платформы, отнесены Саратовская область, западные части Кировской, Куйбышевской и Ульяновской областей и Татарской АССР; к восточной, тяготеющей к западному склону Урала, — восточные части Татарской АССР, Кировской, Куйбышевской и Ульяновской областей и Удмуртская АССР.

Совещание 1960 г. явилось одним из первых региональных совещаний, предшествующих созданию единой унифицированной схемы для всей платформы. Конференция по выработке этой схемы состоялась в 1962 г. в г. Ленинграде.

Поскольку проект схемы 1962 г. в целом получил одобрение большинства участников совещания, он был положен в основу стратиграфического описания девона в настоящем томе. Вместе с тем условно сохранено в схеме для западных районов положение морсовских и мосоловских отложений в составе эйфельского яруса. Наименование этих отложений пярнусским и наровским горизонтами при этом не принято, так как для центральных районов Русской платформы обозначение их как морсовских и мосоловских прочно вошло в геологическую литературу. Учитывая условность их возрастного положения в принятой для XI тома схеме, морсовские и мосоловские отложения выделены не в качестве горизонтов (схема 1960 г.), а лишь в качестве слоев. Выше мосоловских слоев, для нижней части живетского яруса принято наименование (как в схеме 1960 г.) черныярских отложений, названных в схеме для XI тома черныярскими слоями (см. табл. 10).

Девонские отложения на рассматриваемой территории подразделяются на нижний, средний и верхний отделы.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ (КАЗАНЛИНСКАЯ СВИТА)

Рязано-Саратовский прогиб и Верхнекамская впадина (северная часть Волжско-Камской антеклизы)¹. К отложениям нижнего отдела условно относится толща красноцветных терригенных пород, получившая наименование казанлинской свиты (Солонцов, 1959; Кондратьева, 1960). В Поволжье ее распространение ограничено юго-восточной частью Рязано-Саратовского прогиба (Саратовское Поволжье) и Верхнекамской впадиной. Возможно также, что она развита на юго-западе Жигулевско-Пугачевского свода — в Чапаевке и др. (Федорова, 1962_{1,2}). Мощность свиты меняется от 0 до 600 м и более. В Саратовском Поволжье ее присутствие установлено на Елшанской, Ириновской, Казанлинской, Малиноовражной, Соколовогорской, Сокурской площадях. Представлена свита, по данным М. Г. Кондратьевой, преимущественно красноокрашенными песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов и аргиллитов (рис. 22). В верхней части некоторых разрезов (Елшанка) отмечаются тонкие прослойки карбонатных пород. Цемент обломочных пород глинисто-железистый, вверху с примесью карбонатного материала.

По литологическому составу свита подразделена на три пачки: нижнюю — песчано-глинистую, среднюю — в основном глинистую, верхнюю — песчано-глинистую (Елшанка).

Нижнедевонский возраст казанлинской свиты определяется находкой в ее нижней части остатков рыб (Казанлинская площадь) из рода *Porolepis* (Кондратьева, Обручев, 1955) и отпечатков псилофитов (Елшанская площадь) *Psyllophyton princeps* Dawson, *Taenocrada elschanica* Tschirg и др. (Н. Ф. Чиркова-Залеская). В последнее время И. К. Чепиковой (1963 г.) проведено подробное изучение органических микроостатков из казанлинской свиты юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба. Полученные ею данные указывают на додевонский возраст отложений свиты, налегающих здесь непосредственно на породы фундамента.

Аналоги казанлинской свиты развиты в основном за пределами территории Поволжья, в районе Краснокамско-Полазненского вала, где они представлены красноцветными песчаниками с остатками псилофитов мощностью более 300 м. Налегают они на более древние осадочные отложения. У северо-восточных границ описываемой территории, в Бородулино, мощность их сокращается до 4 м. Не исключена возможность наличия нижнедевонских отложений в северных участках территории, на склонах Немско-Лойненского свода. По данным Д. А. Гроссгейм (1964 г.), к нижнедевонским отложениям, возможно, относится часть пестроцветной аргиллито-алевролитовой толщи пород (180—175 м), вскрытой в Кирсе и Лойно. В этих отложениях, относимых большинством геологов к додевонским (верхнебавлинским), указанным исследователем встречен комплекс спор, характерный для девонских отложений.

Некоторыми исследователями были высказаны соображения о нижнедевонском возрасте пестроцветной толщи кварц-полевошпатовых песчаников, развитых в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах и на склонах Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского

¹ Ниже во избежание повторения при описании пород, слагающих отдельные участки Волжско-Камской антеклизы, название «Волжско-Камская антеклиза» опускается, а упоминаются лишь структурные элементы, входящие в ее состав. — *Прим. ред.*

сводов. Толща эта названа якушкинской свитой (Аверьянов, Матвеев, Солонцов, 1962). В настоящем очерке она считается среднедевонской и относится к кальцеоловому горизонту эйфельского яруса.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Отложения среднего отдела развиты значительно шире, чем отложения нижнего отдела, и отсутствуют только на приподнятых участках древних сводов (Жигулевско-Пугачевского, Татарского и др.). Среднедевонские отложения имеют значительную мощность; в южных, наиболее полных разрезах она достигает свыше 500 м. В составе среднего отдела выделяются эйфельский и живетский ярусы.

Эйфельский ярус

Отложения эйфельского яруса хорошо палеонтологически охарактеризованы, развиты в основном в восточных районах изучаемой территории, где они приурочены к Сергиевско-Абдулинской, Верхнекамской, Бузулукской впадинам и к погруженным склонам Татарского, Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов. В этих районах эйфельский ярус (0—45 м) подразделяется на кальцеоловый и бийский горизонты.

Первый из них представлен в основном песчано-глинистыми породами и содержит своеобразный комплекс спор, а второй — известняками, часто глинистыми, доломитами, аргиллитами и реже песчаниками. В карбонатно-глинистых породах встречаются многочисленнные эйфельские кораллы, брахиоподы, остракоды, криноидеи и др.

В западных районах к эйфельскому ярусу условно отнесены отложения (мощностью до 250 м) морсовских и мосоловских слоев, широко распространенные в Рязано-Саратовском прогибе, в Московской синеклизе, в Казанско-Кажимском прогибе и частично на примыкающих к ним склонах сводов (Татарского, Токмовского и др.).

Морсовские слои представлены фациально неоднородными комплексами пород: песчано-глинистыми, терригенно-карбонатными или терригенно-сульфатно-карбонатными. Сульфатные породы развиты лишь в самой западной части рассматриваемой территории. Слои содержат в основном фауну остракод.

Мосоловские слои сложены преимущественно карбонатными породами — известняками, мергелями, реже доломитами. Фаунистическая их характеристика своеобразна. Многие из имеющихся в мосоловских слоях кораллов, брахиопод, остракод и других встречаются и в верхнебийских слоях Приуралья, тогда как другие (в основном остракоды) — в афонинском горизонте (А. А. Рождественская, А. П. Тяжева, 1962; Логвин, 1963) и в вышележащих отложениях живетского яруса. Это обстоятельство и является причиной того, что некоторые исследователи считают более правильным отнесение мосоловских и тесно связанных с ними морсовских слоев к живетскому ярусу и сопоставляют их с афонинским горизонтом.

В эйфельских отложениях на территории Поволжья к настоящему времени еще не выявлено залежей нефти. Однако в ряде прилегающих районов (Оренбургская область, Западная Башкирия, Волгоградское Поволжье) из карбонатных пород бийского горизонта («нижний известняк») и мосоловских слоев получены промышленные притоки нефти (Шкапово, Паника и др.). Поэтому они заслуживают внимания и в пределах Поволжья, как возможные нефтепоисковые объекты.

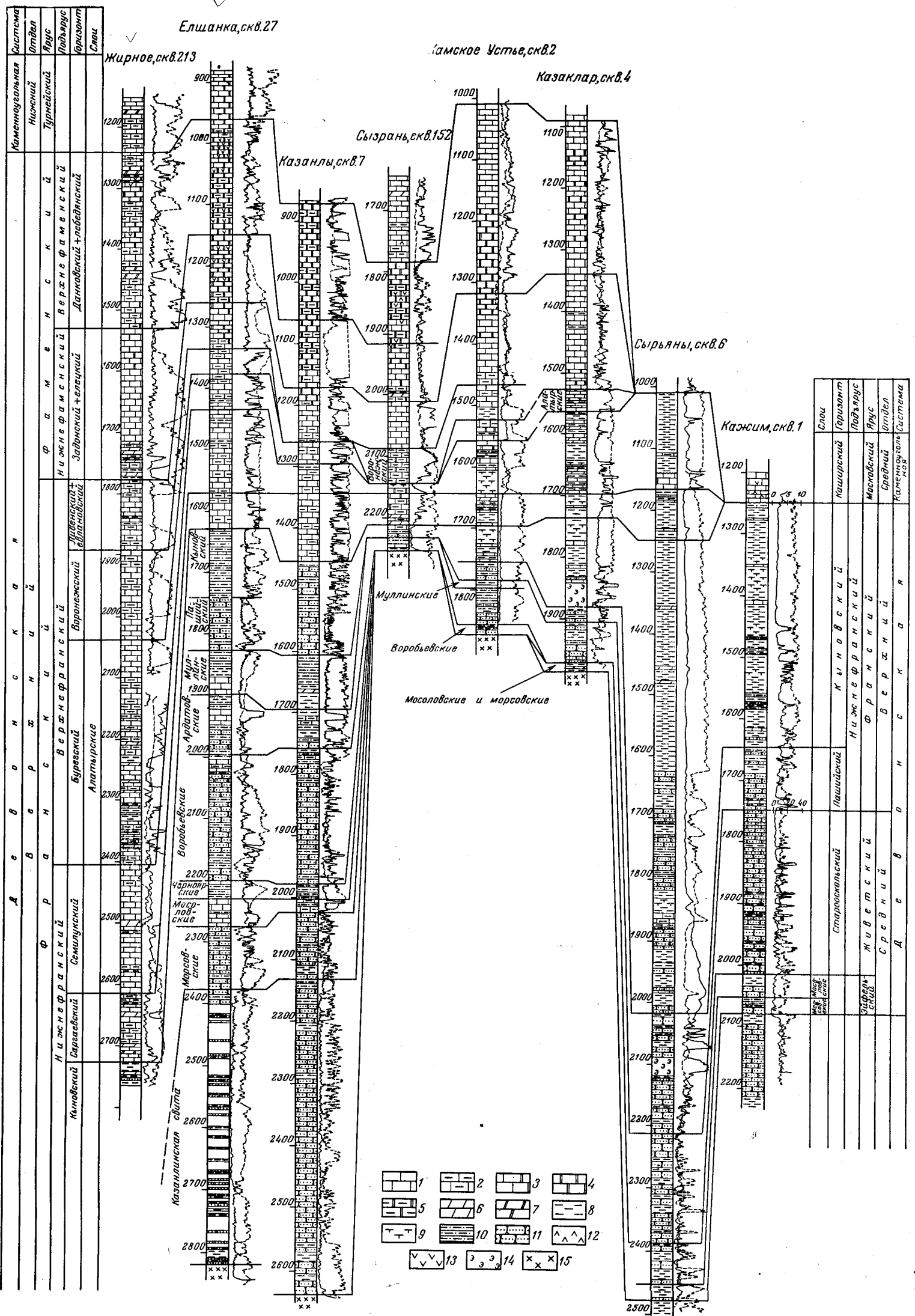


Рис. 22. Схема сопоставления разрезов по линии I—I (см. рис. 19)

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — известняки доломитизированные; 4 — доломиты; 5 — доломиты глинистые; 6 — мергели; 7 — мергели доломитовые; 8 — аргиллиты, глины; 9 — то же, известковистые; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — гипсы; 13 — ангидриты; 14 — эффузивные породы; 15 — кристаллические породы фундамента

Московская синеклиза и Котельничский свод. На территории, включающей восточную часть Московской синеклизы (Горький, Балахна, Ветлуга, Урень и др.), эйфельские отложения налегают на верхнепротерозойские образования. На Котельничском своде и в северной части Московской синеклизы (Опарино) эйфельские отложения отсутствуют.

Морсовские слои в Балахне и в Горьком имеют мощность 91—95 м. Сложены они в нижней части песчаниками, аргиллитами и алевролитами, в средней части — ангидритами желтовато- и голубовато-серыми, участками битуминозными, с подчиненными прослоями глинистых слабобитуминозных доломитов, в верхней части (около 40 м) — частым переслаиванием серых, желтовато-серых и зеленовато-серых доломитов, слабобитуминозных сланцев, доломитовых мергелей, доломитовых глин и известняков. Вверх по разрезу увеличивается количество глинистого материала. В глинистых известняках найдены редкие остатки остракод, пелеципод и единичных брахиопод *Emanuella* sp. и др. В Балахне определены: *Lingula bicarinata* Kut., *Nyassa arguta* Hall., *N. phytonia* Hall. Севернее, в Ветлуге, морсовские слои (36 м) сложены аргиллитами и глинами зеленовато-серыми, в верхней части пестроцветными, с прослоями алевролитов и серого известняка. Из фауны определены *Lingula* ex gr. *bicarinata* Kut., *Aparchites agnes* L. Eg. и др. В Шарье (скв. 1) морсовские слои (26 м) выделены условно (интервал 2122—2248 м). Сложены они красновато-коричневыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов, с остракодами, редкими *Estheria pogrebovi* Lutk. и остатками рыб.

Мосоловские слои в Горьком и Балахне представлены (60—65 м) зеленовато- и темно-серыми глинами, в верхней части алевролитистыми мергелями, доломитами, в меньшей степени известняками слабодолмитизированными. В глинах найдены пелециподы, гастроподы, лингулы, остракиды и остатки рыб. Определены: *Lingula bicarinata* Kut., *Atrypa* cf. *crassa* Ljasch., *Avicula* (*Leptodesma*) *rogersi* Hall., *Macrodon michelini* Verp. В Ветлуге и Урене мосоловские слои сложены глинами зеленовато- и темно-серыми с прослоями и линзами серого алевролита и зеленовато-серого известняка и мергеля. В основании разреза залегают песчаники и алевролиты светло-серые. Отсюда определены: *Lingula bicarinata* Kut., *Paeckelmania philippovae* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch. В Шарье мосоловские слои выделены условно, представлены пачкой зеленовато-серых алевролитистых пятнистоожелезненных глин с частыми известковыми конкрециями (интервал 2112—2122 м).

Казанско-Кажимский прогиб. Морсовские и мосоловские слои изучены в осевой части прогиба. Они вскрыты скважинами в Советске, Чигирино, Шурге и других пунктах.

Морсовские слои (10—15 м) представлены преимущественно темно-серыми и серыми органогенными известняками и аргиллитами. В основании прослежен небольшой по мощности пласт темно-серого известковистого мелкозернистого песчаника. Из известняков и аргиллитов определены: *Lingula bicarinata* Kut., *Eulanella* aff. *regis* Rozhd., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *Aparchitellina* cf. *agnes* L. Eg., *Menerella crassa* L. Eg., *Cavellina* cf. *explicata* L. Eg., *Marginia crassa* L. Eg., *Voronina? sculpta* L. Eg. (Советск, скв. 1, 2337—2350 м; Чигирино, скв. 1, 2101—2086 м; Шурга, скв. 1, 2114—2127 м), членики *Cupressocrinus* sp., кониконхи.

Мосоловские слои сложены темно-серыми глинистыми известняками, аргиллитами и алевролитами. Определен смешанный мосоловско-бийский комплекс фауны: *Paeckelmania philippovae* Ljasch., *Productella mosolovica* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *Emanuella mesodevonica* Ljasch., *Voronina voronensis* Pol., *Eulanella scrobiculata*

Pol., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *B. navicula* Pol., *Birdsarella lata* L. E. g., *Libumella discoides* Rozhd., *Coelonellina testata* Pol.

К северу от Советска, в районе Сырьян и Кажима морсовско-мосоловские отложения представлены песчано-алевролитовыми породами без фауны, с прослоями аргиллита в верхней части (Кинчино, скв. 18). Возраст их определяется по спорам (XVII и XVI комплексы С. Н. Наумовой, см. «Решения по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтеносной провинции», 1962).

В восточном направлении, к Немско-Лойненскому своду, морсовско-мосоловские слои представлены карбонатно-глинистыми породами с тонкими прослоями песчаников (Чигирино, скв. 3).

К югу от Шурги нерасчлененный комплекс отложений эйфельского яруса (20 м) характеризуется преимущественно глинистыми породами с тонкими прослоями известняков с остракодами *Aparchitellina decorata* Pol. (Казаклар, скв. 6; Янга-Аул, скв. 2).

Немско-Лойненский свод и Верхнекамская впадина. На Немско-Лойненском своду эйфельские отложения (27 м) зафиксированы под трансгрессивно на них налегающими кыновскими образованиями, в узкой зоне центральной части свода в разрезах, вскрытых скважинами Рехино и Фаленки. Они представлены несогласно залегающими на породах кристаллического фундамента глинистыми известняками с прослоями аргиллитов и алевролитов. Определены остракоды *Aparchitites tuimasensis* Rozhd., *Libumella* cf. *kargalensis* Rozhd., *Coeloenella testata* Pol., *Marginia lobanovens* Pol., *Microcheilinella affinis* Pol., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *Bairdiocypris bicarinata* Kromm. (Фаленки, скв. 10; Рехино, скв. 9) и брахиоподы *Lingula bicarinata* Kut., *Emanuella mesodevonica* Ljassch. и др. (Рехино, скв. 9, 2158—2162 м, 2154—2158 м; Фаленки, скв. 10, 2021—2025 м).

В повышенных частях Немско-Лойненского свода, на севере (Лойненская вершина), эйфельские отложения (до 10 м) могут быть выделены условно в составе терригенной толщи среднего девона, представленной чередованием аргиллитов, алевролитов и песчаников. В скважине Черная Холуница на глубине 1991—2004 м определен калужский комплекс спор (верхняя часть мосоловских слоев), а в Кирсе на глубине 1823,2—1832,0 м найдены споры, сходные с кальцеоловым комплексом, выделенным Е. В. Чибриковой для одноименного горизонта Западной Башкирии.

В Верхнекамской впадине фаунистически охарактеризованные эйфельские отложения установлены к северу от Ижевска — в разрезах скважин Глазова, Торфстроля, Зуры, Кулиги, Киенгопа, Бородулино, где они представлены отложениями бийского горизонта, сложенного глинистыми известняками, реже доломитами, с прослоями мергелей и глин. В основании залегают гравелиты и песчаники с прослоями глинисто-алевролитовых пород. В них определены споры *Trachytriletes* Dschark., *Tuellipsotriletes* Dschark., *Retusotriletes laevis* Naum., известные из нижней части морсовских слоев центральных районов платформы (Апродова, Ларионова, 1960).

В Глазовской опорной скважине в известняках на глубине 2084—2094 м (верхняя часть слоев) определены кораллы *Favosites* sp., брахиоподы *Schuchertella* ex gr. *umbraculum* Schloth., *Spirifer hians* Buch., *Emanuella* ex gr. *inflata* Schnur., *Atrypa* ex gr. *subconcentrica* Vern. и остракоды *Bairdia* aff. *navicula* Mart. На глубине 2094—2104 м (нижняя часть слоев) определены брахиоподы *Conchidiella* cf. *pseudobaschkirica* Tschern., *C.* cf. *baschkirica* Vern. остракоды *Coeloenellina testata* Pol., *Eurichilina mirabilis* Pol., *Microchelinnella*

notabilis Pol., а также *Cupressocrinus rossicus* Antg. Мощность бийского горизонта в Глазовской опорной скважине 20 м. К югу и востоку от Ижевска — в Бураново, Сарапуле, Вятском, а также к северу от Глазова (Зимино) эйфельские отложения (8—10 м) представлены песчано-глинистыми породами, часто со скоплениями железистых оолитов вверху.

Токмовский свод. На Токмовском своде фаунистически охарактеризованные морсовские и мосоловские слои установлены лишь на северном склоне (Лысково, Сундырь, Марпосад, Порецкое, Балахониха).

Морсовские слои в Балахонихе, Лысково, Сундыре и Порецком трансгрессивно залегают на породах кристаллического фундамента. Сложены они светло-желтовато-серыми и темно-серыми микрозернистыми органогенными известняками, в различной степени глинистыми, частично доломитизированными, встречаются прослои глин и мергелей. Определена фауна остракод: *Aparchites polenovae* L. Eg., *A. monocornis* L. Eg., *Cavellina* cf. *explicata* L. Eg. Мощность до 25 м. В Марпосаде морсовские слои полностью выпадают из разреза (рис. 23).

Мосоловские слои в Балахонихе, Лысково и Сундыре представлены (мощность от 22 до 26 м) чередованием глин и известняков с фауной: *Lingula bicarinata* Kut., *Atrypa* ex gr. *crassa* Ljasch., *Eulanella scrobiculata* Pol., *Voronina voronensis* Pol., *V. remosa* L. Eg., *Marginia selebratis* Pol., *Cavellina latusa* L. Eg., *Microcheilinella* aff. *mandelstami* Pol. и др. В Марпосаде и Порецком мосоловские слои (8—10 м) сложены аргиллитами с редкими прослоями известняков, с мало-мощным разнозернистым песчаником в основании. Содержат фауну: *Lingula bicarinata* Kut., *Voronina voronensis* Pol., *Eulanella scrobiculata* Pol., *Costatia cavernosa* Pol., *Eurychilina mirabilis* Pol. и др. К югу от Марпосада и к востоку и югу от Порецкого, в восточной части Токмовского свода, мосоловские слои отсутствуют. На южном склоне свода аналоги морсовских и мосоловских слоев сложены песчаниками, алевролитами и глинами мощностью до 43 м (Кикино и др.).

Татарский свод, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. На Татарском своде эйфельские отложения известны на его северо-восточном и юго-восточном склонах. На северо-восточном склоне они распространены на правом берегу р. Камы в междуречье Ижа и Вала (Казаковка, Киясово, Азеве-Салауш, Голюшурма и др.), откуда прослеживаются на левобережье Камы примерно до района Набережных Челнов. Кроме того, их присутствие установлено на отдельных участках левобережья р. Вятки.

В упомянутых районах эйфельские отложения представлены в нижней части разнозернистыми кварцевыми песчаниками и алевролитами, а в верхней — глинистыми и органогенно-обломочными известняками и доломитами, развитыми в основном в правобережье р. Камы. В известняках найдены остракоды бийского горизонта: *Coeloenellina testata* Pol., *Microcheilinella affinis* Pol., *M. larionovae* Pol., *Marginia labanovensis* Pol., *Bairdia navicula* Mart., *Cavellina explicata* L. Eg. В базальной терригенной пачке определен комплекс спор, свидетельствующий о принадлежности ее к бийскому горизонту.

Вдоль юго-восточного склона Татарского свода отложения эйфельского яруса распространены на территории, ограниченной с северо-запада линией, идущей примерно от Черемшана к Альметьевску, Азнакаево и Тумутуку и уходящей далее за пределы Татарии несколько северо-западнее Бакалов.

В Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах эйфельские отложения установлены в Радаевке, Боровке, Якушкино, Серноводске, Чесноковке, Шунгуте, Бузбаше, Дерюжевке, Сосновке и некоторых других пунктах.

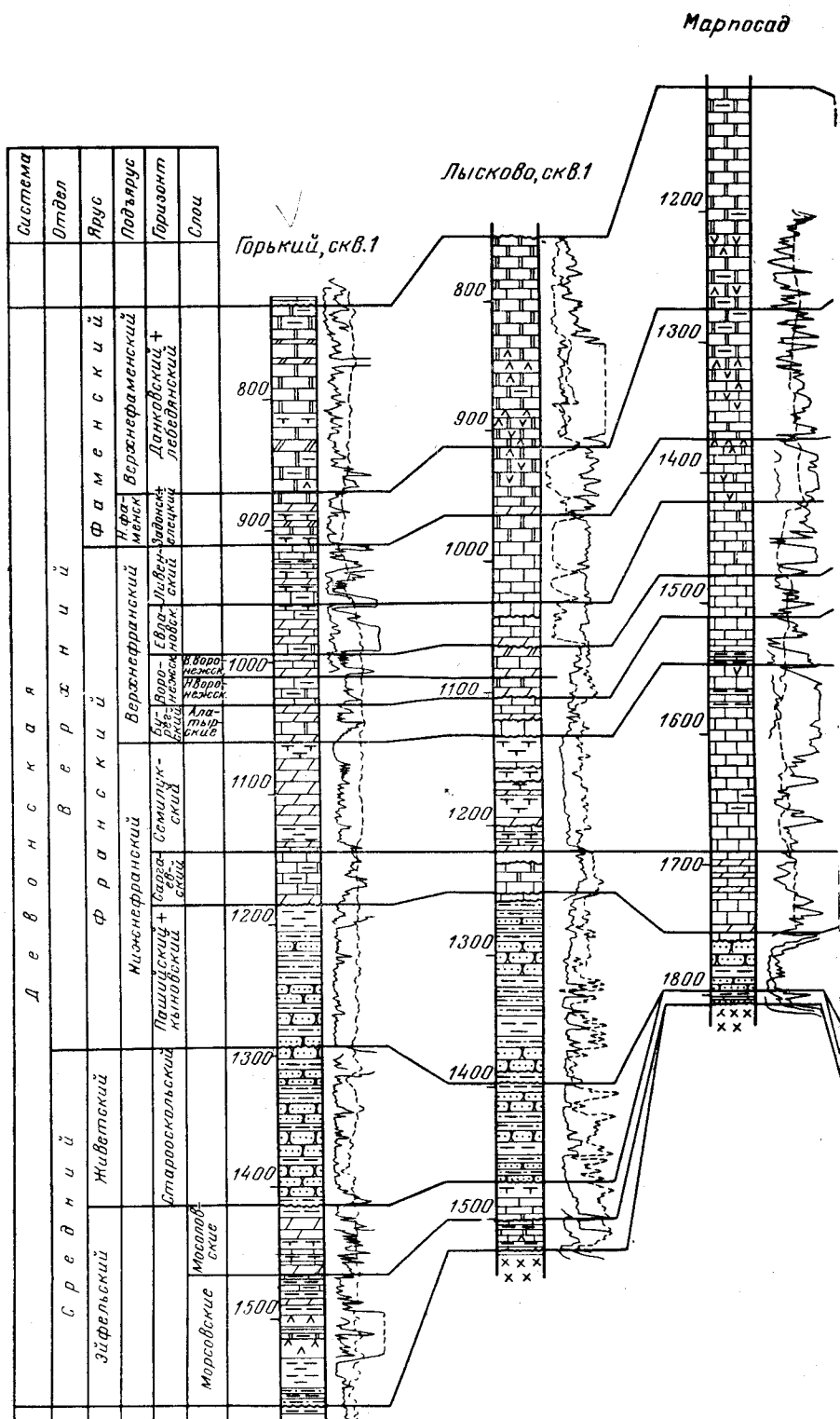


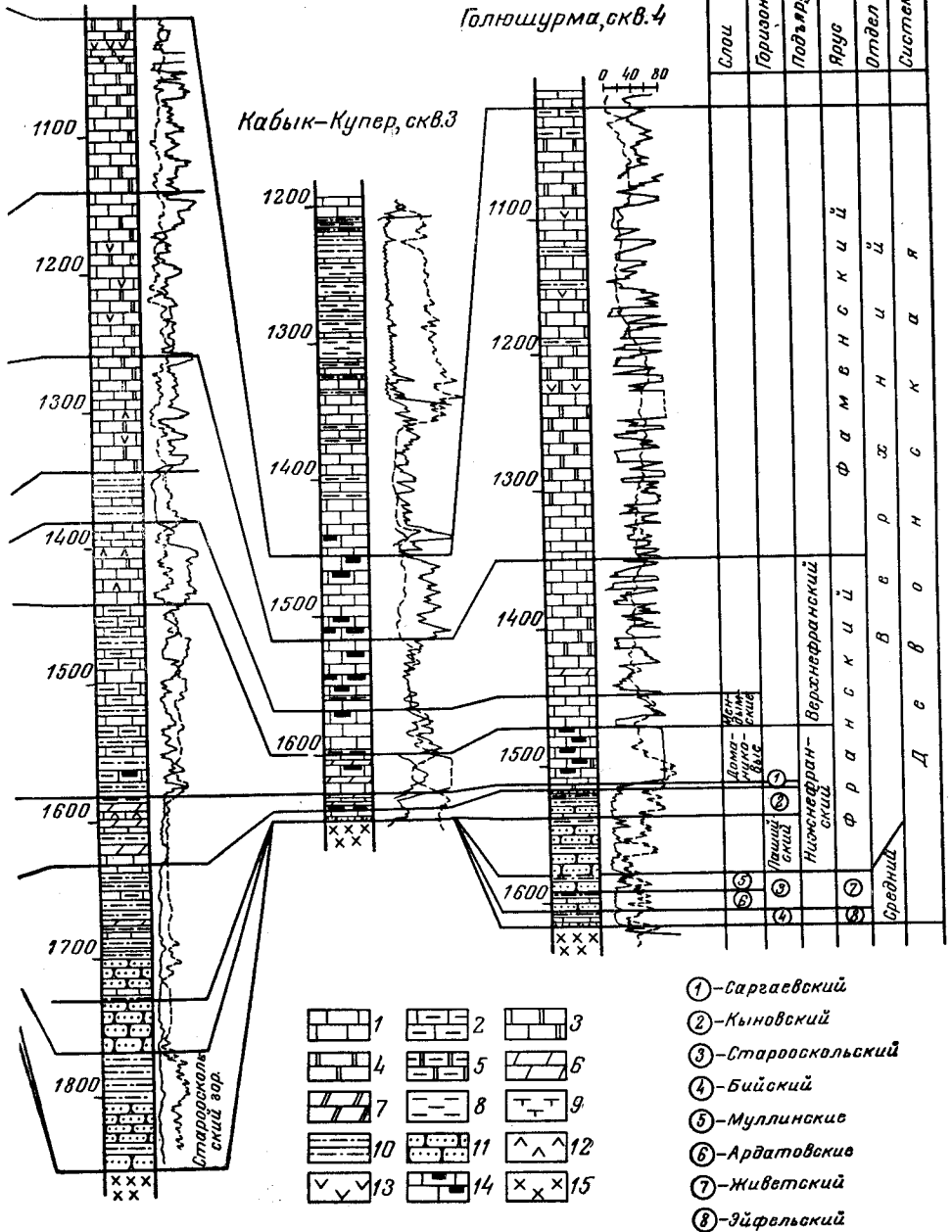
Рис. 23. Схема сопоставления разрезов

1 — известняки; 2 — известняки глинистые; 3 — известняки доломитизированные; 4 — доломиты; 9 — то же, известковистые; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — гипсы; 13 — аргиллиты

В. Услоп, скв. 2

Голышурма, скв. 4

Кабык-Купер, скв. 3



по линии II—II (см. рис. 19)

5 — доломиты глинистые; 6 — мергели; 7 — мергели доломитовые; 8 — аргиллиты, глин; гидриты; 14 — известняки битуминозные; 15 — кристаллические породы фундамента

В пределах всей рассматриваемой территории Татарского свода и прилегающих к нему впадин эйфельские отложения представлены кальцеоловым и бийским горизонтами, во впадинах выделяемыми условно.

К кальцеоловому горизонту в области Татарского свода условно отнесены песчаники с редкими прослоями известняков (Крым-Сарай), гравелитов и алевролито-аргиллитовых пород, выделяемые обычно под именем пласта Dv. Мощность горизонта от 2 м на севере до 16 м на юге.

Во впадинной зоне кальцеоловый горизонт подразделяется на две толщи общей мощностью 20 м. В основании горизонта залегает пестроцветная толща (якушкинская свита по терминологии Л. Ф. Солонцова и др.), сложенная зеленовато-серыми и красно-коричневыми плохо отсортированными полевошпатово-кварцевыми песчаниками с прослоями красновато-коричневых аргиллитов и алевролитов. Эйфельский возраст определяется по наличию спор XVII комплекса С. Н. Наумовой. Верхняя часть горизонта сложена разнотернистыми песчаниками, светло-серыми и белыми, кварц-полевошпатовыми, каолинизированными, частично известковистыми (аналоги пласта Dv), иногда с прослоями известняка с фауной.

Бийский горизонт в области Татарского свода при мощности в 30—35 м представлен карбонатно-глинистыми породами — известняками, доломитами, мергелями и аргиллитами с редкими прослоями глинистых песчаников и алевролитов. В направлении к приподнятой части Татарского свода разрезы обогащаются песчано-алевролитовым материалом и происходит замещение карбонатных пород глинисто-алевролитовыми (Шугурово, Альметьевск и др.). Отложения бийского горизонта залегают несогласно на породах кальцеолового горизонта или непосредственно на породах кристаллического фундамента. В карбонатных породах (так называемом репере «нижний известняк») была встречена фауна: *Favosites goldfussi* Orb., *Cupressocrinus rossicus* Antr., *Conchidiella* cf. *pseudobaschkirica* Tschern., *Stropheodonta uralensis* Verh., *Dechenella markovskii* Max., *Coeloenellina testata* Pol., *Microcheilina notabilis* Pol., *M. affinis* Pol., *M. larionovae* Pol., *Reversocypris pokornyi* Rozhd., свидетельствующая о возможности отнесения «нижнего известняка» к нижнебийским слоям.

В составе аргиллитов, перекрывающих «нижний известняк», фауна более бедная. Здесь встречены *Chonetes* cf. *plebeja* Schnig., *Leptodesma rogersi* Hall., *Voronina voronensis* Pol. и др. Приведенная фауна свидетельствует о синхронности аргиллитовой пачки верхнебийским слоям уральских разрезов и мосоловским слоям западных районов. На последнее указывает мосоловский комплекс спор, выделенный из аргиллитовой пачки: *Leiotriletes inermis* (Waltz.), *Lophotriletes rotundus* Naum., *Diatomozotriletes devonicus* Naum., *Camarozotriletes obtusus* Naum., *Retusotriletes gibberosus* Naum.

Во впадинной зоне бийский горизонт (0—18 м) представлен известняками, серыми и темно-серыми, пелитоморфными, в меньшей мере аргиллитами и песчаниками. В них определены: брахиоподы — *Stropheodonta uralensis* Verh., *Conchidiella baschkirica* Verh., *C. pseudobaschkirica* Tschern., кораллы — *Syringoporella prisca* Sow., *Alveolites* aff. *maillieuxi* Salec., остракоды — *Coeloenellina testata* Pol., *C. parva* Pol., *Bairdiocypris biesenbachi* Křom., *Marginia lobanovensis* Pol., *Bairdia (Fabaliocypris) holuschurmensis* Pol. и др., строматопоры, криноидеи и мшанки.

По данным С. И. Новожиловой (1964), бийский горизонт подразделяется на две части — ниже- и верхнебийские слои. Причем в основании последних наблюдается небольшой по мощности пласт песчаников Dv' (Сосновка, Дерюжевка и другие площади).

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды и Бузулукская впадина. Широкое развитие эйфельских отложений установлено на северо-востоке и юго-западе территории, охватывающей частично площади Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов и смежной с ними Бузулукской впадины. Область распространения эйфельских отложений ограничена с запада линией, проходящей от пос. Серноводска через район г. Отрадного и Кулешовки (Новожилова и др., 1962). Эйфельские отложения (25 м) представлены известняками с песчаным пластом в основании (Dv). В карбонатных породах определены: брахиоподы — *Productella* ex gr. *morsovensis* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *Emanuella mosolensis* Ljasch.; остракоды — *Evlanella scrobiculata* Pol., *Voronina voronensis* Pol., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *B. lepidocentri* Krömm., *B. kultrjugati* Krömm., *B. stictica* Krömm., *B. navicula* Mart., *Bairdiocypris vastus* Pol., *Microcheilinella affinis* Pol., *M. larionovae* Pol., *Eurichilina mirabilis* Pol.; кораллы — *Pachyfavosites vilvaensis* Sok. (Коханы, скв. 402, интервал 3078—3086 м; Ласкаревка, скв. 11, интервал 3198—3208 м), *Alveolites karmakensis* Scher. (Ласкаревка, скв. 11, интервал 3198—3204 м), *Brevisseptophyllum kochanensis* Egm. (Коханы, скв. 402, интервал 3078—3086 м). Приведенный смешанный мосоловско-бийский комплекс фауны свидетельствует о принадлежности местного разреза эйфельских отложений к верхней части бийского горизонта (верхнебийским слоям).

На юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и смежной части Бузулукской впадины в составе яруса выделяются морсовские и мосоловские слои (Пугачев, Клинцовка и другие пункты).

Морсовские слои (до 97 м) представлены сероцветной толщей — зеленовато-серыми кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов и редкими прослойками известняков. В г. Пугачеве в последних обнаружены *Cavellina accurata* Pol., *Healdianella distincta* Pol., *Microcheilinella mandelstami* Pol., *M. affinis* Pol. и др. (Т. И. Федорова, 1962 г.). В районе Рахмановки и в полосе Балаково—Чапаевка морсовские слои отсутствуют.

Мосоловские слои (до 20 м) сложены серыми и темно-серыми известняками, в различной степени глинистыми, конгломератовидными, иногда доломитизированными, переходящими в мергели и аргиллиты. В известняках определены: те же брахиоподы, что и в Саратовском районе; остракоды — *Voronina voronensis* Pol., *Evlanella? scrobiculata* Pol., *Bairdia holuschurmensis* Pol., *Knoxiella inflata* Pol., *Coeloenellina* ex gr. *testata* Pol., *Aparchitellina decorata* Pol. и др. — (Пугачев, скв. 10, интервал 1705—1715 м); криноидеи — *Cupressocrinus rossicus* Antg.; трилобиты — *Paradechenella* cf. *markovskii* Max.; кораллы — *Grypophyllum vilvensis* Sprasck., *Acanthophyllum* ex gr. *pseudohoianoides* Scher. (Пугачев, скв. 10, интервал 1715—1728 м).

В районах Балаково — Марьевка и Давыдовка — Рахмановка мосоловские отложения отсутствуют.

Рязано-Саратовский прогиб. Морсовские слои (41—53 м) в прогибе имеются повсеместно. В юго-западной его части — в Морсово и Зубовой Поляне нижняя часть слоев (до 4—6 м) (ряжские слои по М. Ф. Филипповой и др.) представлена грубо- и разнотекстурными пестроцветными песчаниками с прослоями глин, алевролитов и включениями гипса. Выше следует пачка (20—40 м) голубовато- и темно-серых ангидритов, содержащих прослой и линзы доломитовых мергелей, глин и реже известняков. Верхняя часть морсовских слоев сложена доломитами, доломитовыми мергелями и глинами. Встречаются прослой в различной степени доломитизированных известняков. Найдены редкие

брахиоподы — *Lingula* ex gr. *bicarinata* Kut., многочисленные остракоды (*Apachitellina agnes* L. Eg., *A. monocornis* L. Eg., *Menerella crassa* L. Eg., *Cavellina explicata* L. Eg.), филлоподы, остатки рыб, а также XVII комплекс спор С. Н. Наумовой.

В центральной части Рязано-Саратовского прогиба, в районе Сердобска, морсовские слои (30 м) сложены в основном сероцветными песчаниками и алевролитами.

В юго-восточной части прогиба, в районе Саратова, морсовские слои выделяются под названием сероцветной толщи. В основании толщи залегают кварцевые и кварц-полевошпатовые песчаники с прослоями гравелитов, алевролитов и аргиллитов (см. рис. 22). В нижней и верхней частях сероцветной толщи имеются прослои известняков и доломитов без фауны. В сероцветной толще встречаются растительные остатки — *Psilophyton princeps* Daw s., *Hostimella hostimensis* P. et B g., *Taeniocrada dubia* Stokh. Мощность толщи изменяется от 90 до 200 м (Елшанка, скв. 27; Тепловка, скв. 1; Сокур, скв. 8; Соколова Гора и др.). Такой же характер сероцветная толща имеет в Саратовском Заволжье (Советско-Генеральский и Степновско-Фурмановский валы).

Мосоловские слои в Рязано-Саратовском прогибе развиты повсеместно. В Мосоловской опорной скважине, расположенной за границей рассматриваемой территории, мосоловские слои (48 м) залегают в интервале 1057—1105 м и сложены глинисто-известняковыми породами. Они содержат разнообразную фауну, представленную брахиоподами, остракодами, кониконхами, пеллциподами, гастроподами, кораллами и другими группами. На глубине 1070—1102 м встречены брахиоподы *Productella mosolovica* Ljasch., *Atrypa crassa* Ljasch., *A. olchovensis* Ljasch., *A. ex gr. ventricosa* Kelus., *Spinatrypa mosolovica* Ljasch. и др. и характерные остракоды — *Voronina voronensis* Pol., *Eulanella scrobiculata* Pol., *E. ex gr. alveolata* Pol., *Eurychilina mirabilis* Pol., *Marginulina catagrapha* Pol., *Bairdiocypris vastus* Pol. В средней части мосоловских слоев определены споры: *Lophotriletes minor* Naum., *Retusotriletes minutus* Naum., *Camarozonotriletes aciferus* Naum., *C. mosoloviensis* Naum., *C. devonicus* Naum., *C. minutus* Naum.

В Морсово и Зубовой Поляне мосоловские слои (мощности соответственно равны 45 и 50 м) сложены в основном известняками. В Сердобской опорной скважине мосоловские слои (33 м) представлены в нижней части глинами и глинистыми известняками, в верхней — серыми и зеленовато-серыми известняками, более или менее глинистыми, конкреционного или брекчиевидного строения, содержащими прослои мергелей и глин. Встречен мосоловский комплекс брахиопод и остракод. Среди остракод обнаружены виды, характерные для бийского горизонта разрезов восточного типа: *Bairdia holuschurmensis* Pol., *Microcheilinella affinis* Pol., *Coeloenellina testata* Pol.

На юго-востоке Рязано-Саратовского прогиба, в Саратовском Поволжье, мосоловские слои (от 15 до 35 м) сложены преимущественно известняками, серыми, зеленовато-серыми, в различной степени глинистыми, конгломератовидными, слоистыми, пелитоморфными и мелкозернистыми, органогенными и прослоями доломитизированными. Определена фауна: *Productella* cf. *mosolovica* Ljasch., *Atrypa* cf. *mosolovica* Ljasch., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Ilmenia* ex gr. *inflata* Schnur., *Anathyris* cf. *tarchanensis* Ljasch., *Paeckelmannia philippovae* Ljasch., *Carinatina signifera* Roem.

Живетский ярус

Живетские образования в Поволжье распространены значительно шире, чем эйфельские. Они развиты не только в депрессионных участках и в краевых погруженных частях сводов, но и в более высоких местах их склонов. Представлены отложения живетского яруса преимущественно терригенными породами — песчаниками, алевролитами, аргиллитами (глинами), среди которых в южных и восточных районах имеются небольшие по мощности прослой мергелей, известняков и доломитов. Карбонатные (частично и глинистые) породы содержат типичную живетскую фауну (в том числе кораллов, брахиопод, цефалопод).

В живетском ярусе на территории Поволжья выделяются черноярские слои и старооскольский горизонт. Последний в свою очередь делится на воробьевские, ардатовские и муллинские слои (табл. 10, 11). Мощность яруса изменяется от нуля до 470 м.

С отложениями живетского яруса в пределах Поволжья связаны многочисленные залежи нефти и частично природного газа. Эти залежи приурочены к песчаным пластам воробьевских (месторождения Соколова Гора, Степновское, Луговское и другие в Саратовской области), ардатовских (месторождения Мухановское, Михайловское и другие в Куйбышевской области; Бавлинское, Ромашкинское и другие в Татарии) и муллинских (месторождения Мухановское, Марьевское и другие в Куйбышевской области; Бавлинское, Ромашкинское, Елабужское и другие в Татарии) слоев.

Московская синеклиза и Котельничский свод. По юго-восточному борту Московской синеклизы, сопряженному с северным склоном Токмовского свода, живетские отложения на слои не подразделены; они представлены однообразной толщей песков, песчаников, алевролитов и в меньшей степени глин. Возраст установлен по стратиграфическому положению в разрезе и на основании сходства спорово-пыльцевых комплексов с подобными же комплексами живетских отложений других разрезов, охарактеризованных морской фауной. В Горьковской опорной скважине (интервал 1300—1320 м) определены макроспоры зоны *Petalodentitriteles*, типичные для верхней части яруса других разрезов. Границы проведены условно и требуют дальнейшего уточнения. Мощность живетских отложений в Горьком равна 120 м.

В районе Ветлуги и Урени живетские отложения также выделены условно. По данным В. Е. Бакина (1962 г.), они представлены в нижней части серыми и темно-серыми глинами и светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов, мергелей и известняков, в верхней — песками и слабосцементированными светло-серыми песчаниками и алевролитами; в кровле имеются прослой серой глины. Мощность живетского яруса в Ветлуге 67 м, в Урени 95 м.

В районе Опарино и на Котельничском своде отложения среднего девона отсутствуют.

Казанско-Кажимский прогиб. Живетский ярус в прогибе условно подразделен на черноярские, воробьевские, ардатовские и муллинские слои, выделяющиеся, однако, несовместно.

В северной части прогиба (Кажим, Сырьяны) живетские отложения выделены по споровым комплексам; представлены они нерасчлененной толщей светло-серых разнотернистых песчаников с прослоями глинисто-алевролитовых пород. Общая мощность яруса в Кажиме достигает 260 м, в Сырьянах уменьшается до 180 м. В Шихово-Чепецке живетский ярус представлен преимущественно толщей белых кварцевых песчаников с прослоями коричневатых аргиллитов. В скв. 3

Таблица 10

Стратиграфические схемы девонских отложений Русской платформы

		Унифицированная схема девонских отложений 1951г.		Унифицированная схема девонских отложений 1950г.		Проект унифицированной схемы девонских отложений 1962г.				Стратиграфическая схема девонских отложений, принятая для XI тома "Геология СССР"				
Отдел	Ярус	Центральная область	Восточные области (Волга-Уральская обл.)	Центральные области	Восточные районы	Центральные районы		Восточные районы		Западные районы		Восточные районы		
		Горизонты, слои, свиты, толщ.		Горизонты		Надгоризонты, слои		Горизонты		Слои, свиты		Горизонты, слои, подъярусы		
Верхний D ₃	Фименский D ₃	Данково-лебедянские (включая озерко-зобанские)	Данково-лебедянские (включая озерко-зобанские)	Данково-лебедянские (исключая аналога озерко-зобанских)	Данково-лебедянские (без озерко-зобанских)	Данковский		Данковский		Данковский	Восточнофименский подъярус нерасчлененный			
		Елецкие	Задонско-елецкие	Задонско-елецкий	Макаровский	Елецкий		Елецкий		Елецкий	Елецкий	Нижефименский подъярус нерасчлененный		
	Задонские				Задонский		Задонский		Задонский	Задонский				
	Ливенские	Ливенские	Ливенский		Ливенский		Ливенский		Ливенский	Ливенский	Ливенский, ливенский и воронежский горизонты нерасчлененные			
	Евляновские	Евляновские	Евляновский		Евляновский		Евляновский		Евляновский	Евляновский	Верхневоронежский и нижеворонежский горизонты нерасчлененные			
	Воронежские	Воронежские	Воронежские		Воронежский		Воронежский		Воронежский	Воронежский	Верхневоронежский и нижеворонежский горизонты нерасчлененные			
	Летинские	Мендымские	Мендымский	Мендымский	Алатырский		Алатырский		Буревский	Буревский	Мендымские			
	Семилуцкие	Доманиковские	Доманиковский	Доманиковский	Семилуцкий		Семилуцкий		Семилуцкий	Доманиковская	Семилуцкий	Доманиковские		
	Верхнециферовские	Саргаевские	Саргаевский	Саргаевский	Саргаевский		Саргаевский		Саргаевский	Саргаевский	Саргаевский			
	Нижнециферовские	Кыновские	Кыновский	Кыновский	Кыновский		Кыновский		Кыновский	Кыновский	Кыновский			
Средний D ₂	Животинский D ₂	Староскольские (лучские на Западе)	Верхнежидетский подъярус (ардатовские)	Муллинский	Муллинский	Староскольский	Муллинский	Староскольский	Муллинский	Староскольский	Муллинский	Ардатовские	Муллинские	Ардатовские
		Мосоловские (?)	Нижнежидетский подъярус	Черноярский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский	Воробьевский
	Отсутствуют	Такатинские	Мосоловский	Морсовский	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	
	Отсутствуют	Такатинские	Мосоловский	Морсовский	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	Отсутствует	
Нижний D ₁	Животинский D ₁	Нет	Верхнебейлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	
		Нет	Нижнебейлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	Казанлинская свита	

Схема региональной корреляции девонских отложений Поволжья

Стратиграфическая шкала				Рязано-Стратовский пргиб		Такмовский свод			Московская синеклиза		Котельничский свод		Казанско-Кажимский пргиб		Немско-Лойненский свод		Верхнекамская впадина		Татарский свод		Мелекесская впадина		Сергиевско-Абдулинская впадина		Жигулевско-Пугачевский свод					
Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт, слои	юго-восточная часть	центральная и западная части	юго-запад	север	восток	южная часть	северная часть	северная часть	южная часть	южная вершина	Северная вершина	северная часть	южная и центральная части	Предкамский выступ	Замкамский выступ	восточная часть	западная часть	Самарск. Лука и западная часть	северо-восточная часть	юго-западная часть							
Верхний	Фаменский	Верхнефаменский	Верхнефаменский подъярус										Верхнефаменский подъярус		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Верхнефаменский подъярус		Верхнефаменский подъярус		Верхнефаменский подъярус		Верхнефаменский подъярус					
		Нижнефаменский	Елецкий										Елецкий горизонт		Нерасчлененные отложения		Елецкий горизонт		Нижнефаменский подъярус		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нижнефаменский подъярус					
			Задонский										Задонский горизонт		Нерасчлененные отложения		Задонский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения					
	Верхнефранский		Ливенский	Нерасчлененные отложения		Ливенский горизонт					Ливенский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Ливенский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения			
			Евлановский			Евлановский горизонт					Евлановский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Евлановский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения					
		Воронежский	Верхневоронежские	Верхневоронежские слои		Верхневоронежские слои		Верхневоронежские слои		Верхневоронежские слои		Верхневоронежский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Воронежский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		
		Нижневоронежские	Нижневоронежские слои		Нижневоронежские слои		Нижневоронежские слои		Нижневоронежские слои		Нижневоронежский горизонт		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения		Нерасчлененные отложения			
				Бурегский										Алатырские слои		Алатырские слои		Мендымские слои		Мендымские слои		Мендымские слои		Мендымские слои		Мендымские слои		Мендымские слои		
	Нижнефранский		Семилукский	Семилукский горизонт										Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		Семилукский горизонт		
			Саргаевский	Саргаевский горизонт										Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		Саргаевский горизонт		
			Кыновский	Нерасчлененные отложения										Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		Кыновский горизонт		
			Пашийский	Нерасчлененные отложения										Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		Пашийский горизонт		
	Живетский	Старосарский	Муллинские	Муллинские слои										Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		Муллинские слои		
			Ардатовские	Ардатовские слои										Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		Ардатовские слои		
			Воробьевские	Воробьевские слои										Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		Воробьевские слои		
Зифельский		Черноярские	Черноярские слои										Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои		Черноярские слои			
		Мосоловские	Мосоловские слои										Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои		Мосоловские слои			
		Морсовские	Морсовские слои										Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои		Морсовские слои			
Нижний			Казанлинская свита																										Казанлинская свита	
Подстилающие породы				Породы кристаллического фундамента		Рифей-кембрий			Породы кристаллического фундамента		Рифей-кембрий		Породы кристаллического фундамента		Рифей		Породы кристаллического фундамента		Рифей-кембрий		Породы кристаллического фундамента		Рифей		Породы кристаллического фундамента		Рифей		Породы кристаллического фундамента	

по спорам он условно делится на воробьевские (интервал 2400—2442 м), ардатовские (2325—2400 м) и муллинские (2260—2325 м) слои. Перечисленные образования подстилаются налегающими на кристаллический фундамент терригенными отложениями, содержащими более древний комплекс спор. В Советской опорной скважине живетский ярус (интервал 2050—2308 м) подразделен на нижнюю часть (18 м), сложенную темно-серыми аргиллитами (условно отнесенную к черныярским слоям), и верхнюю часть (240 м), состоящую из белых кварцевых песчаников с редкими прослоями коричневато-серых аргиллитов и алевролитов. Живетский возраст доказывается комплексом спор старооскольского облика, определенных из аргиллитов средней части разреза. В Чигирино (скважины 1 и 3) живетский ярус сложен также преимущественно песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. Условно выделенные в нижней части черныярские слои (10—12 м) представлены зеленовато-серыми известняками и аргиллитами с прослоями известковистого песчаника в основании. В них найдены *Atrypa* ex gr. *zonata* Sch n i g., *Eurychillina* aff. *mirabilis* P o l., *Healdianella* aff. *distincta* P o l., *Nodella?* *parvula* P o l. Верхняя часть разреза (50—70 м) сложена песчано-глинистыми породами. В Шурге (скв. 1) к живетскому ярусу (около 100 м) относится толща песчано-глинистых пород, в верхней части с прослоями аргиллитов, содержащих многочисленные остатки *Estheria* ex gr. *pogrebovi* L u t k. и споры II подкомплекса XV комплекса С. Н. Наумовой (*Archaeozonotriletes pustulatus* N a u m., *A. decorus* N a u m., *A. vulgatus* N a u m., *A. venustus* N a u m., *A. extensus* N a u m.).

Южнее Шурги, на Янга-Аульской, Казакларской и Верхне-Услонской площадях живетский ярус сложен серыми, неравномернозернистыми песчаниками с редкими обугленными растительными остатками. Вверх по разрезу песчаники становятся алевритистыми, сильно обогащенными глинистым материалом. В нижней (большей) части разреза содержатся прослой темно- и зеленовато-серых аргиллитов с многочисленными обугленными остатками растений.

В Камском Устье песчано-алевритовая толща покрывается метровым пластом известняка с фауной *Spinatrypa* ex gr. *aspera* S c h l o t h. и члениками криноидей («средний известняк»). В залегающих выше темно-серых аргиллитах (Камское Устье, скв. 3) определены *Agoniatites* sp., *Lingula* cf. *cornea* S o w., *L.* aff. *bicarinata* K u t. Мощность живетских отложений в Камском Устье 50—70 м.

Немско-Лойненский свод и Верхнекамская впадина. На Немско-Лойненском своде живетские отложения почти повсеместно отсутствуют и выделяются лишь условно, по данным спорово-пыльцевых анализов (Д. А. Гроссгейм, 1963 г.) в Кирсе. Они представлены алевролитами и аргиллитами мощностью до 6 м. Сокращенные мощности характерны и для живетских отложений Верхнекамской впадины. Здесь они распространены повсеместно, но представлены лишь старооскольским горизонтом — ардатовскими и муллинскими слоями (наличие воробьевских слоев не установлено). Ардатовские слои в нижней части сложены песчано-алевролитовыми породами, в верхней — алевролитоглинистыми. В породах определен II подкомплекс XV спорово-пыльцевого комплекса С. Н. Наумовой. Мощность в Бураново, Киенгопе и других пунктах равна 25—30 м. Муллинские слои устанавливаются по наличию в них спор III подкомплекса XV комплекса С. Н. Наумовой. Они сложены в нижней части песчаниками, в верхней аргиллитоглинистыми породами. Мощность муллинских слоев в Бураново 20 м.

В северных частях Верхнекамской впадины (Глазов) к нерасчлененным живетским отложениям условно относится 20—25-метровая

пачка терригенных пород, сложенная в нижней части алевролитами, в верхней светлыми разнозернистыми песчаниками (Ларионова, 1960).

Токмовский свод. На Токмовском своде черноморские слои отсутствуют и отложения старооскольского горизонта залегают трансгрессивно на породах эйфельского яруса или кристаллического фундамента. В восточной части свода (Ульяновск—Алатырь—Сундырь—Марпосад) живецкие отложения отсутствуют полностью.

Воробьевские слои старооскольского горизонта в южной части Токмовского свода наиболее полно выражены в Кикино, где в их составе (38 м) выделяются три пачки: нижняя — песчано-алевролитовая, средняя, сложенная глинами, доломитовыми мергелями и доломитами с *Tentaculites mesodevonicus* G. L j a s c h., и верхняя — в основном глинистые алевролиты.

В Токмово, Иссе, Юлово-Ишиме слои представлены: в нижней части пачкой светлых песчаников и алевролитов, чередующихся с алевролитовыми глинами, в верхней — пачкой глин алевритовых, зеленовато-серых, темно-серых, в которых местами (Юлово-Ишим) найдены пеллециподы, лингулы и тентакулиты. В районе Прудов воробьевские слои — это пачка глин, аналогичных глинам верхней части слоев Юлово-Ишима, которые залегают на породах кристаллического фундамента. Мощность слоев колеблется от 52 м в Токмово до 30 м в Иссе и 11 м в районе Прудов.

Ардатовские слои в Токмово представлены: в нижней части алевролитопесчаной пачкой, в верхней — глинисто-алевролитовой, с единичными тонкими прослоями известняков в средней части разреза. В Прудах, Кикино и Комаровке количество известняков в средней части слоев увеличивается. Фауна найдена преимущественно в этой части разреза. В Токмово определены *Denticulites* cf. *ljaschenkovi* G. L j a s c h., *Styliolina philippovae* G. L j a s c h., а в Кикино — *Atrypa* cf. *zonata* S c h n i g. и др. В разрезах Токмово, Юлово-Ишима и Прудов определен комплекс спор зон *Pilloancorotriletes* и *Petalodentitriletes*. Мощность ардатовских слоев колеблется в пределах от 40 м в Кикино до 82—76 м в Токмово и до 58 м в Юлово-Ишиме и Прудах.

Муллинские слои в южной части свода представлены глинисто-алевролитовыми породами серого и зеленовато-серого цвета, содержащими стяжения сидерита. Отмечены споры III подкомплекса XV комплекса С. Н. Наумовой. В литературе эти отложения описывались иногда под именем ястребовского горизонта верхнего девона (Ляшенко, 1959). Мощность слоев в Кикино, Токмово, Прудах 40—50 м.

В северных районах Токмовского свода (Балахониха, Лысково) старооскольский горизонт на слои не подразделяется; представлен алевролитопесчаными и алевролитоглинистыми породами, образующими два ритма седиментации. Нижний ритм условно относится к воробьевским слоям (Филиппова, Аронова и др., 1958), верхний — к ардатовским и муллинским. Мощность отложений составляет 76 м в Лысково, 176 м в Балахонихе (см. рис. 23).

Татарский свод, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. На площадях этих структур живецкие отложения достаточно широко развиты; они отсутствуют лишь на северной вершине Татарского свода. В западной части Мелекесской впадины, в зоне древнего Юхмачинского палеоподнятия, развиты лишь отложения ардатовских слоев.

Воробьевские слои старооскольского горизонта на южной вершине Татарского свода представлены в основном песчано-глинистыми породами общей мощностью до 25 м. В нижней части их разреза залегают серые и темно-серые песчаники (пласт D_{IV}), алевролиты и реже аргиллиты с характерным комплексом спор. Верхняя часть представлена

в основном алевролитами светло-серыми, иногда песчанистыми, и алевролитистыми аргиллитами. В этой пачке отмечены прослои мергелей и известняков с *Eoreticularia pseudopachyrincha* Tschern., *Chonetes vorobjensis* Ljasch. (Байтуган, скв. 24, интервал 2150—2136 м).

Северо-западная граница распространения воробьевских слоев проходит по линии Юхмачи — Аксубаево — Акташ — Муслюмово и далее уходит в пределы Башкирии несколько севернее Бакалов (Дубровка).

На северо-востоке Татарского свода, в пределах Грахано-Нылгинского и смежного с ним валов, установлены лишь отдельные участки развития воробьевских слоев (Нылга, Можга и другие пункты). Воробьевские слои (6—10 м) представлены здесь в нижней части кварцевыми разнотернистыми песчаниками, в верхней — алевролитовыми аргиллитами. В породах найдены споры: *Archaeozonotriletes vulgatus* Naum., *A. meonacantus* Naum., *A. decorus* Naum., *A. vorobjensis* Naum., *A. extensus* Naum.

Имеющиеся в западной части Мелекесской впадины (Камское Устье, Улема, Пичкасы, Бугровка) воробьевские слои (до 20 м) представлены в нижней части кварцевыми песчаниками и алевролитами, содержащими воробьевский комплекс спор, в верхней части — глинисто-алевролитовой пачкой с прослоями глинистых известняков с *Emanuella* cf. *vorobjensis* Ljasch., *Buchiola* sp., *Orthoceras* sp.

В Сергиевско-Абдулинской впадине воробьевские слои (10—15 м) наиболее полно представлены в ее восточной части, за пределами рассматриваемой территории (Султангулово, Ефремово-Зыково, Красноярка и др.). Здесь слои залегают с размывом на отложениях эйфельского яруса и сложены в основании песчаниками, а выше — аргиллитами желтовато-зеленого, табачно-зеленого, зеленовато-серого, темно-серого и шоколадно-бурого цвета, более или менее известковистыми, содержащими в средней или нижней части пласт известняка (2—5 м) от светло- до темно-серого цвета, микротернистого, афанитового, массивного или желваковидного, неравномерно глинистого. В глинах и известняках найдена сравнительно богатая фауна: *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *zonata* Schnur., *Spinatrypa* ex gr. *bifidaeformis* Tschern., *Emanuella vorobjensis* Ljasch., *Eoreticularia* ex gr. *pseudopachyrincha* Tschern., *Stringocephalus* ex gr. *burtini* Deff., *Homoctenus vorobjensis* G. Ljasch., *Styliolina kireevae* G. Ljasch., *Acratia polenovae* G. Ljasch., *Healdianella distincta* var. *baschkirica* Ljasch., *Eridoconcha baschkirica* G. Ljasch. В западной части Сергиевско-Абдулинской впадины (Якушкино, Радаевка, Боровка, Серноводск, Горький Овраг) воробьевские слои имеют близкое к вышеописанному строение. Они представлены в нижней части песчаной пачкой, в верхней — алевролито-глинистой, иногда с редкими прослоями известняка (Якушкино, скв. 3). Определен комплекс спор: *Archaeozonotriletes vorobjensis* Naum., *A. meonacantus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *Hymenozonotriletes polymorphus* Naum., *H. monogrammus* Naum.

Западная граница распространения воробьевских слоев в рассматриваемой впадинной зоне протягивается от Надеждина к Курумочу и через район Солнечной Поляны в направлении к г. Куйбышеву.

Ардатовские слои развиты на рассматриваемой территории почти повсеместно, за исключением северной вершины Татарского свода. Представлены они довольно однотипно на всей площади. В нижней части слои сложены песчано-алевролитовыми породами, в верхней — карбонатно-глинистыми. В северной полосе рассматриваемой территории песчаники и алевролиты нижней части разреза представлены разнотернистыми кварцевыми разностями, местами (вдоль окраины северной вер-

шины) с наличием в них гравийно-крупнопесчаных пропластков; среди песчаников и алевролитов встречаются прослойки глинистых пород (аргиллитов и глинистых алевролитов), содержащих в свою очередь прослойки оолитовых сидерито-шамозитовых руд. Из этой части разреза определены остатки *Lingula miciformis* Mik., *L. aff. bicarinata* Kut., а также обильный споровый комплекс: *Acanthozonotriletes inferus* Naum., *Archaeozonotriletes decorus* Naum., *A. tuberculatus* Naum., *A. extensus* Naum., *Hymenozonotriletes cebeber* Tschibr., *H. rugosus* Pusch.

В верхней части наблюдаются карбонатные породы («средний известняк») и перекрывающие их тонкоотмученные листоватые аргиллиты темно-серого или зеленовато-серого цвета, содержащие местами прослойки алевролитов и песчаников, а также включения обохренных желваков сидерита и конкреции фосфоритов. Карбонатные породы представлены известняками и доломитами с фауной кораллов, брахиопод, трилобитов, остракод, криноидей. Отсюда определены: *Neostriogophyllum waltheri* Schmith., *Grypophyllum isactis* Frech., *Thamnopora cf. tumefacta* Lecompt., *Th. polyforata* Schloth., *Atrypa desquamata* Sow., *A. ex gr. zonata* Schnur., *Dechenella romanovskii* Tschern., *Microcheilinella mandelstammi* Pol., *Bairdia tikhyi* Pol., *B. plicatula* Pol., *Zaborovia obscura* Pol., *Healdianella distincta* Pol. Местами установлено увеличение мощности «среднего известняка» от обычных 1—3 м до 7—8 м (Нурлаты), что объясняется наличием по склонам свода небольших рифовых массивов с массовыми в них остатками кораллов и остракод. В западных районах (Бугровка) известняк в разрезе отсутствует. Аргиллиты, перекрывающие «средний известняк», содержат менее богатую фауну: *Lingulipora miciformis* Mik., *L. ovata* Vat., *Chonetes sarcinulata* Schloth., *Atrypa ex gr. zonata* Schnur., *Agoniatites* sp., *Paracyclas infradomanica* B. Nal., *Nucula aquisgranensis* Hall., *Estheria pogrebovi* Lutk., *E. membranacea* Pacht. В комплексе спор определены: *Leiotriletes rotundus* Naum., *Stenozonotriletes lasias* Naum., *St. sinoplicissimus* Naum., *Lophotriletes minor* Naum., *Archaeozonotriletes extensus* Naum.

В составе ардаатовских слоев северной полосы рассматриваемой территории найдены прослойки туффов, представленных обломками вулканического стекла (Нурлаты, Ново-Елхово и др.). Максимальная мощность ардаатовских слоев 50—70 м. Она постепенно уменьшается на северо-запад и слои выклиниваются к северной вершине Татарского свода.

Типичным разрезом слоев в северной части свода является голюшурминский, в западной мелекесский, а для южного склона Татарского свода разрез Байтуганской опорной скв. 24. К ардаатовским слоям в разрезе скв. 24 отнесены вторая, третья, четвертая и пятая толщи (по В. Н. Крестовникову), залегающие на глубине 2131—2060 м. Вторая толща (интервал 2131—2104 м) представлена светлыми песчаниками (песчаник D_{III}) с тончайшими углисто-глинистыми прослойками и глинисто-алевролитовыми прослоями. Третья толща (интервал 2104—2095 м) сложена глинистыми алевролитами, выше пачкой серых глин с линзами и прослоями песчаника и алевролита и вверху доломитизированным алевролитом, иногда глинистым и песчаным. В толще отмечены многочисленные растительные остатки и старооскольский комплекс спор: *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. vulgatus* Naum. Четвертая толща (интервал 2096—2073 м) сложена аргиллитами и алевролитами. Пятая толща (2073—2060 м) — «средний известняк» (остракодовый репер) представлена известняками пелитоморфными, переходящими в доломиты, и покрывающими их гли-

нами, с прослоями известняка с фауной кониконх. В известняках, глинах и доломитах найдена фауна: *Chonetes* cf. *kinelensis* Ljasch., *Camarotoechia* sp., *Atrypa* ex gr. *desquamata* Sow., *Elytha* ex gr. *undifera* Roem., *Tentaculites baituganicus* G. Ljasch., сплюснутые гастроподы, гладкие пелециподы.

На юге рассматриваемой территории, в Сергиевско-Абдулинской впадине, общая мощность ардамовских слоев до 100 м на востоке и уменьшается на запад до 20—30 м. В наиболее хорошо изученных разрезах (Сосновка, Дерюжевка, Калиновка) слои начинаются песчаным пластом D_{III} (10—12 м), залегающим на воробьевских слоях или на более древних отложениях вплоть до кристаллического фундамента. Выше следует алевроито-аргиллитовая пачка, затем карбонатная пачка (так называемый «средний известняк»), покрывающаяся аргиллитами. Пласт D_{III} сложен песчаниками, серыми или зеленовато-серыми, кварцевыми, преимущественно среднезернистыми, плохо отсортированными, в верхней части мелкозернистыми, хорошо отсортированными. Песчаники содержат прослой алевролитов и аргиллитов с растительными остатками. Из этого пласта определены споры зоны Pilloanconotriletes (msc.), старооскольский комплекс микроспор, среди которых преобладают следующие виды: *Leiotriletes parvus* Naum., *L. simplex* Naum., *L. rotundus* Naum., *Lophotriletes extensus* Naum., *Archaeozonotriletes vulgaris* Naum., *A. pustulatus* Naum.

Аргиллито-алевролитовая пачка (10—12 м) сложена тонкоплитчатыми аргиллитами, содержащими прослой глинистых алевролитов. Найдена фауна брахиопод, пелеципод, кониконх, гастропод и других групп. Определены: *Lingula miciformis* Mikr., *Chonetipustula baschkirica* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *zonata* Schnur., *Emanuella pseudopachyrincha* Tschern., *Elytha* cf. *undifera* Roem. и др. Кроме того, в пачке встречены остракоды и споры растений, которые так же, как и брахиоподы, свидетельствуют о старооскольском возрасте указанной пачки.

«Средний известняк» (3—10 м) или «остракодовый репер» представлен пачкой известняков, серых, иногда темно-серых, микрозернистых, или органогенно-обломочных, неравномерно глинистых. В них определена фауна: *Atrypa* ex gr. *zonata* Schnur., *A. ex gr. desquamata* Sow., *A. oscolensis* Ljasch., *A. donensis* Ljasch., *Spinatrypa bifidaeformis* Tschern., *Eoreticularia pseudopachyrincha* Tschern., *Stringocephalus burtini* Defr., *Viriatella kinelensis* G. Ljasch., *Pribylites unicosatus* Pol., *Eulanella alveolata* Pol., *Knoxiella accepta* Pol., *Marginia sculpta* Pol., *M. celebratina* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *Amphissites pulchra* Pol., *Jenningsina posneri* Pol., *Lucasella baschkirica* Rozhd., *Agoniatites* sp. и *Dechenella romanovskii* Tschern.

«Средний известняк» покрывается пачкой (10—20 м) зеленовато-серых и темно-серых известковистых аргиллитов с фауной *Chonetes kinelensis* Ljasch., *Chonetipustula* cf. *baschkirica* Ljasch., *Tentaculites baituganicus* G. Ljasch.

Муллинские слои на Татарском своде и в восточной части Мелекесской впадины развиты довольно широко и отсутствуют лишь на северной вершине свода и в западной части впадины (Алпарово, Алькеево, Бугровка, Билярск, Чистополь).

На северо-востоке Татарского свода (на Бондюжской, Елабужской, Сарайлинской, Усть-Икской, Азеве-Салаушской, Мензелино-Актыньшской, Голюшурминской, Казаковской, Первомайской, Граховской и других площадях) слои (4—20 м) представлены в нижней части пластом песчаника, в верхней — переслаиванием алевролитов и аргиллитов со спорами III подкомплекса XV комплекса С. Н. Наумовой и редкими остракодами *Cavellina resima* Rozhd. (Грахово, скв. 3, интервал

1690—1695 м). Южнее муллинские слои включают повсеместно нижнюю алевролито-песчаную пачку (Дп) и перекрывающую ее алевролито-аргиллитовую. В нижней пачке преимущественно развиты алевролиты, то более глинистые, то более песчаные. Песчаники, обычно мелкозернистые, играют подчиненную роль. Песчаники и алевролиты разбщены небольшими по мощности глинистыми пропластками желтовато-бурого и зеленовато-серого цвета. Количество песчаных пород заметно увеличивается лишь в западных и северных районах развития пласта Дп. В нижней пачке встречены *Estheria* cf. *plicata* Lutk. и споры *Lophotriletes minor* Naum., *L. minutissimus* Naum., *Archaeozonotriletes extensus* Naum., *A. parvibasilaris* Naum., *A. serratus* Naum., *A. basilaris* Naum., *Hymenozonotriletes obliquis* Puch.

Верхняя, алевролито-аргиллитовая пачка сложена в нижней части зеленоватыми аргиллитами со стяжениями сидерита, фосфорита, оолитовыми сидерит-шамозитовыми рудами, в верхней — переслаиванием желтовато-бурых глинистых алевролитов и аргиллитов. Значение последних в направлении на запад и на север постепенно уменьшается.

На юге и на востоке Татарского свода (Бавлы, Крым-Сарай, Байтуган, скв. 24) в составе верхней пачки (45 м) присутствуют прослой глинистых известняков и мергелей («черный известняк»), содержащих фауну: *Lingulipora* sp., *Chonetes* ex gr. *kinelensis* Ljasch., *Favosites* ex gr. *cervicornis* Blein., *Thamnopora polyforata* Schloth., *Selebratina curta* Pol., *Marginia selebratis* Pol., *Bairdia spinosa* Pol., *Microcheilinella givetica* Rozhd., *Bairdiocypris plicatilis* Rozhd.

Споровый комплекс верхней пачки муллинских слоев неоднороден для ее нижней и верхней частей. В нижней части преобладают *Archaeozonotriletes grumosus* Naum., *A. tamilli* Phill., *A. triquentus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *Lophozonotriletes grandis* Naum., *Hymenozonotriletes obliquis* Puch., в верхней *Hymenozonotriletes inaequalis* Phill., *H. duplex* Puch., *H. monoloris* Puch., *H. tichomirovi* Naum.

В восточной части Сергиевско-Абдулинской впадины (Ефремово-Зыково, Султангулово, Красноярка, Заглядино и др.) муллинские слои представлены (20 м) аргиллитовой пачкой с пластом известняка в средней части («черный известняк»). Известняки окрашены в серые, темно-серые и буровато-серые тона, мелкозернистые, органогенно-обломочные, в различной степени глинистые. В западном и северо-западном (Сосновка, Дерюжевка и др.) направлениях известняки переходят в мергели, глины и алевролиты. В известняках встречена разнообразная фауна: *Lingula caetra* Mikr., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Atrypa pseudouralica* Mikr., *A.* ex gr. *dowilli* Mans., *Emanuella sterliensis* Ljasch., *Enantiosphen* sp., *Stringocephalus* ex gr. *burtini* Defr., *Bronteus granulatus* Goldf., *Heteroctenus kochanensis* G. Ljasch., *H. tagangaevi* G. Ljasch., *Alveolites crassiformis* Sok., *Scolipora conferta* Egm., *Gravia volgaensis* Pol., *Amphissites pulcher* Pol., *Bairdia tikhyi* Pol., *B. spinosa* Pol., *Selebratina spinosa* Rozhd., *Cavellina resima* Rozhd., *Microcheilinella tumida* Lip., *Carbonita kinelensis* Lob.

Западнее в пределах той же впадинной зоны (Радаевка, Боровка, Якушкино, Горький Овраг) муллинские слои (20—30 м) представлены в нижней части преимущественно алевролитами, изредка песчаниками (Боровка), в верхней — алевролито-глинистыми породами. В верхней части установлен III подкомплекс XV спорово-пыльцевого комплекса С. Н. Наумовой.

В западной части Мелекесской впадины (Улема, Камское Устье, Бугровка) муллинские слои (до 45 м) сложены в нижней части алевро-

лито-песчаниковой пачкой, в верхней — алевролито-аргиллитовой, иногда с прослоями известняков. В верхней пачке отмечаются также значительные прослои песчаников, окатыши, стяжения сидерита, гальки фосфорита, оолитовые руды, местами красноокрашенные и пестроцветные алевролиты с обломками окварцованных биотитовых гнейсов (Бугровка). Возраст слоев определяется по споровому комплексу.

Местами (рис. 24) муллинские слои в западной части впадины полностью размыты (Алпарово, Алькеево, Чистополь и др.) или, как, например, в Мелекесе, сохранилась лишь частично их нижняя песчаная часть. В этом случае верхнедевонские (кыновские) песчаники или

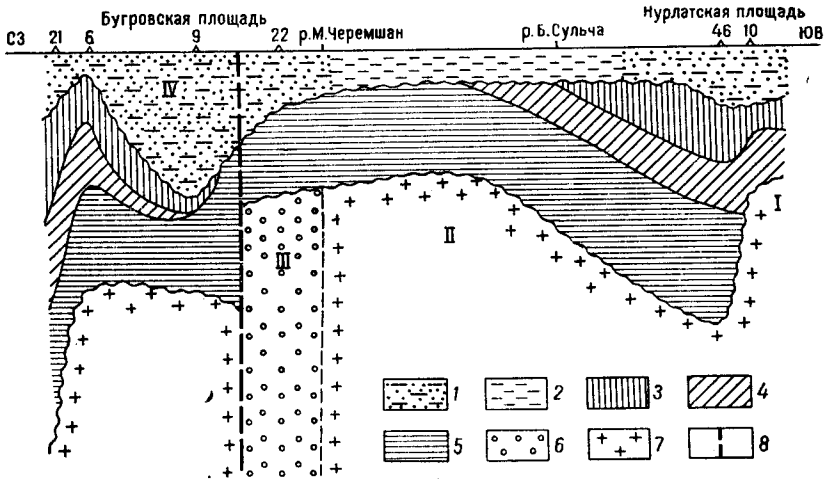


Рис. 24. Схематический разрез терригенной толщи девона по Мелекесской впадине для конца кыновского времени. По А. М. Мельникову, 1962

1 — песчано-глинистые отложения кыновского горизонта; 2 — преимущественно глинистые отложения кыновского горизонта; 3 — пашийский горизонт; 4 — муллинские слои; 5 — воробьевские и ардатовские слои; 6 — бавлинская свита; 7 — кристаллический фундамент; 8 — предполагаемый сброс

Структурные элементы (римские цифры на рис.): I — Эштебеньковский выступ фундамента; II — Юхмачино-Биларский выступ фундамента (Юхмачинский палеосвод); III — Алькеево-Пичкассский грабен; IV — Базарно-Матакинский докыновский прогиб

аргиллиты непосредственно налегают на пласт Д_п. На контакте установлены прослои каолинизированных глин и местами скопления оолитов шамозита (Аканская площадь).

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды и Бузулукская впадина. Живетские отложения в пределах названных районов широко развиты; они отсутствуют лишь в западной и местами в юго-западной частях Жигулевско-Пугачевского свода.

Черноярские слои достоверно установлены лишь на юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, где они сложены (10—15 м) серыми и зеленовато-серыми аргиллитами с тонкими прослойками известняков и содержат *Atrypa cf. sokolovae* L j a s c h. и др. Отсутствуют черноярские слои в районах Балаково—Марьевка—Грачевка и Давыдовка—Клинцовка.

На юго-восточном склоне Оренбургского свода и в смежной части Бузулукской впадины условно к черноярским слоям могут быть отнесены маломощные темные глинистые известняки, залегающие согласно на бийский отложениях и содержащие гладкие раковины, относящиеся к роду *Bornhardtina* S c h u l s. из семейства Stringocephalidae, обломки *Stringocephalus* sp., *Atrypa* ex gr. *sokolovae* L j a s c h. (Коханская, Городецкая, Жуковская площади).

Воробьевские слои старооскольского горизонта к востоку от линии, протягивающейся от г. Куйбышева в направлении Ореховки, имеют повсеместное (за исключением районов Спиридоновки и Никольской) распространение. По литологической и фаунистической характеристике они аналогичны воробьевским слоям восточной полосы Сергиевско-Абдулинской впадины. Мощность слоев в Ореховке 15 м, Чубовке и Городецке около 20 м, в Муханово 25 м, в Пилюгино 30 м.

На южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода (Пугачев, скв. 10 и др.) воробьевские слои (0—30 м) сложены в нижней части песчаниками, залегающими на различных по возрасту подстилающих образованиях, в верхней части — аргиллитами, зеленовато-серыми и шоколадно-коричневыми, с прослоями глинистых известняков, содержащих характерную фауну: *Ilmenia vorobjensis* L j a s c h., *Chonetes vorobjensis* L j a s c h. В районах Балаково—Чапаевка и Давыдовка—Рахмановка эти отложения отсутствуют.

Ардатовские слои широко распространены; они отсутствуют лишь на западе — Обшаровка, Натальино, Безенчук, Покровка, Звенигородка, Красная Поляна (скв. 18), на Красавской площади и в районах Пугачев—Рахмановка—Клинцовка и Балаково—Марьевка. Разрезы ардатовских слоев имеют обычно четырехчленное сложение (Яблоновый Овраг, Жигулевск, Моркваши, Зольный Овраг, Красная Поляна, Кулешовка, Ореховка, Муханово, Пилюгино и др.).

В типовом разрезе Ореховской опорной скважины ардатовские слои (интервал 3708—3765 м) начинаются песчаником (D_{III}), светло-серым, кварцевым, с прослоями алевролитов и обуглившимися растительными остатками. В алевролитах (интервал 3760—3763 м) найдены споры: *Archaeozonotriletes vulgatus* N a u m., *A. pustulatus* N a u m., *A. extensus* N a u m., *A. parvibasilaris* N a u m., *A. violabilis* T s c h i b g., *A. decorus* N a u m., *A. basilaris* N a u m., *Lophozonotriletes scurus* N a u m., *Lophotriletes rotundus* N a u m., *Acanthotriletes parvispinosus* N a u m. Песчаники D_{III} сменяются пачкой пятнисто-серых алевролитов и черных глин с растительными остатками и редкой фауной брахиопод. В глинах (интервал 3773—3742 м) определен комплекс спор, сходный с найденным в алевролитах пласта D_{III}. Пачка глин и алевролитов перекрывается органогенно-обломочным «остракодовым» известняком (9 м). Слои заканчиваются (13 м) тонкослоистыми аргиллитами. В известняках и аргиллитах (интервал 3711—3720 м) найдены брахиоподы плохой сохранности: *Lingula trigonalis* B a t r., *Lingulipora bavliensis* M i k r., *Chonetipustula* ex gr. *baschkirica* L j a s c h., определены (3717—3708 м) споры старооскольского облика.

От Ореховки на юго-запад, в Красной Поляне, Дергуновке, Константиновке, мощность слоев сокращается до 20—30 м. Наоборот, к востоку и северу мощность их увеличивается, в Муханово она равна 100 м.

В Самаролукском районе — в Чубовке, Красном Яре, Курумоче, Яблоновом Овраге, Солнечной Поляне, Зольном и Стрельном Оврагах ардатовские слои представлены в нижней части песчано-алевролитовой пачкой D_{III}, в верхней — глинисто-карбонатной пачкой («средний известняк») с редкими прослоями алевролитов. В известняке встречены брахиоподы, пеллециподы, кониконхи, гониаты, обломки бактригов и остракоды: *Costatia posneri* P o l., *Amphissites bavliensis* P o l., *Ampuloides verrucosa* P o l. и др. Мощность слоев изменчива. В районе Чубовки до 60—70 м, в Яблоновом Овраге 15—40 м, в Зольном Овраге 85—118 м; к западу — на Печерской, Костычевской, Березовской, Карлово-Сытовской площадях и в районе Сызрани всего 15—35 м.

Типовым для юго-западного склона Жигулевско-Пугачевского свода может считаться разрез ардатовских слоев Пугачевской опорной скв. 10 (интервал 1614—1657 м). В нижней части они сложены песчаниками, выше переходящими в глины с пластом известняка. В нем определены: *Chonetes rugosus* Ljasch., *Ch. cf. kinelensis* Ljasch., *Chonetipustula cf. baschkirica* Ljasch., *Atrypa donensis* Ljasch., *A. ex gr. oskolensis* Ljasch., *A. ex gr. zonata* Schpur., *Emanuella ex gr. pseudopachyrhincha* Tschern.

Муллинские слои распространены к востоку от линии, проходящей на юге восточнее Красной Поляны, Покровки, Березовки, на севере — несколько западнее Филипповки и восточнее Новиковки (Ульяновская область). Муллинские слои, как и ардатовские, отсутствуют в центральной части Жигулевско-Пугачевского свода, в пределах Покровской, Звенигородской, Обшаровской, Безенчукской, Хворостянской, Красавской (скв. 2), Краснополянской (скв. 1 и 2), Троекуровской и других площадей. К северу и к востоку от этой территории муллинские слои развиты в пределах западной части Жигулевско-Пугачевского свода, в Самаролукском районе. Здесь, в районе Чубовки, Курумоча, Красного Яра, Зольного Оврага, Стрельного Оврага, Березовки и других, слои представлены в нижней части пластом песчаника или алевролита, в верхней — аргиллитами с прослоями алевролитов, известняков и мергелей (Березовка, Стрельный Овраг, Зольный Овраг).

На юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в Пугачевской опорной скв. 10, к муллинским слоям условно отнесена самая верхняя часть живетского яруса (интервал 1604—1614 м), сложенная темно-серыми мергелями и аргиллитами, содержащими фауну: *Spinatrypa ex gr. dowillei* Mans., *Emanuella cf. sterliensis* Ljasch. и др.

На восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и в прилегающих с востока районах (Ореховка, Пилюгино, Муханово, Коханы, Городецк и др.) муллинские слои сложены в основном так же, как в восточной части Сергиевско-Абдулинской впадины, и имеют мощности от 24—25 м на западе до 30 м на востоке. В Ореховской опорной скважине слои (интервал 3684—3708 м) представлены внизу глинами черными, тонкослоистыми и пиритизированными; выше лежат известняки черные, прослоями серые, органогенно-обломочные, преимущественно крionoидно-остракодовые с кониконхами и брахиоподами, с прослоями черных глин; еще выше наблюдаются черные алевролитистые глины с сидеритом; заканчиваются муллинские слои 5-метровой пачкой кварцевых глинистых алевролитов.

В известняках определены брахиоподы и кониконхи: *Emanuella aff. kinelensis* Ljasch., *Athyris aljabiensis* Ljasch., *Heteroctenus tagangaevi* G. Ljasch., *Homoctenus* sp. nov. В глинах (интервал 3706—3708 м) определен типичный муллинский комплекс спор: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. parvibasilaris* Naum., *A. extensis* Naum., *A. vulgaris* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. laevis* Naum., *A. retiformis* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum., *Hymenozonotriletes inaequalis* Phill. (in coll.). В алевролитах (3688—3690 м) найдены остатки лингул и споры муллинского комплекса: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. extensis* Naum., *Lophozonotriletes scurrus* Naum.

Рязано-Саратовский прогиб. Черноморские слои в Рязано-Саратовском прогибе изучены в Морсово, Сердобске, Зубовой Поляне и в Саратовском Поволжье (см. рис. 22). В Морсово (интервал 829—850 м) они сложены глинами зеленовато- и темно-серыми, содержащими прослой мергелей и известняков с фауной: *Atrypa cf. sokolovae* Ljasch.,

Spinathrypa ex gr. *bifidaeformis* Tschern., *Emanuella* ex gr. *pseudopachyrincha* Tschern., *Spirifer* ex gr. *hians* Buch.

В Зубовой Поляне мощность черноморских слоев сокращается вследствие размыва до 10 м, а на склонах Токмовского свода слои полностью выклиниваются.

В Сердобской опорной скважине черноморские слои (интервал 1248—1260 м) представлены зеленовато- и темно-серыми известковистыми глинами, содержащими прослой известняков с фауной: *Atrypa* cf. *sokolovae* Ljasch., *A.* ex gr. *zonata* Sonn., *Chaskothyris*, *Bairdocypris menailencovi* L. Eg., *B. attenuatus* L. Eg., *Jenningsina primus* Pok., *J. catenulata* (Pelt.), *J. serdobskovensis* L. Eg.

В Саратовском правобережье слои сложены пачкой темно- и зеленовато-серых, местами коричневатобурых известковистых аргиллитов, содержащих прослой мергелей и известняков. Определена фауна брахиопод, аналогичная имеющейся в разрезе Морсово, и остракоды.

Мощность слоев варьирует от 10 до 30 м (Елшанка, скв. 27, интервал 2235—2206 м; Тепловка, скв. 1, интервал 1725—1700 м; Сокур, скв. 8, интервал 2134—2119 м и др.).

Воробьевские слои старооскольского горизонта в Морсовской скважине (30 м) сложены в нижней части светло-серыми алевролитовыми песками с прослоем конгломерата в основании, в верхней части — алевролитами и мелкозернистыми глинистыми песчаниками серого и желтовато-серого цвета с редкими растительными остатками и выделениями сидерита. Встречаются прослой серых алевритовых глин. В интервале 815—825 м определены споры.

В Сердобской опорной скважине воробьевские слои (101 м) представлены в нижней части светло-серыми и белыми алевролитами с прослоями песчаников и алевритистых глин, с многочисленными растительными остатками и остатками лингул, филлопод, пеллеципод, в верхней — зеленовато-серыми, оливково-зелеными, табачно-зелеными и коричневатобурыми глинами и алевролитами с фауной брахиопод и кониконх: *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Emanuella vorobjensis* Ljasch., *Heteroctenus mesodevonicus* G. Ljasch.

На юго-востоке Рязано-Саратовского прогиба к нижней части воробьевских слоев относится мощная толща (пласт D^{2v} промысловой схемы), представленная светло-серыми песчаниками и алевролитами с редкими прослоями аргиллитов. Найдены немногочисленные остатки лингул, филлопод, остракод, а также растительные остатки и споры. В Казанлинской скв. 7 в толще песчаников (интервал 1848,5—1963,5 м) встречены споры: *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. macromanifestus* Naum., *A. cladus* Tschibr., *A. violabilis* Tschibr., *A. olchoceatus* Tschibr., *Leiotriletes atavus* Naum., *Trachytriletes solidus* Naum., *Hymenozonotriletes polyacantus* Naum. и др. (определения А. Д. Архангельской).

Верхняя часть воробьевских слоев (30 м) здесь представлена аргиллитами и известняками. Аргиллиты темно-серые, шоколадно-бурые заключают пласт серого микро- и мелкозернистого, прослоями пелитоморфного неравномерно глинистого известняка с *Chonetes vorobjensis* Ljasch., *Spinathrypa* ex gr. *bifidaeformis* Tschern., *Emanuella pseudopachyrinchus* Tschern., *Styliolina* cf. *kireevae* G. Ljasch., *Acratia polenovae* G. Ljasch., *Amphyssites meraculus* G. Ljasch., *Jenningsina vorobjensis* G. Ljasch., *Healdianella distincta* Pol., *H. subparallela* Pol.

Воробьевские слои в Саратовском Поволжье являются хорошим маркирующим горизонтом; мощность их здесь изменяется от 70 м (Соколова гора) до 220 м (Елшанка). Между верхней и нижней частями

воробьевских слоев отмечается перерыв. Учитывая это, а также развитие несколько отличных комплексов спор в нижней и верхней частях воробьевских слоев, ряд авторов склонны выделять нижнюю часть разреза в качестве самостоятельных ольховских слоев (Ляшенко, 1962; Скловский и др., 1963).

Ардатовские слои в Морсово и других разрезах северо-западного участка Рязано-Саратовского прогиба подразделяются на три литологические пачки: нижнюю и верхнюю — алевролитовые и среднюю — глинистую. Нижняя пачка (40 м) представлена серыми и зеленовато-серыми кварцевыми песчанистыми алевролитами с прослоями зеленовато-серых и коричнево-бурых глин, с линзовидными конкрециями сидерита и обуглившимися растительными остатками. Средняя пачка (20 м) сложена зеленовато-серыми и серовато-коричневыми глинами. Глины пиритизированные, с конкрециями сидерита и оолитами шамотита. На глубине 703—708 м определена *Styliolina philippovae* G. Ljasch. Верхняя пачка (30 м) представлена светло-серыми, зеленовато- и коричнево-серыми кварцевыми алевролитами с включениями сидерита. Алевролиты содержат прослои зеленовато-серых глин, местами переполненных мелким растительным детритусом. Из этой пачки С. Н. Наумовой определены споры живетского облика.

В Сердобске нижняя часть ардатовских слоев представлена терригенной алевролито-глинистой толщей, состоящей из двух пластов светло-серых микрослоистых алевролитов, разделенных зеленовато-серыми и оливково-зелеными глинами. В верхней части слоев наблюдаются зеленовато-серые, табачно-зеленые, а в самой верхней части оливково-зеленые глины, содержащие прослои известняков и доломитов. В нижней алевролито-глинистой толще встречена редкая фауна лингул и филлопод, определены споры *Archaeozonotriletes vulgatus* Naum., *A. pustulatus* Naum., *A. extensus* Naum., *Hymenozonotriletes vulgaris* Naum. В верхней части слоев в известняках и глинах найдены многочисленные остатки брахиопод, пелеципод, кониконх, остракод, филлопод и др. Здесь определены (интервал 1080—1117 м): *Athyris* ex gr. *zonata* Schnur., *Spinatrypa* ex gr. *bifidaeformis* Tschern., *Emanuella* ex gr. *pseudopachyrincha* Tschern., *Denticulites ljaschenkovi* G. Ljasch., *Costatia posneri* Pol., *C. cavernosa* Pol., *C. quasilitiformis* Pol., *Cavelina accurata* Pol., *Dizygopleura clara* Pol., *Bairdia plicata* Pol., *B. spinosa* Pol., *B. tikhyi* Pol. Общая мощность ардатовских слоев 90 м.

В юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба отложения ардатовских слоев становятся более карбонатными и содержат больше фауны. В Елшанской опорной скв. 27 в составе слоев (интервал 1990—1900 м) выделяются: 1) песчаный пласт D_{2IVb}, сложенный песчаниками и алевролитами. Песчаники от светло- до темно-серых, мелкозернистые, слоистые, неравномерно глинистые, слюдистые, переходящие в алевролиты серого и темно-серого цвета, глинистые, слюдистые с растительными остатками; 2) глины зеленовато-серые и шоколадно-бурые, слоистые, местами алевролитистые, слюдистые, с включениями сидерита, с остатками лингул, пелеципод и др.; 3) песчаный пласт D_{2IVa} — песчаники светло-серого цвета с буроватым оттенком, мелкозернистые, переходящие в алевролит серый и темно-серый, глинистый с линзочками сидерита, встречены редкие остатки пелеципод; 4) аргиллиты темно-серые с зеленоватым оттенком и шоколадно-бурые, прослоями алевролитистые, с зеркалами скольжения, с остатками пелеципод; 5) известняк серый и темно-серый, мелкозернистый, органогенно-обломочный или пелитоморфный, в различной степени глинистый, с включениями сидерита и пирита, с *Chonetes kinelensis* Ljasch., *Ch.* ex gr. *sarcinu-*

lata Schl., *Atrypa oskolensis* Ljasch., *A. donensis* Ljasch., *A. ex gr. zonata* Schnur., *Emanuella* ex gr. *pseudopachyrincha* Tschern., *Viriatella kasanensis* G. Ljasch., *Dechenella romanovskii* Tschern., *Healdianella distincta* Pol., *Cavellina accurata* Pol., *Costatia cavernosa* Pol. и др.; 6) аргиллиты темно-серые с конкрециями сидерита и редкими остатками фауны: *Chonetipustula* cf. *baschkirica* Ljasch.

Известняк пятого слоя является прекрасным маркирующим горизонтом и электрокаротажным репером, выделяющимся под названием пласта D_{2IV}; он соответствует «среднему известняку» восточных районов Русской платформы.

Ардатовские слои вскрыты и многими другими скважинами (Тепловская скв. 1, Казанлинская скв. 7 и др.). Представлены породами, аналогичными описанным выше, и охарактеризованы сходным комплексом фауны и спор. Мощность достигает 60—90 м.

Муллинские слои в Морсово, Зубовой Поляне, Сердобске и в других пунктах сложены (около 50 м) светло-серыми кварцевыми песчаниками, светло-зеленовато-серыми, в различной степени глинистыми алевролитами с тонкими прослоями темно-серых глин и аргиллитов. Наблюдаются стяжения сидерита и единичные прослой красноцветных пород. В аргиллитах определен комплекс спор: *Archaeozonotrites extensus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. tamilii* Phil., *Acantotrites serratus* Naum., *Lophozonotrites grandis* Naum., *Patalodentitrites* Dsch.

В юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба мощность муллинских слоев меняется от 24 м (Соколова гора) до 215 м (Шумейка). В Елшанской опорной скв. 27 слои (интервал 1900—1828 м) представлены тремя пачками: нижней — карбонатной, средней — аргиллитовой, верхней — алевролитовой. Первая пачка (30 м) сложена темно-серыми, почти черными глинистыми известняками с *Spinatrypa* ex gr. *pseudouralica* Mark., *Emanuella sterliensis* Ljasch., *Selebratina curta* Pol., *Healdianella distincta* Pol., *H. subparallela* Pol., *Bairdia* cf. *spinosa* Pol., *Uchtovia abundans* Rozhd., *Cavellina resima* Rozhd. Вторая пачка (15 м) — темно-серые аргиллиты, прослоями слюдястые, с конкрециями сидерита, местами алевритистые; встречаются остатки лингул и пелелиод. Третья пачка (27 м) сложена алевролитами, серыми и темно-серыми, глинистыми, с включениями сидерита, содержащими прослой аргиллитов и песчаников. Фауна не найдена. Возраст пачки нельзя считать точно установленным.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнедевонские отложения на рассматриваемой территории распространены почти повсеместно и представлены франским и фаменским ярусами. Они отсутствуют лишь на севере Немско-Лойненского свода (Воронье, скв. 12) и на Воротиловском выступе.

Франский ярус

Франский ярус подразделяется на два подъяруса: нижне- и верхне-франский, которые в свою очередь расчленяются на более дробные стратиграфические единицы — горизонты и слои. В составе нижнефранского подъяруса выделены пашийский, кыновский, саргаевский и семилукский горизонты, в составе верхнефранского — бургеский, воронежский, евлановский и ливенский горизонты. Отложения франского яруса представлены существенно различно в нижней и верхней своих частях. Нижняя часть разреза, включающая пашийский и кыновский горизонты,

слагается преимущественно терригенными породами, среди которых карбонатные встречаются лишь в виде отдельных, местами довольно выдержанных пластов. Последние в основном приурочены к районам, располагающимся восточнее р. Волги. Саргаевский и все вышележащие горизонты франского яруса сложены главным образом карбонатными породами, местами с прослоями терригенных и сульфатных. Восточные районы территории характеризуются широким развитием битуминозных пород со специфичной фауной «доманикового» типа, в то время как в западных районах битуминозность отмечается лишь спорадически и менее интенсивна. Эта особенность фациального строения карбонатной толщи франского яруса позволяет выделить в восточных разрезах в качестве синонимов семилукского и бурежского горизонтов соответственно доманиковые и мендымские слои. По тем же причинам, а также из-за значительной доломитизации пород в восточных разрезах для них во многих случаях дается описание аналогов воронежского, евлановского и ливенского горизонтов в виде нерасчлененной толщи.

Франские отложения охарактеризованы богатой фауной и флорой, типичной для аналогичных отложений других районов Русской платформы, Урала, а также частично для Западной Европы.

Мощность франских отложений в пределах Среднего Поволжья колеблется от нуля до 1050 м.

С отложениями франского (пашийский и кыновский горизонты) яруса на территории Поволжья, особенно в его восточной части, связаны крупнейшие залежи нефти. С песчаными коллекторами пашийского горизонта связаны основные залежи нефти Ромашкинского месторождения. К этому же горизонту приурочены залежи нефти в Бавлах, Ново-Елхово — Муханово, Коханах, Дмитриевке, Сосновке, Дерюжевке, Зольном Овраге, Гуселках, на Соколовой горе и др.

Во многих из указанных, а также в ряде других месторождений установлены залежи нефти в песчаных коллекторах кыновского горизонта. Крупнейшими из них являются: Актаское, Нурлатское, Первомайское и другие в Татарии; Чубовское, Жигулевское, Яблоновоовражское и другие в Куйбышевской области. Нефтепроявления отмечены также во многих районах Удмуртии (Нылга и др.); на севере Кировской области, в Сырьянах, из этих отложений получен небольшой приток нефти.

В вышележащих отложениях франского яруса небольшие залежи нефти в карбонатных породах установлены в семилукском горизонте (Соколова Гора, Атамановка Саратовской области; Миннибаевская площадь в Татарии в доманиковых слоях и др.).

Московская синеклиза и Котельничский свод. Пашийский и кыновский горизонты в Горьковской опорной скважине представлены толщей (109 м) песчаных алевролитов, глин, песчаников. В кровле толщи залегает пачка алевролитово-карбонатных пород с типичной фауной *Uchtospirifer angulosus* Lj a s c h. и *U. timanicus* Lj a s c h., характерной для верхней части кыновского горизонта. В толще прослеживаются два цикла осадконакопления, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами зон *Euzoancorotrites* и *Latizolabitriles* и фауной *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk., *G. rotundula* Lutk.; последняя встречена в алевролитах и глинах верхней части толщи. В Ветлужской и Уренской скважинах отложения, условно относимые к пашийскому и кыновскому горизонтам, представлены песками и слабоцементированными песчаниками и алевролитами светло-серого цвета с единичными прослоями серой глины и глинистого известняка. Мощность в Ветлужской скважине 48 м и в Уренской 65 м. В Шарье мощность литологически сходных отложений равна 60 м.

В северо-восточной части Московской синеклизы и в области Котельничского свода отложения пашийского горизонта отсутствуют. Здесь развит только кыновский горизонт. В Опаринской скважине кыновские образования выделяются в интервале 1904—1932 м; представлены они глинами, темно-коричневыми, ожелезненными, и алевролитами серыми и зеленовато-серыми, кварцевыми, глинистыми. В основании залегает светло-серый кварцевый песчаник, в кровле — аргиллиты алевролитистые, шоколадные, с прослоями известковистого алевролита (интервал 1904—1911 м) с *Schizophoria* ex gr. *tulliensis* Van., *Homoctenus* cf. *kikinensis* G. Ljasch., *Cavellina devoniana* Eg., *C. uchtensis* Pol., *Acratia pestrozvetica* Eg. В нижней части разреза встречены споры: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum. Как споры, так и фауна свидетельствуют о верхнекыновском возрасте описанных отложений (кикинские слои, по Ляшенко, см. Горошкова и др., 1960).

В Котельничской скважине кыновский горизонт (12 м) начинается пачкой (3 м) кварцевых песчаников, лежащих на фундаменте. Выше залегают глины с линзовидными прослоями известняка; в глинах определены брахиоподы: *Lingula rectangularis* Ljasch., *Hypothyridina presemilukiana* Ljasch., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Atrypa douvillei* Mans., *Uchtopirifer tichonovitschi* Ljasch., характерные для верхней части кыновского горизонта.

Саргаевский горизонт в Горьковской опорной скважине имеет мощность 37 м; начинается базальным маломощным пластом известнякового конгломерата. Выше залегают глинисто-карбонатные породы: более глинистые в нижней части и более карбонатные в верхней. Определена богатая фауна брахиопод: *Chonetes menneri* Ljasch., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Atrypa richthofeni* Keys., *A. martyanovae* Ljasch., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll.

В Ветлуге и Урени саргаевские отложения (34—36 м) представлены известняками, серыми, желтовато- и зеленовато-серыми, участками брекчиевидными. В основании горизонта в Ветлуге залегает небольшая (3 м) пачка песчаников и алевролитов, в Урени — пачка глин с прослоями алевролитов. В отложениях горизонта встречены типичные саргаевские формы брахиопод.

В Опаринской опорной скважине горизонт (интервал 1847—1904 м) сложен двумя пачками: нижней (43 м) — известняково-глинисто-мергельной (с фауной брахиопод — *Atrypa* cf. *velikaja* Nal., *Heteroctenus* ex gr. *solnzevi* G. Ljasch., *Cavellina uchtensis* Pol., *C. depressa* Pol., и спорами *Leiotriletes minutissimus* Naum., *Lophotriletes rotundus* Naum. и др.) и верхней (14 м), представленной темно-серыми известняками, глинистыми, светло-серыми (с фауной *Schizophoria timanica* Ljasch., *Chonetes menneri* Ljasch., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Atrypa richthofeni* Ljasch., *Anatrypa* cf. *timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Heteroctenus solnzevi* G. Ljasch., *Homoctenus acutus* G. Ljasch.).

В области Котельничского свода саргаевский горизонт (73 м) представлен известняками с онколитами, желтовато-серыми с микропрослоями карбонатных глин и перекристаллизованными известняками. Многочисленная фауна присутствует в нижней части разреза; определены *Atrypa naliukini* Ljasch., *A. tubaecostata* Paeck., *A. velikaja* Nal., *A. philippovae* Ljasch., *A. cf. richthofeni* Ljasch., *Anatrypa timanica* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.) и др. В онколитовых известняках определены кораллы: *Megaphyllum* sp., *Macgea berdensis* Soshk., *Alveolites suborbicularis* Lam.

Семилукский горизонт по южной окраине Московской синеклизы в Горьком представлен (при общей мощности 100 м) в нижней части известняками желтовато-серыми, глинистыми, с прослоями органогенно-обломочных разностей и ракушнякав и почти черных битуминозных сланцевых глин, в верхней части — глинами и мергелями с подчиненными прослоями известняков. Комплекс фауны аналогичен ранее отмеченному для южной части Токмовского свода и западной части Рязано-Саратовского прогиба.

Аналогично сложен разрез семилукского горизонта в Ветлуге и Урени.

В Опаринской опорной скважине нижняя часть горизонта (интервал 1820—1847 м) сложена зеленовато-серыми глинистыми известняками и черными известняково-глинистыми битуминозными сланцами. Определены брахиоподы, кониконхи, остракоды: *Monelasmina venjukovi* Ljasch., *Douvillina* ex gr. *dutertrii* Murch., *Liorchynchus* ex gr. *rudkini* Ljasch., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *Polycylindrites* ex gr. *menneri* G. Ljasch., *P. semigradatus* G. Ljasch., *P. krestovnicovi* G. Ljasch., *Acratia gassanovae* Eg. и др. Верхняя часть горизонта (интервал 1749,5—1820 м) сложена известняками зеленовато-серыми, глинистыми, мергелями, аргиллитами, с *Stropheodonta asella* Vern., *S. gassanovae* Ljasch., *Chonetes semilukianus* Ljasch., *Atrypa semilukiana* Ljasch., *Atrypa uralica* Nal., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow.

В области Котельничского свода семилукский горизонт представлен в нижней части (32 м) известняками желтовато-серыми с многочисленной фауной кораллов и строматопор, с подчиненными прослоями глин и известняково-глинистых битуминозных сланцев. Определены брахиоподы — *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C.* ex gr. *verneuili* Murch., *Atrypa uralica* Nal., *A. tubaecostata* Paeck., *Athyris* cf. *helmersenii* Buch. и др.), кораллы — *Alveolites suborbicularis* Lam., *Plagiopora denticulata* (Edw. et H.), *Thamnopora polyforata* (Schlotheim.) и др., фораминиферы — *Nanicella tshernyshevae* Lip., *Paranodosaria* sp., *Bisphaera* sp., *Vicinisphaera squalida* Antr., *Caligella* cf. *borovkensis* Antr. и др.).

Верхняя часть горизонта (44 м) внизу сложена известняками светло-желтовато-серыми и серыми, иногда темно-серыми, неравномерно глинистыми, местами углисто-глинистыми, вверху — аргиллитами и известняками. В известняках встречаются главным образом кораллы, в меньшей мере брахиоподы, остракоды, фораминиферы, кониконхи. Определены: *Bisphaera elegans* Viss., *B. minima* Lip., *Cribrosphaera simplex* Reitl., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. parva* Reitl., *Alveolites suborbicularis* Lam., *Plagiopora denticulata* (Edw. et H.), *Thamnopora polyforata* (Schlotheim.), *Atrypa uralica* Nal., *A. tubaecostata* Paeck., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C.* ex gr. *verneuili* Murch., *Heteroctenus ilmenicus* G. Ljasch., *Nanicella ovata* Reitl. Иногда отмечаются следы жизнедеятельности червей.

Бургский горизонт (алатырские слои) наибольшую мощность имеет в пределах восточной части Московской синеклизы (до 34 м), в Опаринской опорной скважине (интервал 1749,5—1715,8 м). Здесь выделяются три пачки. Нижняя пачка сложена известняками, темно-серыми и зеленовато-серыми, алевритистыми, с тонкими прослоями алевролита, с фауной *Stropheodonta latissima* Bouch., *Pugnax* ex gr. *elevatus* Ljasch., *Theodossia* ex gr. *uchtensis* Nal., *Multiconus schimanskii* G. Ljasch. Средняя пачка представлена серыми глинистыми алевритами, часто переходящими в алевритистые глины с прослоем пелчаника в верхней части. В ней определены *Schlüteria kostetskæ* Soshk., *Sch.* aff. *fascicularis* Soshk. и др.

Верхняя пачка — это зеленовато- и розовато-серые известняки и известково-алеуритовые глины; из фауны найдены кораллы: *Tabulophyllum pseudodelicatatum* E g m., *Schlüteria* aff. *fascicularis* S o s h k.

Почти такой же мощности — до 30 м — алатырские слои в Горьковской опорной скважине. Здесь эта толща представлена глинами и мергелями с прослоями органогенно-обломочных известняков. Найдены характерные брахиоподы, остракоды, кораллы.

В Уренской скв. 2 и Ветлужской скв. 1 к алатырским слоям может быть отнесена лишь 20-метровая пачка пород — серых известняков и зеленовато-серых мергелей с прослоями зеленовато-серой глины; многочисленны остатки лингул.

Еще меньшие мощности — до 15 м — характеризуют алатырские слои Котельничского свода, представленные мергелями, сверху чередующимися с известняками, содержащими *Paratikhinella cannula* E. Вук., *Adolfia krestovnikovi* L j a s c h.

Воронежский горизонт в восточной части Московской синеклизы, в Горьком и Опарино, подразделяется на нижне- и верхневоронежские слои.

В Горьком нижневоронежские слои (34 м) сложены известняками неравномерно глинистыми с подчиненными прослоями известковистых глин, мергелей и слабоглинистых известняков, в которых определены: *Schuchertella devonicus* O r b., *Productella subaculeata* M u r c h., *Atrypa tubaecostata* P a e c k., *Theodossia uchtensis* N a l., *Adolfia krestovnikovi* L j a s c h., *Polycylindrites naliokini* G. L j a s c h., *Heteroctenus tichomirovi* G. L j a s c h., *Knoxites menneri* E g., *K. bolchovitinovae* E g., *Semilukiella zaspelovae* E g. и др. Реже встречаются гастроподы, пелциподы, кораллы и иглокожие. В Опарино нижневоронежские слои представлены зеленовато-серой доломитизированной глиной, переслаивающейся с зеленовато-серым глинистым (пятнистым) известняком. Определена фауна, аналогичная встреченной в Горьковской скважине.

Верхневоронежские слои в Горьком сложены (при мощности 13 м) известняками слабоглинистыми, с большим количеством прослоев мергелей и редкими прослоями глин, конгломератов, доломитов, иногда с гнездами ангидрита и гипса. Встречены редкие обуглившиеся растительные остатки. Среди фауны много кораллов, фораминифер. Брахиоподы представлены несколькими видами, в том числе *Theodossia tanaica* N a l. В верхней части встречаются водоросли *Issinella devonica* R e i t l., *Nodosinella* sp. и фораминиферы *Nanicella eugeni* T s c h e r n., *Multiseptida* cf. *corallina* Вук. В Опарино верхневоронежские слои (12 м) характеризуются переслаиванием зеленовато-серых доломитовых глин и глинистых известняков с прослоями доломитов в верхней части. Найдены брахиоподы: *Theodossia tanaica* N a l., *Th. ex gr. tanaica* N a l., *Th. ex gr. evlanensis* N a l.

По юго-восточному склону Московской синеклизы, в Урени и Ветлуге, отложения воронежского горизонта (70—71 м) представлены серыми, светло- и желтовато-серыми известняками и зеленовато-серыми неравномерно известковистыми мергелями; имеются прослои зеленовато-серой глины, включения пирита. Определена фауна брахиопод: *Theodossia ex gr. anosofi* V e r n., *Th. aff. tanaica* N a l.

Значительно сокращаются мощности (до 35 м) воронежских отложений к востоку, к области Котельничского свода, где они сложены чередованием массивных пачек известняков и доломитов с зелеными карбонатными глинами. В верхней части известняки доломитизированы и содержат гнезда ангидрита. В известняках средней части воронежских отложений много кораллов; кроме того, имеются прослои буро-

вато-черной глины с характерными фораминиферами: *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Nodosaria pirula* Бук., *N. multiformis* Lip., *Archaesphaera minima* Sul., *Multiseptoides corallina* Бук., *Monillurum uctiforma* Бук., *Nanicella tschernyshevae* Lip. Возраст подтверждается фауной брахиопод — *Theodossia tanaica* NaI., *T. uchtensis* NaI. и кораллов — *Phillipsastrea sedgwicki* (Edw. et H.), *Ph. kotelnitschi* Erm., *Macgea multizonata* C. Reed., *M. berdensis* Soshk., *Schlüteria verrucosa* Soshk., *Thamnophyllum voronensis* Erm.

Евлановский и ливенский горизонты в юго-восточной части Московской синеклизы залегают без заметного перерыва на верхневоронежских слоях. Характерной чертой евлановских отложений в горьковском и балахнинском разрезах является примесь алевролитов-песчаного материала в известняках и наличие маломощных прослоев песчаников. В Балахне евлановские и ливенские отложения (общая мощность 97 м) делятся на три части: нижняя — известняки, желтовато- и голубовато-серые, глинистые, с подчиненными прослоями мергелей; средняя — переслаивание известняков глинистых, доломитов загипсованных, глини известковистых, песчаных и песчаников с многочисленными растительными остатками хорошей сохранности; верхняя (большая по мощности) часть — три пачки карбонатных пород, разделенных двумя пачками песчано-глинистых пород и мергелей. Возраст пород подтвержден брахиоподами: *Theodossia* ex gr. *livnensis* NaI., *Atrypa tanaica* NaI. Евлановские и ливенские отложения в Горьком (мощность 88 м) содержат много водорослевых разностей известняков.

В Ветлуге и Урени толща евлановского и ливенского горизонтов (77—78 м) сложена известняками светло-серыми и серыми, пелитоморфными и мелкокристаллическими, с прослоями серого доломита, глинами темно-серыми и мергелями серыми с многочисленными водорослями *Issinella devonica* Reitl., фауной брахиопод *Theodossia* sp. криноидей, остракод.

К востоку, к области Котельничского свода, происходит уменьшение мощности евлановского и ливенского горизонтов. В Котельничской скважине евлановский горизонт (18 м) сложен известняками, желтовато-серыми, с гальками доломита, онколитами и водорослями типа *Issinella*, а в верхней части и доломитами. Ливенский горизонт (31 м) начинается прослоем песчаной глины с обуглившимися остатками растений и костями рыб. Выше развиты известняки светло-серые, прослоями доломитизированные, с гнездами ангидрита и многочисленными пленками органического вещества по плоскостям наслоения. В известняках определены известковые водоросли *Issinella devonica* Reitl. и фораминиферы *Nodosaria evlanensis* Lip., *E. cf. rauserae* (Tschern.), *Parathuramina suleimanovi* Lip.

На северо-запад от Котельнича, в разрезе Опаринской скважины евлановский и ливенский горизонты отсутствуют.

Казанско-Кажимский прогиб. Пашийский горизонт во всех районах прогиба залегает на отложениях живетского яруса. Наиболее полно горизонт представлен в районе Сырьян и Кажима. Сложен он в нижней части песчаниками белыми, светло-серыми, мелкозернистыми, хорошо отсортированными, содержащими прослой серых и зеленовато-серых алевролитов и темно-серых алевролитистых аргиллитов. В верхней части развиты преимущественно глинистые алевролиты с прослоями песчаников. Мощность в Сырьянах и Кажиме от 80 до 200 м. Найдены споры I подкомплекса XIV спорово-пыльцевого комплекса С. Н. Наумовой, в верхней алевролитовой пачке определена *Lingula kinelensis* Batr.

В нижней части пашийского горизонта в Сырьях (скважины 4, 6, 20 и др.) наблюдается толща (до 25—29 м) эффузивных пород, сложенная стекловатыми туфами, туфобрекчией, пеплом. Споры I подкомплекса XIV комплекса встречаются в скв. 4 (интервал 2128—2131 м) на 90 м ниже подошвы эффузивов. В скважине у г. Советска разрез пашийского горизонта (91 м) представлен песчаниками светло-серыми (с прослоями глинистых алевролитов) и аргиллитами зеленовато-серыми. Встречены споры I подкомплекса XIV комплекса С. Н. Наумовой с преобладанием *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. macromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes incisus* Naum.

В Шургинской скв. 1 (интервал 1930—1980 м) пашийские отложения сложены светло-серыми песчаниками и алевролитами. В интервале 1941,5—1946,45 м найдены споры: *Archaeozonotriletes basilaris* N., в меньшем количестве *A. variabilis* Naum., *A. decorus* Naum., *Acanthotriletes serratus* Naum.

В южной части Казанско-Кажимского прогиба (Верхний Услон, Камское Устье) пашийский горизонт (40—45 м) представлен также в основном песчано-алевролитовыми породами с глинистым, реже сидеритовым цементом. Алевролиты частью глинистые, переходят в алевритистые аргиллиты, имеющие зеленовато-серую окраску. Выявлены остатки псилофитов.

В некоторых районах (Улема, Камское Устье скв. 3) в кровле пашийского горизонта наблюдаются красноцветные крупнозернистые песчаники.

Кыновский горизонт в пределах Сырьанской площади имеет мощность около 750 м и может быть подразделен на три толщи. Нижняя толща (90—120 м) сложена аргиллитами зеленовато-темно-серыми, прослоями алевролитистыми, содержащими прослойки алевролитов; в нижней части толщи в наиболее полных разрезах встречены пласты темно-серого и черного известняка. В аргиллитах и известняках определены: *Lingula rotundula* Watr., *L. orbicularis* Watr., *L. cardiformis* El. et Iv., *L. schirokovi* Watr., *Lingula* sp. nov., *Emanuella tenuicostata* Mikr., филлоподы *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk. (Сырьаны, скв. 20, 1914,7—1919,7 м и 1919—1923,8 м; Сырьаны, скв. 16, 1906,45—1910,8 и 1910,8—1913,8 м и др.) и споры *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum. и др.

Средняя толща (около 250 м) представлена в нижней части аргиллитами и известняками, темно-серыми, битуминозными, содержащими тонкие прослои зеленовато-серых глинистых алевролитов. В известняках определен *Liorhynchus* ex gr. *uchtensis* Ljasch. В верхней части (скв. 6, интервал 1635—1815 м; скв. 20, 1750—1580 м) средняя толща слагается аргиллитами и алевролитами, темно-серыми, тонкослоистыми, с прослоями (в том числе и нефтеносных) песчаников, с остатками лингул и филлопод. Определен споровый комплекс с преобладанием *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *Hymenozonotriletes kreštounikovi* Naum., в меньшем количестве в нем встречены *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., редко *Hymenozonotriletes monoloris* Puch., *H. incisus* Naum., *Acanthotriletes bucerus* Tschibr., *Archaeozonotriletes retiformis* Naum., *A. variabilis* Naum. и др.

Верхняя толща кыновского горизонта (380 м) представлена аргиллитами темно-зеленовато-серыми, тонкослоистыми, с редкими прослоями мергелей и известняков, с кониконхами *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch.

В Кажиме (см. рис. 22) кыновский горизонт (390 м) имеет несколько иную характеристику. В нижней части в отличие от разреза Сырьян здесь развиты преимущественно глины алевроитистые и алевролиты глинистые зеленовато-серого цвета, среди которых отмечаются прослой песчаников. В верхней части, так же как в Сырьянах, в основном развиты глины зеленовато- и темно-серые, иногда алевроитистые, с сидеритом и редкими прослоями известняка. В самой верхней части (в зоне контакта с отложениями среднего карбона) они коричневато-бурые, красноватые, буро-фиолетовые, с зеркалами скольжения. В глинах верхней толщи определены: *Lingula rectangularis* Ljasch., *Uchtospirifer timanicus* Ljasch., *U. angulosus* Ljasch., *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch. и др. Характерно, что в разрезе Гавриловцевской скв. 17, расположенной между Кажимом и Сырьянами, мощность горизонта резко сокращается до 130 м.

К югу от Сырьян, в Шихово-Чепецке и в Советске мощность горизонта также уменьшается соответственно до 550 и 200 м. В Шихово-Чепецке кыновские отложения могут быть условно подразделены на три толщи: нижнюю (60 м) — преимущественно алевролитово-глинистую, содержащую остатки *Lingula cardiformis* El. et Iv. и *Ilmenia tenuicostata* Mikg.; среднюю (70 м) — карбонатно-глинистую с прослоями алевролитов и глинистых песчаников в верхней части; верхнюю (420 м) — глинисто-мергельную с прослоями глинистых известняков. В Советске выделяются уверенно лишь две толщи. Нижняя из них — алевролитовая (20 м) соответствует средней толще Шихово-Чепецка; она складывается глинистыми известняками и известковистыми алевролитами с тонкими прослоями глин. Здесь определены: *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianus* Nal., *Striatoproductus* ex gr. *sericeus* Buch, *Megaphyllum pachiense* Soshk. Верхняя толща (180 м) сложена в основном аргиллитами, иногда с прослоями известняков, выше мергелями зеленовато-серыми, тонкослоистыми, также с редкими прослоями известняков. В аргиллитах и мергелях встречены многочисленные пелелиподы, из которых определены: *Paracardium doris* Hall., *Pterochaenia fragilis* Hall. и др. и остракоды — *Cavelinella batalinae* Zasp., *Buregia egorovi* Pol., *Mica elegans* Pol. и др.

В более южных районах (Шурга, Казаклар, Верхний Услон, Камское Устье и др.) в нижней части кыновского горизонта (20—40 м) залегают зеленовато-серые глинистые известняки, расслоенные глинисто-алевроитовыми породами; иногда появляются пласты мелкозернистых песчаников. В известняках и глинистых породах определена фауна: *Uchtospirifer* ex gr. *murchisonianus* Vern., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Aviculopecten ingriae* Vern., *Cavellina devoniana* Eg., *Uchtovia polenovae* Eg. и др. В верхних карбонатных прослоях найдены колониальные кораллы *Megaphyllum paschiense* Soshk. В Казакларской скв. 4, в нижней части кыновского горизонта залегают эффузивная толща (до 20 м), покрываемая известняками с богатой фауной брахиопод.

Верхняя часть горизонта в упомянутых разрезах по существу не отличается от разреза верхнекыновских отложений в Советске и также складывается аргиллитами и мергелями с прослоями известняков, но мощность ее уменьшается до 130 м в Шурге и до 50—70 м в Верхнем Услоне и в Камском Устье. Соответственно уменьшается и общая мощность горизонта (см. рис. 22, 23) до 150—70 м. По направлению к склонам сводов, ограничивающих Казанско-Кажимский прогиб, также наблюдается уменьшение мощности горизонта до 140—100 м (Чигирино, Аркуль, Шестаки и др.).

Саргаевский горизонт развит повсеместно; отсутствует в Кажиме, а также на севере Сырьянской площади (скв. 21 и др.). В Сырьянах

саргаевский горизонт (70—90 м) представлен темно- и зеленовато-серыми глинистыми известняками с прослоями аргиллитов, с фауной *Chonetes menneri* Ljasch., *Striatopproductus* aff. *sericeus* Buch., *Lamellispirifer* cf. *novosibiricus* (Toll.) и спорами XIII комплекса С. Н. Наумовой.

В Советске отложения саргаевского горизонта (97 м) состоят из коричневатого-серых неравномерно глинистых известняков с подчиненными прослоями известковистых глин, с *Hypothyridina calva* Mark., *Ladogia simensis* Mark., *Lamellispirifer* cf. *muralis* Vern., *L. novosibiricus* Toll., *Anatrypa timanica* Mark., *Elytha fimbriata* Cong., *Entomis paraparchites* Pol., *E. scabrosa* Pol., *Bairdia pseudomagna* St. et Henz.

В южной части Казанско-Кажимского прогиба (Верхний Услон, Камское Устье, Янга-Аул, Шурга и др.) саргаевский горизонт сложен серыми и зеленовато-серыми глинистыми известняками (иногда линзовидными) и зеленовато-серыми аргиллитами, сильно пиритизированными. Встречена фауна, характерная для горизонта: *Ladogia simensis* Mark., *Anatrypa* ex gr. *timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll. и др. В верхней части горизонта, контактирующей с доманиковыми слоями, наблюдаются прослои черных известняков и битуминозных сланцев с фауной доманикового типа: *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Buch., *Pterochaenia fragilis* var. *plicata* Nal. и др. Мощность горизонта уменьшается с севера на юг: в Шурге 90 м, Янга-Ауле 56 м, в Верхнем Услоне 47—53 м, в Камском Устье 45—49 м.

Семилуцкий горизонт в Казанско-Кажимском прогибе представлен довольно разнообразно. В северной части прогиба, в Сырьянах, он сложен (мощность 20—45 м) в нижней части доманиковыми слоями. Это известняки, черные, темно-серые, битуминозные, слабоокремненные, и битуминозные сланцы с *Liorhynchus megistanus* Le Hon., *Gephyroceras domanicense* Golz., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Styliolina domanicense* G. Ljasch., *St. grandis* G. Ljasch.

В верхней части условно выделяется глинистая толща (120 м) с прослоями известняков, на размытой поверхности которой лежат отложения нижнего карбона. К северу от Сырьян отложения семилуцкого горизонта отсутствуют.

В Советске толща семилуцкого горизонта подразделяется Е. Н. Ларионовой (1956) на рудкинские и семилуцкие слои. Характерны породы доманикового типа. Нижняя часть (65 м) горизонта (рудкинские слои) сложена известняками серыми, в разной степени доломитизированными, чередующимися с преобладающими в разрезе темно-серыми, почти черными глинами. В известняках содержатся *Monellasma wenjukovi* Ljasch., *Douvillina* cf. *aronovae* Ljasch., *Liorhynchus* ex gr. *rudkini* Ljasch., *L. biplicatus* Nal., *Pugnax* cf. *voroni* Nal., *Atrypa semilukiana* Nal., *A.* ex gr. *uralica* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *disjunctus* Sow., *Lamellispirifer* cf. *tichomirovi* Ljasch., *Ilmenia* cf. *perlevis* Nal., *Anathyris helmersenii* Buch.

В верхней части (62 м) горизонта развиты известняки, темно-серые, глинистые, ложноконгломератовидные, с прослоями мергелей и аргиллитов; характерны известняки криноидно-брахиоподовые и коралловые, содержащие фауну кораллов: *Schlüteria costeskae* Soshk., *Tabulophyllum longiseptatum* Bulv., *Neostriophyllum modicus* Smith., *Phillipsastrea thomasi* Stralub., *Alveolites* sp. Из брахиопод встречены: *Cyrtina demarllii* Buch., *Cyrtospirifer* ex gr. *disjunctus* Sow., *C. tenticulum* Vern., *Stropheodonta* cf. *latissima* Buch., *St. dutertrii* Murch., *Chonetipustula petini* Nal., *Adolfia zick-zack* Roem., *Anathyris helmersenii* Buch.

В южных районах прогиба (Шурга, Верхний Услон и др.) могут быть выделены также две толщи, почти аналогичные разрезу Советской скважины. Нижняя толща (45 м) характеризуется переслаивающимися между собой известняками и глинистыми битуминозными сланцами. Известняки буровато-серые, редко зеленовато-серые, органогенные, перекристаллизованные, иногда окремненные, битуминозные. Сланцы темно-серые, коричневато-серые и черные, слабоизвестковистые, битуминозные и горючие. Отдельные прослои сланцев переполнены раковинами брахиопод, лингул и кониконх. Среди сланцев и известняков встречаются прослои серых, зеленовато- и буровато-серых известковистых аргиллитов. В казакларских и янга-аульских скважинах нижняя толща сильно глиниста. На Верхне-Услонской, Янга-Аульской и Камско-Устьинской площадях в известняках и сланцах определены: *Liorhynchus* cf. *quadricostatus* Vanux, *L.* cf. *megistanus* Le Non., *L. pavlovi* Müfke var. *kazanensis* El. et Iv., *Eoreticularia pachyrincha* Vern., *Buchiola* cf. *retrostriata* Buch, *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Entomis variostrata* Clarke.

Верхняя толща (20—90 м) семилукского горизонта в рассматриваемых разрезах представлена известняками серыми, глинистыми, с включениями пирита, мергелями и известковистыми глинами зеленовато-серыми и темно-серыми, пиритизированными, с раковинами лингул, обломками рыб, бухиол, бактритов и углистыми остатками. Из нижней ее части определены *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Vern., *Chonetes* cf. *semilukianus* Ljasch., *Streptorhynchus lepidus* Schnur., *Liorhynchus biplicata* NaI., *Gypidula* cf. *biplicata* Schnur., *Holinella* aff. *valentinae* E.g., *Knoxiella semilukiana* E.g., *K. donensis* E.g., *Amphissites irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdiocypris nalivkini* E.g., *Ampulloides verrucosa* E.g., *Buchiola snjatkovi* Zam., *Manticoceras* sp. и др.

Бурегский горизонт (алатырские слои) в большинстве северных разрезов сырьанских скважин, а также в Гавриловцах и Кажиме отсутствует. В некоторых южных разрезах скважин Сырьанского района (Сырьяны, скв. 18, 11) сохраняется лишь нижняя часть слоев, представленная светлыми известняками с *Adolfia zick-zack* Roem., в кровле которых залегают пестроцветные глины с шамозитом.

В Советской опорной скважине к нижней части алатырских слоев относится пачка светлых мраморовидных известняков и доломитов с *Atrypa tubaecostata* Paesck., *Gypidula biplicata* Schnur., *Athyris* sp., *Theodossia* sp. Выше залегают известняки и доломиты со строматопорами и кораллами. Мощность алатырских слоев 25 м.

На юге Казанско-Кажимского прогиба (Камское Устье, Верхний Услон, Янга-Аул, Казаклар) алатырские слои (мощность от 40 до 60 м) представлены известняками желтовато-серыми и серыми, доломитизированными, перекристаллизованными. По трещинам наблюдаются примазки глинисто-битуминозного вещества. Встречаются прослои битуминозных известняков. В светлых известняках определены *Stropheodonta latissima* Bouch., *Gypidula* ex gr. *galeata* Daw., *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa tubaecostata* Paesck., *Manticoceras intumescens* Beug., *Girvanella* sp., *Rectangulina tortuosa* Antr., а в битуминозных известняках — кониконхи *Styliolina devoniana* G. Ljasch., *Polycylindrites menneri* G. Ljasch., *P. tatarica* G. Ljasch.

Воронежский горизонт в районе Сырьян и Кажима отсутствует. В Советске горизонт (85 м) сложен в нижней части глинисто-мергельными породами с прослоями темно-серой глины, содержащей массу обуглившихся растительных остатков и спор. В строении разреза наблюдается преобладание доломитов. Определена фауна строматопор и

кораллов: *Amphipora patokensis* var. *minor* Riab., *Clathrodiction katavense* Lam., *Actinostroma clathratum* Mich., *Aulacophyllum* cf. *ornatum* Soshk., *Aulopora* cf. *verticellata* Sok., *Schlüteria fascicularis* Soshk., а также споры и пыльца VII комплекса С. Н. Наумовой: *Lophozonotriletes torosus* Naum., *L. grumosus* Naum., *Archaeoperisaccus menneri* Naum., *A. mirandus* Naum. Близкую характеристику горизонт имеет в Шихово-Чепецке и Шурге. В Янга-Ауле горизонт сложен преимущественно светлыми известняками, очевидно, рифового происхождения.

В южной части Казанско-Кажимского прогиба к воронежскому горизонту относится терригенная толща (услонская свита, по В. Н. Тихому, 1951) с маломощными пластами каменных углей и редкими прослоями мергелей и известняков в нижней части, в которых (Верхний Услон) определены: *Aulocystis tikhyi* Sok., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Theodossia tanaica* Nal. (?), *Cyrtospirifer* sp., *Macrodon* cf. *venustus* Wen. В глинисто-мергельных породах, кроме того, определены остракоды: *Lichwinella polenovae* Posp., *Evlanella* sp., *Paraschmidtella* sp. пов.

Местами (Сюкеево, Улема, Лаишево, Татарский Азелей) эта толща представлена аргиллитами зеленовато-серыми с прослоями алевролитов и песчаников. В некоторых из этих разрезов установлен воронежский спорово-пыльцевой комплекс: *Lophozonotriletes grumosus* N., *L. gibberosus* N., *L. tilophorus* N., *Hymenozonotriletes deliquescens* N., *H. melanidus* N., *Archaeozonotriletes macrodistius* Arch., *A. voronensis* Arch. и др. (VII комплекс С. Н. Наумовой). Мощность услонской свиты от 40 м (В. Услон) до 200 м (Сюкеево). Возможно, что свита соответствует лишь части горизонта.

Евлановский и ливенский горизонты в Казанско-Кажимском прогибе трудно расчленяются; в Приказанском районе они трудно отделимы и от воронежского горизонта.

В г. Советске толща (83 м) евлановского и ливенского горизонтов представлена доломитизированными (частью битуминозными) известняками и глинами. В известняках содержатся брахиоподы — *Theodossia evlanensis* Nal., *Th. livnensis* Nal.; мелкие фораминиферы — *Eonodosaria evlanensis* Lip., *E. evlanensis* var. *saratovensis* Lip., *E. evlanensis* var. *longa* Lip., амфипоры и строматопоры — *Syringopora fragilis* Sok., *Stromatopora cudebensis* Riab. и характерная (по мнению Е. А. Рейтлингер) для евлановского и ливенского горизонтов водоросль *Issinella*.

В Вожгалах и в Шихово-Чепецке евлановский и ливенский горизонты (мощность 68 м) сложены глинистыми слабодолмитизированными известняками с брахиоподами *Theodossia evlanensis* Nal., *Th. katavensis* Nal., *Adolfia multifidus* Scup.

В Приказанском районе в некоторых разрезах (Янга-Аул и др.) горизонты представлены толщей (200—250 м) массивных светло-серых известняков, переполненных водорослями, колониями амфипор, фораминиферами, в меньшей мере члениками криноидей. Участками известняки доломитизированы до перехода в доломиты, иногда сульфатизированы. Нередко известняки имеют брекчиевидную текстуру. Полоса развития подобных рифовых образований, где могут иметь место и биогермы и биостромы, возможно, охватывает не только южные районы Казанско-Кажимского прогиба, но и прилегающие части северной вершины Татарского свода и Верхнекамской впадины. В средней и верхней частях разреза этой толщи (Янга-Аул, Казаклар, Верхний Услон и др.) установлена фауна брахиопод (*Theodossia livnensis* Nal., *Th. evlanensis* Nal.) и остракод (*Microcheilinella costata* Pol., *Famenella*

aff. *incondites* Pol., *Bairdia quarziana* Eg., *Evlanensis egorovi* Posn., *Lichwinella polenovae* Posn., *Acratia* ex gr. *supina* Pol.); встречены также водоросли — *Eryphyton Izella*.

Немско-Лойненский свод и Верхнекамская впадина. Пашийский горизонт (мощность от 7 до 25 м) в пределах Немско-Лойненского свода установлен в Кирсе и Черной Холунице; представлен светло-серыми алевролитами и темно-серыми аргиллитами с *Lingula kinetensis* Batr. и спорами.

В западной части Верхнекамской впадины, в Глазове (Ларионова, 1960 и др.) пашийский горизонт выделен условно в интервале 2010—2065 м; представлен пестроцветными кварцевыми песчаниками и алевролитами. Фауны и спор не обнаружено. В более южных районах Верхнекамской впадины (Постол, Зура, Якшур-Бодья, Сарапул, Бураново, Акаршур) горизонт сложен преимущественно песчаниками светло-серыми, мелкозернистыми, алевритовыми, кварцевыми, иногда с прослоями аргиллитов и алевролитов. В Сарапульской скв. 17 пашийский горизонт сложен целиком алевролитами. Фауна не найдена, установлено лишь два комплекса спор в нижней и верхней частях горизонта: в нижней части *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. optimus* Tschibr., *Hymenozonotriletes monoloris* Pusch., *Lophozonotriletes grumosus* Naum., *Trachitriletes minutus* Naum.; в верхней части *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum., *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. retiformis* Naum., *A. perlatus* Naum., *Trachytriletes minutus* Naum. и др. Мощности горизонта уменьшаются с востока на запад и юг по направлению к Немско-Лойненскому своду и в сторону Татарского свода. В Акаршуре и Бураново они равны 35—40 м, в Покровке 23—26 м, в южных скважинах — Грахово 3 и 7 снижаются до 5 м, а в Нылге 8 и 5 и Грахово 2 пашийский горизонт полностью отсутствует.

Кыновский горизонт в южной части Немско-Лойненского свода (Рехино, Фаленки, Колобово, Уни, Ломик) при мощности в 8—10 м представлен в основном известняками глинистыми, зеленовато-серыми с прослоями темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов. Их подстилает базальная очень небольшой мощности пачка песчаников и алевролитов, налегающая либо на породы фундамента, либо на эйфельские отложения (Рехино, Фаленки). В нижней части карбонатно-глинистых пород (Уни, скв. 3, интервал 1976—1980 м; Рехино, скв. 9, 2114—2118 м) А. И. Ляшенко определена фауна *Uchtospirifer naliokini* Ljasch., *Schizophoria kremsi* Ljasch., *Atrypa grossheimi* Ljasch., свидетельствующая о принадлежности включающих их пород к нижней части кыновского горизонта. В верхней части толщи карбонатно-глинистых пород (Уни, скв. 3, 1972—1976 м, Рехино, скв. 9, 2008—2114 м) определены *Uchtospirifer formosus* Ljasch., *U. cf. menneri* Ljasch. и другие, указывающие на верхнекыновский возраст отложений.

В северной части свода кыновские отложения могут быть выделены условно в Климковке, Черной Холунице и Кирсе, где представлены алевролитами и аргиллитами, иногда с тонкими прослойками глинистого известняка и песчаника. Обнаружены: *Schizophoria cf. uchtensis* Ljasch., *Cavellina uchtensis* Eg., *Uchtovia polenovae* Eg. В Климковке мощность этих отложений достигает 43 м.

Очень небольшой мощности (до 15 м) кыновский горизонт в северной части Верхнекамской впадины (Глазовская опорная скважина, интервал 1995—2010 м). Он подразделяется здесь на две пачки: терригенную и карбонатную. Терригенная пачка (12,5 м) представлена зеленовато-серыми и шоколадно-коричневыми тонкослоистыми аргиллитами.

Верхняя, карбонатная пачка (2,5 м) сложена известняками зеленовато-серыми, неравномерно глинистыми и неравномерно доломитизированными. В кровле ее залегает прослой зеленоватой глины. В известняке найдены: *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schlotch., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Cyrtospirifer murchisonianus* Vern., *Uchtospirifer* ex gr. *timanicus* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *tubaecostata* Paesck.

К югу от Глазова мощность кыновского горизонта равна 25 м; нижняя аргиллитовая пачка обогащается алевролитовым и песчаным материалом. В прослоях песчаников иногда наблюдаются нефтепроявления (Сарапул, Нылга). Верхняя часть разреза представлена известняками зеленовато- и темно-серыми, глинистыми или органогенными, с *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianus* Vern., *Athyris concentrica* Buch, *Bairdia* sp. и водорослями *Girvanella ducii* Went.

Саргаевский горизонт на территории Немско-Лойненского свода установлен в разрезах скважин Ломик 6, Колобово 2, Уни 3, Рехино 9, Фаленки 10, Черная Холуница 4, Климковка 3. Горизонт (от 10 до 35 м) представлен известняками зеленовато-темно-серыми с прослоями аргиллитов. Из фаунистических остатков встречены *Schizophoria timanica* Ljasch., *Chonetes menneri* Ljasch., *Heteroctenus solnzevi* G. Ljasch. и др. К северу, на Лойненской вершине горизонт отсутствует.

В северной части Верхнекамской впадины, в Глазовской опорной скважине, саргаевский горизонт (23 м) представлен чередующимися известняками с *Girvanella* и доломитами с редкими включениями ангидрита. Определена фауна брахиопод — *Hypothyridina calva* Mark., *Lamellispirifer* cf. *novosibiricus* Toll., *Ladogia* sp., членики криноидей и фораминиферы (*Eonodosaria* sp.).

В южной части Верхнекамской впадины (Киенгоп, Бураново, Акаршур) саргаевский горизонт сложен светло-серыми желваковидными водорослевыми известняками с *Chonetes menneri* Ljasch., *Atrypa martjanovae* Ljasch., *Hypothyridina calva* Mark., *Striatoproductus* ex gr. *sericeus* Buch, *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll. и др. Мощность саргаевского горизонта до 8—10 м.

Семилукский горизонт (доманиковые слои) установлен на территории Немско-Лойненского свода в тех же разрезах, где и саргаевский. Доманиковые слои (до 10—20 м) здесь представлены известняками зеленовато-темно-серыми, битуминозными, мергелями и сланцами. Найдены раковины *Liorhynchus megistanus* Le Hon., *L.* ex gr. *quadricostatus* Van.

В северной части Верхнекамской впадины, в Глазово, доманиковые слои (32 м) сложены в основном известняками темно- и коричневатосерыми, частью почти черными и сильно битуминозными, неравномерно доломитизированными, иногда с редкими прослоями доломита. Определена фауна доманикового типа, в том числе брахиоподы — *Lingula subparallela* Sandb., *Liorhynchus quadricostatus* Hall., *Atrypa uralica* NaI., *Cyrtospirifer* cf. *schelonicus* NaI., *Eoreticularia pachyrincha* Vern., *Anathyris* cf. *helterseni* Buch, *Pterochaenia fragilis* Hall., *Buchiola retrostriata* Buch и др., кониконхи, гониатиты (*Manticoceras ammon* Keys.), членики криноидей, фораминиферы. Аналогичные доманиковые слои наблюдаются также в Акаршуре и Бураново.

Бурегский горизонт (мендымские слои) на северной вершине Немско-Лойненского свода установлен в разрезах скважин Климковка 3 и Черной Холуницы. Здесь мендымские отложения перекрываются окским надгоризонтом нижнего карбона и сложены (32—47 м) буро-

вато- и темно-серыми пятнистыми известняками мелкокристаллическими, трещиноватыми, со стилолитовыми швами, ложнобрекчиевидными, с бугристыми плоскостями наслоения, неравномерно глинистыми, прослоями доломитизированными, пятнами ожелезненными. В известняках определены остракоды: *Gravia accurata* Pol. и *Semilukiella zaspelovae* E g. В Кирсе и Лойно мендымские слои отсутствуют. На южной (Немской) вершине свода (Уни, Колобово, Ломик, Рехино) слои представлены (мощность около 40 м) серыми, темно-серыми доломитистыми, частично битуминозными известняками, мергелями и глинами. В скважине Рехино 9 (интервал 2005—2018 м) найдены брахиоподы — *Lingulipora baituganica* Ljasch., *Stropheodonta latissima* Bouch., *Chonetes baschkiricus* Ljasch., *Liorhynchus rossicus* Ljasch., *L. megistanus* Le Hon. и кониконхи — *Polycylindrites menneri* G. Ljasch.

На восточном склоне Немско-Лойненского свода, в скважине Фаленки 10, мендымские слои — это доломиты с гнездами ангидрита. Мощности не установлена, так как вышележащие верхнефранские отложения по своему облику сходны с мендымскими.

В северной части Верхнекамской впадины мендымские слои выделены условно; в Глазове к ним ориентировочно отнесена толща (106 м), залегающая в интервале 1838—1944 м и представленная светло-серыми доломитами с красноватыми и зелеными пятнами, с линзами и гнездами голубого ангидрита. Доломиты сильно пористые и кавернозные. В верхней части имеются прослои доломитизированных известняков. В интервале 1932—1936 м определены кораллы *Peneckiella aschaniensis* Sos h k.

В южной части Верхнекамской впадины (Акаршур, Бураново и др.) слои (20—30 м) сложены теми же отложениями, что и одноименные слои Татарского свода (см. ниже). В нижней их части развиты серые и светло-серые глинистые известняки, в верхней — более темные битуминозные известняки и сланцы. Фауна аналогична таковой из районов Татарии.

К воронежскому, евлановскому и ливенскому горизонтам на территории Немско-Лойненского свода условно отнесена толща розовато-белых кавернозных доломитов, иногда с прослоями глинистых известняков (Рехино, скв. 9, глубина 55,0 м, Климковка, скв. 3 — 93,0 м, Черная Холуница, скв. 4—107,0 м). В Кирсе и Лойно эти отложения отсутствуют.

В Верхнекамской впадине описываемые отложения представлены двумя фаціальными типами. Один из них, развитый вне пределов Камско-Кинельской впадины (Акаршур, Бураново, Якшур-Бодья, Глазов и др.), сложен серыми, бурыми, светло-розоватыми, часто доломитизированными известняками и коричневато-серыми зернистыми доломитами с гнездами ангидрита и гипса. В Глазовской опорной скважине эти отложения (85 м) сложены известковистыми доломитами, местами коралловыми, большей частью кавернозными от выщелачивания остатков организмов, иногда сильно загипсованными, с гнездами ангидрита и гипса, и известняками светло-розоватыми и лиловато-розоватыми, доломитизированными, загипсованными и ангидритизированными почти по всему разрезу. Породы, как правило, неглинистые. Из органических остатков определены остракоды, кораллы, известковые водоросли: *Eonodosaria multiformis* L i p., *E. evlanensis* L i p., *Amphipora patokensis* R j a b., *A. cf. coivensis* R j a b., *Issinella* sp.

Второй тип разрезов приурочен к зоне смыкания Верхнекамской впадины с восточным склоном северной вершины Татарского свода (Грахово, Можга, Нылга, Постол, Сарапул и др.), охватывает и Кам-

ско-Кинельскую впадину. Он представлен чередованием битуминозных, часто кремнистых известняков, мергелей и сланцев с остатками радиолярий и брахиопод (*Liorhynchus* ex gr. *lentiformis* Schnur.). Мощность отложений 25—35 м.

Токмовский свод. Пашийский и кыновский горизонты на Токмовском своде развиты не повсеместно. Они отсутствуют в восточной части (Ульяновск, Алатырь). В южной и юго-западной частях свода (Токмово, Исса, Юлово-Ишим, Чаадаевка и др.) пашийские и кыновские отложения (общая мощность до 190—200 м) представлены песчано-алевролитовыми и алевролитоглинистыми породами; первые из них, как правило, отмечаются в низах ритмов, а вторые — в верхней части последних. В большинстве разрезов намечается до трех ритмов. Песчаники и алевролиты серые, светло-серые, разнозернистые, в различной степени глинистые, кварцевые. Глины обычно зеленовато-серые, алевритовые, часто со стяжениями сидерита. В кровле верхней глинистой пачки залегают местами известняки глинистые и алевритовые (Исса) мощностью до 3 м. В последних определена верхнекыновская фауна: *Atrypa* cf. *richthofeni* Keys., *Megaphyllum* aff. *paschiense* Sosnk. В глинах обнаружены эстеры.

В юго-восточной части свода (Кикино и др.) условно выделяются пашийский и кыновский горизонты (Гассанова и др., 1960). Пашийский горизонт (85 м) сложен песчаниками мелкозернистыми и алевролитами песчанистыми и глинистыми с редкими прослоями алевритистых глин. В нижней части горизонта встречаются споры зоны Euzoanconotriletes Dschark. в верхней — зоны Latizolabitriletes Dschark.

Кыновский горизонт (42 м в Кикино) в нижней части представлен глинами с редкими прослоями алевролитов и включениями сидерита и шамозита, с *Lingula rectangularis* Ljasch., *Estheria rotundula* Lutk., *E. vulgaris* Lutk., в верхней — мергельно-известняковой пачкой (до 17 м) с фауной *Hypothyridina presemilukiana* Ljasch., *Schizophoria* ex gr. *ivanovi* Tschern., *Elytha* cf. *fimbriata* Conr.

Глинистая и мергельно-известняковая пачка, по А. И. Ляшенко, соответствуют лишь верхней части кыновского горизонта других районов и выделены им как кикинские слои.

В северной части свода, в Балахонихе, отложения пашийского и кыновского горизонтов (мощность 109 м) сложены песчано-глинистыми породами, подразделяющимися на три седиментационных цикла, в каждом из которых они представлены в нижней части алевролитопесчаной пачкой, а в верхней — алевролитоглинистой.

В кровле верхней пачки отмечен органогенно-обломочный известняк, в котором найдены остатки фауны: *Striatopproductus* ex gr. *sericeus* Vuch., *Uchtospirifer* ex gr. *angulosus* Ljasch. Аналогичный разрез, но сокращенный по мощности до 74 м и без прослоя известняка изучен в Лысково.

На северо-восточном склоне Токмовского свода (Марпосад, Сундырь, Урмары) пашийский и кыновский горизонты (20—45 м) представлены песчано-глинистыми, иногда грубозернистыми, участками пестроцветными породами, условно считающимися пашийскими, и глинистыми известняками с остатками *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianus* Vep., относимыми к кыновскому горизонту. Аналогичный разрез установлен также южнее Ульяновска, в Барановке, где суммарная мощность горизонтов 25 м.

Саргаевский горизонт на большей части площади свода представлен внизу пачкой переслаивания известняков глинистых, мергелей зеленовато-серых и глин светло-зеленых с ходами червей и с редкой фауной (*Anatrypa timanica* Mark., *Elytha fimbriata* Conr. и др.),

вверху — известняками зеленовато-желтовато-серыми, глинистыми, известняками пятнисто доломитизированными, прослоями глинистыми, и редкими мергелями с *Chonetes menneri* Ljasch., *Atrypa naliokini* Ljasch., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.) и др. Мощность в Токмово 36 м, в Прудах 39 м, в Юлово-Ишиме 33 м. К юго-востоку от Токмово, в Комаровке, мощность увеличивается до 57 м, а в Кикино до 83 м. В северной части свода мощность составляет: в Балахонихе 38 м, в Марпосаде 50 м (см. рис. 23). В восточной части свода, в Ульяновской и Алатырской скважинах саргаевские отложения залегают, как правило, несогласно на породах кристаллического фундамента. Они представлены известняками серыми и светло-серыми, иногда с примесью песчаного материала. Определена фауна: *Atrypa* ex gr. *velikaja* Nal. и др. Мощность 24—27 м.

Семилукский горизонт в центральной и южной частях свода (Юлово-Ишим, Исса, Пруды, Токмово, Кикино и др.) при общей мощности в 65—70 м представлен в нижней части (рудкинский горизонт, по М. Ф. Филипповой и др.) переслаиванием темно-серых известняково-глинистых, богатых органическим веществом сланцев и органогенных известняков и мергелей, с известняками неравномерно глинистыми, органогенными и органогенно-обломочными с более редкими прослоями темно-серых битуминозных сланцев. Найдена фауна: *Liorhynchus quadricostatus* Van., *L. aff. megistanus* LeHon., *Cyrtospirifer* cf. *disjunctus* Sow., *C. ex gr. verneuili* Murch., *Hypothyridina lyskovenssis* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *vulgaris* Ljasch. и др., а также многочисленные фораминиферы, остракоды, кониконхи, гастроподы, иглокожие и остатки рыб. Из кониконх определены *Homotenus tokmovenis* G. Ljasch. Тонкие прослои известняков, залегающие в сланцах, почти целиком состоят из раздавленных раковин лиоринхусов.

Мощность нижней части горизонта меняется от 23,5 м в Токмово до 25—29 м в Юлово-Ишиме; в Прудах и Комаровке она снижается до 21 и 17,5 м.

Верхняя часть горизонта (около 40 м) сложена известково-доломитовыми зелеными глинами с редкими тонкими прослоями известняков и мергелей. В отдельных прослоях глины содержат мелкие остатки растительных тканей, споры и небольшую примесь алевритового материала.

В известняках наблюдаются остатки обильной фауны кораллов, брахиопод, остракод; определены: *Stropheodonta interstitialis* Phill., *Liorhynchus* cf. *quadricostatus* Van., *Spinatrypa tubaecostata* Paesck., *Cyrtospirifer* aff. *tenticulum* Vern., *C. cf. disjunctus* Sow., *C. supradisjunctus* Sow., *Cyrtina* ex gr. *demarllii* Bouch., *Uniconus glaber* Gautsch, *Amphissites* cf. *irinae* Gleb. et Zasp., *Knoxites bolchovitinovae* Eg.

В северной части свода семилукский горизонт (общая мощность 102 м) хорошо изучен в Балахонихе, где он также расчленяется на две части (рудкинский и семилукский горизонты, по Веселовской, Елиной и др., 1960). Горизонт представлен аналогично другим более южным районам: в нижней части (до 27 м) чередованием глин, мергелей и известняков с обильной фауной, в верхней (до 75 м) — в основном глинами, у кровли с подчиненными прослоями известняков, также с характерной фауной.

В восточной части свода, в Ульяновске, семилукские отложения (73 м) сложены известняками зеленовато-серыми, реже серыми, иногда доломитизированными, с включениями пирита. Мергели имеют подчиненное значение. Они серые и темно-серые, иногда почти черные, местами с крупными стяжениями пирита. В подошве залегает буровато-серый известняк, богатый остатками фауны. Плоскости напластования

известняков обычно покрыты тонкими пленками темно-серой, почти черной глины, обогащенной органическим веществом. Фауна многочисленна; представлена в основном брахиоподами, в меньшей мере кораллами, иглокожими, тентакулитами, гастроподами и остракодами. Брахиоподы по видовому составу аналогичны имеющимся в разрезах Токмово и других районов. Среди кораллов определены *Magaphyllum caespitosum* Soshk., *Tamhnopora poliforata* Schlot., среди фораминифер — *Cribrosphaera simplex* Reitl., *Bisphaera elegans* Viss., *Irregularis lobata* Reitl., *Archaesphaera minima* Sul., *Parathuramina* aff. *spinosa* Lip.

В верхней части горизонта отмечаются глинистые известняки, частью доломитизированные, с подчиненными им темно-серыми мергелями, обогащенными органическим веществом. Из фаунистических остатков чаще всего встречаются брахиоподы; имеются гастроподы, фораминиферы, иглокожие, тентакулиты, кораллы (последние переполняют отдельные прослои известняков). Определены: брахиоподы — *Hypothyridina* cf. *semilukiana* Nal., *Liorhynchus* cf. *pavlovi* Müfke., *Atrypa uralica* Nal., *Spinatrypa* cf. *semilukiana* Ljasch., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuli* Murch., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *Ilmenia* cf. *perlevis* Nal.; кораллы — *Tamhnophyllum monozonatum* Soshk., *Schlüteria kostetskae* Soshk., *Alveolites suborbicularis* Lam.; фораминиферы — *Winicella* cf. *bella* Вук., *Vicinesphaera* cf. *grandis* Reitl.

В Марпосаде нижняя часть горизонта представлена толщей (71 м) переслаивания битуминозных пород доманикового типа со светлыми известняками и доломитами. В них соответственно встречается смешанная (семилукско-доманиковая) фауна. В верхней части горизонта (мощность до 90 м) наблюдаются известняки с прослоями глин и мергелей.

Аналогично представлены семилукские отложения в Сундыре, но мощность их всего 130 м.

Бурегский горизонт в районе Токмово, Иссы и других пунктов представлен алатырскими слоями (10—20 м) — чередование известняков и мергелей с характерной фауной: *Stropheodonta latissima* Bouch., *Schuchertella devonica* Orb., *Productella issensis* Ljasch., *Atrypa symmetrica* Ljasch., *Spirifer siratchoicus* Ljasch., *Tenticospirifer koni* Ljasch., *Cyrtospirifer supradisjunctus* Orb., *Theodossia uchtensis* Nal., *Tentaculites lyskovensis* G. Ljasch., *Multiconus schimanskyi* G. Ljasch. и др. С запада на восток от Токмово, к Прудам, Комаровке и Кикино, глинистость в разрезах алатырских слоев уменьшается; мощность возрастает до 48 м (Гассанова и др., 1960).

В северной части Токмовского свода мощность алатырских слоев до 30—40 м. В Алатырской опорной скважине у д. Балахоники (где слои были выделены впервые) и в лысковском разрезе они сложены внизу глинами с прослоями известняков, в верхней части — известняками с прослоями глин. Определена смешанная семилукско-воронежская фауна: *Stropheodonta latissima* Bouch., *Schuchertella devonicus* Orb., *Chonetes* aff. *menneri* Ljasch. msc., *Atrypa* ex gr. *tanaica* Nal., *Spirifer siratchoicus* Ljasch., *Cyrtospirifer* ex gr. *supradisjunctus* Orb., *C.* cf. *conoideus* Roem., кониконхи *Tentaculites lyskovensis* G. Ljasch., *Polycylindrites* ex gr. *nalivkini* G. Ljasch., *Tenuigradatus krestovnikovi* G. Ljasch., остракоды *Knoxites menneri* Eg.

В восточной части Токмовского свода, в районе Ульяновска, алатырские слои (26 м) представлены буровато-серыми известняками слабодолмитизированными, с прослоями (в средней части разреза) глинистого известняка и мергеля, с фауной кораллов *Schlüteria kostetskae* Soshk., брахиопод *Atrypa* sp., *Cyrtospirifer* sp. и фораминифер *Nanicella* cf. *ovata* Reitl., *Paratikhinella cannula* E. Вук. Возраст

этой толщи определяется по аналогии с разрезом у д. Пруды, где Е. А. Рейтлингер была определена алатырская фауна фораминифер.

Воронежский горизонт в пределах Токмовского свода имеет мощность 50—75 м и делится на нижне- и верхневоронежские слои.

Нижневоронежские слои в районе Токмово и Иссы (мощность 25—30 м) представлены чередованием глин, известняков, зеленовато-серых, глинистых, органогенных и пачек буровато-коричневых и зеленых мергелей с прослоями и линзами известняков; наблюдаются также прослои известняковых конгломератов. Определена фауна: *Schuchertella devonica* Orb., *Productella subaculeata* Murch., *Theodossia* ex gr. *tanaica* Nal., *Th. uchtensis* Nal., *Cyrtospirifer tenticulum* Vern., *C. aff. conoides* Roem., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *concentrica* Buch., *Polycylindrites naliokini* G. Ljasch., *Heteroctenus tichomirovi* G. Ljasch., *Semilukiella zaspelovae* Eg., *Bairdia* ex gr. *uchtensis* Eg., *Bicornella bolchovitinae* Zasp. В аналогичных разрезах в Лысково и Балахонихе мощность слоев возрастает до 32—35 м.

В Прудах нижневоронежские слои сложены в основном известняками светло-серыми и светло-желтовато-серыми, местами переходящими в зеленовато-серые мергели; содержат фауну мелких брахиопод, тентакулитов, остракод, члеников криноидей, гастропод, изредка фораминифер, мшанок и известковых водорослей. В некоторых участках разреза остатки фауны выщелочены, пустоты заполнены ангидритом и гипсом. Определены: *Theodossia uchtensis* Nal., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Polycylindrites naliokini* G. Ljasch., *Klaedenellitina* aff. *batalinae* Eg., *Bairdia uchtensis* Eg.

В Ульяновске нижневоронежские слои (23 м) представлены глинистыми известняками, серыми и зеленовато-серыми. Определены брахиоподы (*Atrypa tubaecostata* Paeck., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch.), фораминиферы (*Nanicella* ex gr. *evoluta* Reitl., *N. cf. tschernyschevi* Lip.) и остракоды (*Amphissites irinae* Gleb. et Zasp., *Bairdia* aff. *ischimensis* Eg., *Bairdiocypris naliokini* Eg. и др.).

Верхневоронежские слои в Иссе и других южных районах Токмовского свода (мощность 30—40 м) сложены зеленоватыми мергелями и (частью линзовидно выклинивающимися) известняками глинистыми, пелитоморфными, органогенными и органогенно-обломочными; имеются прослои известняковых конгломератов. В мергелях много ходов червей. Определена фауна: *Theodossia tanaica* Nal., *Limbatula* ex gr. *minima* Zasp., *Bairdia tichomirovi* Eg., *Acratia evlanensis* Eg., *Ac.* ex gr. *voronensis* Eg.

В Прудах слои (40 м) сложены внизу известняками с подчиненными прослоями мергелей и глин, сверху — известняками с гальками карбонатных пород, нередко образующими прослои известняковых конгломератов. Известняки светло-серые, неравномерно глинистые, в отдельных прослоях органогенные и органогенно-обломочные. Возраст подтверждается присутствием фауны брахиопод, остракод и фораминифер: *Theodossia tanaica* Nal., *Donellites voronegianus* Eg., *Knoxites* aff. *bolchovitinae* Eg., *Bairdia elegans* Eg., *Vicinesphaera* cf. *grandis* Reitl., *Hyperammina* (?) cf. *longa* Viss.

В Ульяновске верхневоронежские слои (50 м) сложены мергелями и известняками с прослоями известняковых конгломератов, с остатками теодоссий. В нижней части разреза определены: *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Atrypa* ex gr. *tanaica* Nal., *Theodossia tanaica* Nal., *Th.* ex gr. *tanaica* Nal., *Schluteria verrucosa* Soshk., *Vicinesphaera parva* Reitl., *Archaesphaera minima* Sul., *Parathurammina* sp., *Knoxites bolchovitinae* Eg., *Amphissites klarae* Eg., *Acratia evlanensis* Eg.

В Марпосаде воронежский горизонт не подразделен на слои и представлен известняками, иногда доломитами.

Евлановский горизонт в Токмово, Иссе и других районах южной части свода выделен условно; его слагают известняки светло-серые, сильно доломитизированные, глинистые, зеленовато-серые с прослоями мергелей, с фауной гастропод, брахиопод, иглокожих, кораллов, строматопор и водорослей. Известняки иногда обогащены органическим веществом, местами загипсованы, отдельные слои характеризуются органогенно-обломочным и конгломератовидным строением. Встречена *Theodossia evlanensis* N a l. и др. Мощность горизонта 30—45 м.

В Прудах евлановский горизонт также выделен условно, сложен преимущественно светло-желтовато-серыми известняками, в значительной мере доломитизированными. В них присутствуют перекристаллизованные обломки брахиопод, кораллов, иглокожих, остракод, тентакули-тов, фораминифер, трубочки и желваки известковых водорослей. Большая часть известняков содержит пленки и сгустки органического вещества. В нижней части горизонта наблюдаются редкие прослои ярко-зеленых глин. К основанию приурочены известняковые конгломераты. В известняках определены: *Theodossia evlanensis* N a l., *Cyrtospirifer markovskii* N a l., *Archaeosphaera minima* Sol., *Nodosaria evlanensis* Lip., *Eogeinitzina* cf. *devonica* Lip., *Nanicella* cf. *evoluta* Reitl., *Issinella devonica* Reitl., *Heteroctenus tragula* Wen.

В Балахонихе и Лысково евлановский горизонт (40 м) также представлен желтовато-серыми известняками с прослоями мергелей и редко доломитами с характерной фауной.

В Ульяновске горизонт (49 м) слагается известняками, светло-серыми, реже серыми, с прослоями глин и мергелей. В известняках часты трубочки водорослей, фораминиферы, остатки кораллов (местами переполняющие породу), брахиоподы и др. Определена фауна: *Theodossia evlanensis* N a l., *Cyrtospirifer* ex gr. *tenticulum* Vern., *Nodosaria* cf. *rauserae* (Tscheg.), *Peneckiella minima* Roem., *Tikhinella multiformis* Lip., *Nanicella* cf. *tschernyschevi* Lip., *N. evoluta* Reitl., *N. evlanensis* Lip., *Geinitzina devonica* Lip., *G. devonica* var. *rara* Lip.

В Марпосаде к евлановскому горизонту отнесена толща (до 55 м) известняков и доломитов, иногда загипсованных, с фауной брахиопод, аналогичной имеющейся в разрезе Ульяновска.

Ливенский горизонт (25—30 м) в районе Токмово, Иссы и других пунктов выделен условно и сложен известняками, светло- и желтовато-серыми, местами доломитизированными, кораллово-водорослевыми, с прослоями глинистых зеленовато-черных известняков, с фауной *Theodossia livnensis* N a l. и др.

В Балахонихе, Лысково мощность горизонта увеличивается до 60 м. В Кикино условно выделенный ливенский горизонт (34 м) представлен желтовато-серыми кораллово-водорослевыми известняками, местами доломитизированными. В них определены *Eonodosaria evlanensis* Lip., *Eogeinitzina devonica* Lip., *Tikhinella measpis* Вук.

В Прудах горизонт (30 м) слагают известняки буровато- и желтовато-серые с подчиненными прослоями известняков зеленовато-серых, глинистых. Местами они доломитизированы. Определена аналогичная кикинскому разрезу фауна фораминифер.

В Ульяновске горизонт (37 м) представлен доломитами и доломитизированными известняками, серыми и темно-серыми, с мелкими включениями пирита. Найдены трубки водорослей, остатки гастропод. В Марпосаде к ливенскому горизонту отнесена толща (45 м) доломитов с *Theodossia* cf. *livnensis* N a l.

Татарский свод, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. Пашийский горизонт на Татарском своде и на соседних пространствах Мелекесской впадины слагается почти исключительно терригенными породами — песчаниками, алевролитами и аргиллитами, переслаивающимися между собой и переходящими друг в друга по простираанию. Местами отмечаются прослой известняков, доломитов и мергелей. Встречаются также прослой оолитовых сидерито-шамозитовых руд, стяжений сидерита и фосфорита.

На Татарском своде пашийский горизонт (50—60 м) наиболее полно развит на Ромашкинском нефтяном месторождении, где он представлен так называемым пластом D_I, являющимся основным продуктивным горизонтом. Подстигается пласт D_I алевроито-аргиллитовой пачкой верхнеживетских муллинских слоев, местами содержащей прослой известняка («черный известняк»). Покрывается пласт D_I «верхним известняком», лежащим в основании кыновского горизонта.

В составе пласта D_I, кроме других пород, выделяется до пяти более или менее выдержанных песчаных прослоев (от «а» до «д»). Они сложены обычно мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, песчаными алевролитами, реже глинисто-алевролитовыми песчаниками и близкими к ним слабоглинистыми алевролитами.

По смене споровых комплексов и литологическим особенностям пашийский горизонт подразделяется на две части. К нижней части относятся пласты «д», «г», «в», и крошечные каждый из них алевролито-аргиллитовые пачки. Доминантами спорового комплекса здесь являются: *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum., *Hymenozonotriletes efremovae* Pusch., *H. inequalis* Phill., *H. duplex* Phill., *H. monoloris* Pusch. Верхнюю часть составляют пласты «б», «а» и перекрывающие их пачки алевролито-аргиллитовых пород. Споровый их комплекс содержит: *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes incisus* Naum., *H. krestovnikovi* Naum. Нижний споровый комплекс тяготеет к комплексу спор муллинских слоев, а верхний — кыновских отложений.

По направлению к северной вершине Татарского свода и к западной окраине Мелекесской впадины мощность пашийского горизонта и его стратиграфическая полнота убывают. В западной части Мелекесской впадины (Бугровка, Пичкасы, Новиковка и др.) пашийский горизонт (55—12 м) представлен преимущественно лишь нижней своей частью, соответствующей (при сравнении с ромашкинским разрезом) пачкам, содержащим прослой «г» и (частично) «в». В песчано-глинистых породах, иногда с красноцветами (Бугровка, скв. 9), слагающих толщу горизонта, установлен комплекс спор: *Leiotriletes atavus* Naum., *Archaeozonotriletes variabilis* Naum., *A. notatus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Eurozonotriletes* Dschark.

В полосе поднятий западной окраины Мелекесской впадины (Юхмачинский палеосвод) пашийские отложения, как и муллинские, полностью отсутствуют и вновь появляются лишь к западу от полосы поднятий, в южной части Казанско-Кажимского прогиба. Приведенные данные свидетельствуют, во-первых, о существовавшем трансгрессивном залегании пашийских отложений вдоль полосы поднятий западной окраины Мелекесской впадины, во-вторых, о размыве вдоль осевой зоны этой полосы поднятий пашийских отложений в кыновское время (см. рис. 24).

Зона размыва пашийских отложений от западной окраины Мелекесской впадины протягивается к северу — к северной вершине Татарского свода, восточному склону Немско-Лойненского свода и к югу — до западных районов Самарской Луки, захватывая почти все Ульянов-

ское Заволжье, протягиваясь южнее через район Узюкова и далее к югу до Сызрани.

Западная граница современного распространения отложений пашийского горизонта в пределах Татарского свода и смежной с ним впадинной зоны проходит примерно по линии Елабуга — Новошешминск — Аксубаево — Новобалыкла — Сызрань.

В южной части Татарского свода, в Байтуганской опорной скважине 24, пашийский горизонт (54 м) вскрыт в интервале 2028—1974 м. Представлен он чередующимися слоями песчаников, алевролитов с прослоями глин. Отложения горизонта подразделяются на шесть пачек. Первая пачка (интервал 2028—2013 м) — светло-серые алевролиты, плотные, слюдистые, содержащие прослой песчаника, и алевролиты глинистые, содержащие растительные остатки. Вторая пачка (2013—2006 м) — кварцевый песчаник, мелкозернистый, однородный, с растительными остатками. Третья пачка (2006—1996 м) — чередование слоев светло-серого, тонкозернистого песчаника (местами с галькой) и алевролитов, темно-серых, слюдистых, в разной степени глинистых, с пиритом и сидеритом. Четвертая пачка (1996—1984 м) — тонкое волнистое переслаивание слоев глины и алевролита, сменяемых песчаником. В пачке определен комплекс спор с преобладанием среди них *Leiotriletes nigratus* N a u m., *Archaeozonotriletes rugosus* N a u m., *A. basilaris* N a u m., *A. micromanifestus* N a u m., *A. perlatus* N a u m., *Hymenozotriletes incisus* N a u m. Пятая пачка (1984—1982 м) — чередование слоев песчаника мелко- и тонкозернистого (с примазками алевролита глинистого, конкреционными новообразованиями, кремневыми галечками и растительным детритусом) и алевролита глинистого, с остатками псилофитовой флоры. Шестая пачка (1982—1974 м) — песчаники светло-серые, изредка белые, тонкозернистые, глинистые, с прослоями глины зеленовато-серой, алевролитовой. Пачка содержит пашийский комплекс спор, тождественный комплексу, имеющемуся в четвертой пачке.

В расположенной к югу от Байтугана Сергиевско-Абдулинской впадине пашийские отложения (40—70 м) повсеместно развиты. Их строение изучено по данным бурения в Раковке, Радаевке, Боровке, Серноводске, Якушкино, Сосновке, Дерюжевке, Шунгуте и других пунктах. Представлены эти отложения песчаниками, алевролитами и аргиллитами; как правило, отмечается приуроченность песчаников и алевролитов к основанию двух ритмов осадконакопления; в верхней части ритмов встречаются обычно более глинистые породы, иногда прослой мергелей и известняков. Нижний песчано-алевролитовый пласт именуется пластом D_{II}, верхний — D_I. Это в основном песчаники и алевролиты, кварцевые, серые и светло-серые, разнозернистые. В глинистых породах и мергелях содержатся редкие остатки лингул и споры, характерные для пашийских отложений Татарского свода и других районов.

Кыновский горизонт в пределах рассматриваемой территории слагается несколькими толщами. Нижняя из них (первая) развита лишь восточнее линии Дербешки—Азево—Сарайлы—Нурлат—Надеждино. В подошве ее отмечаются следы перерыва. Толща представлена в нижней части хорошо выдержанной карбонатной пачкой (1,5—3 м), известной под именем или «нижнекыновского известняка» или так называемого «верхнего известняка» (репер «кинжал»). В строении пачки участвуют глинистые известняки темно- или зеленовато-серые или доломиты коричневатого и темно-серые. В направлении на запад и северо-запад наблюдается замещение карбонатных пород аргиллитами и глинистыми алевролитами с остатками атрипид. Определена фауна: *Atrypa pseudouralica* Mikr., *A. pervagata* Bat., *Ilmenia tenuicosta* Mikr., *Selebratina tuimazensis* Pol., *Uchtovia polenovae* Eg., *Cavel-*

lina devoniana E g., *Microcheilinella optata* P o l., *Indivisia* (?) *schigrovskiensis* P o l., фораминиферы, водоросли (гирванеллы).

Выше «верхнего известняка» залегает алевролито-аргиллитовая пачка, представленная на крайнем юго-востоке (Бавлы) в основном зеленовато-серыми аргиллитами с многочисленными линзочками и прослойками светло-серого алевролита, количество и мощность которых увеличиваются на запад и север. В этих же направлениях происходит постепенное уменьшение мощности аргиллитовой пачки от 15 м до 3—4 м, а затем и полное ее выклинивание. В породах содержится комплекс спор, аналогичный имеющемуся в верхней части пашийского горизонта, но отличающийся большим количеством *Hymenozonotriletes krestovnikovi* N a u m. Кровля аргиллитовой пачки местами размыта.

Вторая толща кыновского горизонта почти повсеместно распространена; выклинивается лишь в направлении к северной вершине Татарского свода. Западнее линии Дербешки—Надеждино она налегает на размытую поверхность или пашийских отложений или живетских (муллинских и старооскольских — Юхмачинский палеосвод и краевая часть северной вершины Татарского свода).

Начинается вторая толща песчано-алевритовым пластом D₀, разбитым в основном вдоль западного края южной вершины Татарского свода и вдоль восточного склона его северной вершины. В восточном направлении наблюдается замещение песчаных пород более глинистыми. Песчаники серые, светло-серые, разнородные, местами содержат крупнопесчаную и гравелитовую фракции. В основании песчаного пласта отмечена фосфоритовая и сидеритовая галька, а также обломки подстилающих зеленовато-серых аргиллитов. Алевролиты серые, кварцевые, на северо-западе в основном песчанистые, а в более восточных и южных районах глинистые. Над песчаной пачкой обычно залегает карбонатный прослой (известняки зеленовато-серые, глинистые и алевритистые, реже доломиты), называемый в Татарии «среднекыновским известняком». Он содержит фауну брахиопод — *Atrypa* sp., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth. и остракод, аналогичных имеющимся в нижнекыновском («верхнем») известняке. Выше следует алевролито-аргиллитовая пачка (около 20 м), представленная на большей части территории Татарского свода и Мелекесской впадины зеленовато- и коричневатого-серыми (шоколадно-коричневыми) аргиллитами, тонкослоистыми, гидрослюдистыми, нередко ооидными, местами с присыпками алевролитового материала. Количество последнего увеличивается в западном направлении, в связи с чем вдоль окраин Юхмачинского палеосвода, а также в восточной зоне северной вершины Татарского свода в описываемой пачке появляются прослои алевролитов, тонко переслаивающихся с аргиллитами, и пласты песчаников (D₀¹). В некоторых участках Юхмачинского палеосвода (см. рис. 24) и Алтунино-Шунакского прогиба, осложняющего южный купол Татарского свода, эта часть разреза представлена мощной пачкой (до 60—80 м) темно-серых и зеленовато-серых аргиллитов, содержащих прослой глинистых известняков с *Ilmenia* cf. *tenuicosta* Mikr. и прослой песчаников и алевролитов. В аргиллитовой пачке встречены *Lingula cardiformis* E l l. et I v., *Estheria* cf. *vulgaris* L u t k., остатки рыб. В споровом комплексе (характеризующем верхнюю часть пачки) преобладающими являются: *Archaeozonotriletes notatus* N a u m., *Leiotriletes atavus* N a u m., *Stenozonotriletes atavus* N a u m., *St. defenicus* N a u m.

Третья толща представлена карбонатными или карбонатно-глинистыми породами, известными под именем «верхнекыновского известняка» или репера «аяксы». На северной вершине Татарского свода эти карбонатные породы, здесь песчанистые, налегают непосредственно на

породы кристаллического фундамента, имея в основании небольшой базальный песчаник (Кабык-Купер, Кукмор и др.).

На большей части площади Татарского свода и Мелекесской впадины «верхнекыновский известняк» слагается серыми и темно-серыми глинистыми известняками, нередко битуминозными, с прослоями аргиллитов темно-серого цвета. Среди остатков фауны преобладают *Liorhynchus uchtensis* Ljasch. (нередко переполняющие породу), *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schll., *Paracardium doris* Hall., большое количество бухиол, птерохений, онтарий. В краевых зонах развития этой фации встречается *Uchtospirifer* ex gr. *naliivkini* Ljasch. Распространение доманиковой фации ограничивается линией Сахча—Ново-Ибрайкино—Акташ—Муслимово—Тумутук—Бавлы. На северной вершине Татарского свода «верхнекыновский известняк» (арчединские слои по А. И. Ляшенко) представлен в нижней части серыми слабобитуминозными известняками и аргиллитами с такой же фауной, а в верхней части — серыми, светло-зеленовато-серыми известняками, содержащими большое количество кораллов *Megaphyllum paschiense* Soshk., водорослей *Girvanella* и брахиопод *Uchtospirifer naliivkini* Ljasch., *Schizophoria* cf. *ivanovi* Tschern., *Atrypa uralica* Nal., *Striatopproductus* sp., а также остракод — *Cavellina devoniana* Eg., *Uchtovia polenovae* Pol., *Ornatella multiplex* Rozhd. и др.

Выше «верхнекыновского известняка» на южной вершине Татарского свода выделяется четвертая толща — «шугуровская свита», слагающаяся серыми и темно-серыми глинистыми (нередко битуминозными) известняками, аргиллитами, глинистыми и горючими сланцами. Максимальные ее мощности приурочены к Алтунино-Шунакскому прогибу (80 м в Шугурово). В составе фауны в этой пачке преобладают формы доманикового типа — птерохении, бухиолы, лингулиды, кониконхи. Из них определены: *Pterochaenia fragilis* var. *plicata* V. Nal., *Pt. fragilis* var. *orbicularis* Clarse, *Pt. elmensis* Clarse, *Pt. timanica* Zam., *Lingula rectangularis* Ljasch., *L. bicostae* Batr. К западу от Алтунино-Шунакского прогиба сокращение мощности толщи сопровождается изменениями фациального ее облика — в составе все большую роль играют небитуминозные известняково-мергельные породы зеленовато-серого цвета; в серых известняках отмечены *Koenenites naliivkini* G. Ljasch., *Homoctenus tikhyi* G. Ljasch. и многочисленные птерохении и ортоцератиты. Такой характер пачка имеет как на западном склоне Татарского свода, так и на прилегающих пространствах Мелекесской впадины, вплоть до Мелекесса.

К востоку от Алтунино-Шунакского прогиба мощность верхней толщи кыновского горизонта быстро убывает до 4—7 м, сланцы выпадают из разреза и она слагается в основном темно-серыми битуминозными известняками с многочисленными мелкими бухиолами, птерохениями и редкими *Koenenites naliivkini* G. Ljasch. (Азнакаево). В северном направлении от Шугурово также происходит сокращение мощности толщи, даже до полного выпадения толщи из разрезов (Елабуга, Бондюга, Усть-Ик). Но в западной части северной вершины Татарского свода толща вновь появляется в разрезе в виде пачки мощностью 20—40 м, представленной темно- и зеленовато-серыми известковистыми аргиллитами и мергелями с прослоями глинистых известняков, содержащих остатки *Paracardium doris* Hall., *Ontaria articulata* Müpst., *Homoctenus kikinensis* G. Ljasch. (Красновка, скважины 1, 2; Пестрецы, скв. 9; Лаишево, скв. 12).

На юге Татарского свода, в Байтуганской опорной скважине, нижняя часть кыновского горизонта вскрыта в интервале 1974—1940 м и представлена внизу серыми аргиллитами, начиная со средней части

с прослоями известняка и доломитов. В серых глинах найдены пеллециподы и комплекс спор, подобный пашийскому. В известняке определены брахиоподы: *Ilmenia tenuicosta* Mikr., *Atrypa pseudouralica* Mikr.

К средней части кыновского горизонта относится толща (44 м), в которой по литологическим признакам и по спорам выделено три пачки: известняково-аргиллитовая, известняково-глинистая и известняково-аргиллитово-глинистая (интервалы 1940—1937 м, 1937—1923 м, 1923—1896 м). В органогенно-обломочном известняке из нижней части известняково-аргиллитовой пачки определены *Striatoproductus karasikae* Ljasch., *Liorhynchus uchtensis* Ljasch., *Atrypa* ex gr. *douvillii* Mans., *Ilmenia* sp., *Bactrites* sp. В верхней части пачки найдены *Pterochaenia*, *Lingula* и комплекс спор — *Leiotriletes nigratus* Naum., *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *A. perlatus* Naum., *Hymenozonotriletes incisus* Naum. Глины и известняки известняково-глинистой пачки содержат многочисленные раковины *Pterochaenia* sp., *Orthoceras* sp., встречаются *Buchiola* sp. и *Tentaculites* sp. К аргиллитам верхней известняково-аргиллитово-глинистой пачки приурочены крупные ракообразные *Phyllocarida*, чешуйки панцирных рыб, пеллециподы *Pterochaenia*, *Buchiola*, много кониконх.

К верхнекыновской толще отнесены отложения, вскрытые в интервале 1896—1864 м. Выделены две пачки: а) нижняя (26 м), сложенная глинами и известняками с однообразной фауной *Pterochaenia*, *Orthoceras* sp., *Estheria* sp., частых *Styliolina* и редких *Tentaculites*, рыб — *Paleoniscidae*, *Osteolepidae*; б) верхняя (6 м), сложенная глинами, известковистыми, доломитизированными, мергелистыми; известняками темно-серыми и серыми и аргиллитами известняково-глинистыми, содержащими более разнообразную фауну: *Pterochaenia*, *Buchiola*, *Orthoceras* sp., *Liorhynchus* sp., *Styliolina bajtuganica* G. Ljasch., *Tentaculites* sp., рачки *Primitia* и крупные ракообразные из отряда *Phyllocarida* рыбы *Osteolepidae*.

В западной части Мелекесской впадины (Бугровка, Акан, Новиковка и др.) кыновский горизонт (60 м) в нижней части представлен пачкой песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов, иногда с прослоями зеленовато-серого известняка. Определены споры: *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. variabilis* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum. (Бугровка, скв. 10, интервал 1923—1925 м). Выше следуют известняки глинистые с прослоями аргиллитов и алевролитов, содержащие фауну брахиопод и пеллеципод *Uchtospirifer* cf. *nalivkini* Ljasch., *Aviculopecten ingrae* Verp., кораллы и др. Венчается разрез пачкой (до 40 м) аргиллитов с маломощными прослоями известняков с *Hypothyridina presemilukiana* Ljasch., *Lingula* с многочисленными *Paracardium doris* Hall., *Pterochaenia* sp., *Lingula bicostae* Watr. и кониконхами.

В восточной части Мелекесской и в Сергиевско-Абдулинской впадинах разрез отложений кыновского горизонта имеет строение, сходное с таковым на южной вершине Татарского свода. В составе горизонта (максимальная мощность до 150—200 м) могут быть выделены нижняя и верхняя толщи, подразделяющиеся на ряд пачек или слоев. В районе Радаевки, Боровки и других нижняя толща представлена алевролитами, аргиллитами, мергелями и известняками. Среди последних имеются «нижний» и «средний» кыновские известняки, аналогичные известнякам в разрезах Татарского свода. «Нижнекыновский известняк» (мощность 2—3, изредка до 5 м), залегающий в основании разреза, серый с зеленоватым и коричневатым оттенками, неравномерно глинистый, алеври-

тистый, иногда битуминозный, с фауной иглокожих, брахиопод, пелеципод, гастропод, остракод. Определены: *Lingula punctata* Hall., *Productella* ex gr. *productoides* Murch., *Ilmenia tenuicosta* Mikr., *Leptodesma aviculoides* Wen. var. *depressa* B. Nal., *Indivisia schigrovskiensis* Pol., *Tulienia oplata* Pol., *Gravia (Selebratina) tuimasensis* Pol., *G. (Russia) mustafinovi* Pol., *Healdianella inclinata* Pol., *Uchtovia polenovae* E.g. В Горьком Овраге известняки замещаются алевролитами.

Выше «нижнекыновского известняка» в нижней толще залегают алевролиты светло- и реже темно-серые, частично известковистые, неравномерно глинистые, иногда песчаные, с прослоями глин зеленовато-серых, реже буровато-темно-серых и серовато-зеленых, с фауной *Schizodus* cf. *devonicus* Verh., *Avicula (Leptodesma) aviculoides* Ven.

Заканчивается нижняя толща кыновского горизонта «среднекыновским известняком» и перекрывающей его пачкой аргиллитов и алевролитов. «Среднекыновский известняк» — это серые и зеленовато-серые, реже светло- и темно-серые, в различной степени алевроитистые, частью слабоглинистые, реже органогенно-обломочные известняки. В них встречен комплекс фауны, аналогичный имеющемуся в нижнем известняке. Максимальные мощности «среднекыновского известняка» — порядка 10—15 м наблюдаются в районе Раковки и Радаевки. В перекрывающих известняк аргиллитах и алевролитах встречены лингулы, пелециподы, кониконхи. В верхней части пачки залегают шоколадные и зеленые глины, нередко ооидные.

Верхнекыновские отложения начинаются залегающим на указанных глинах «верхнекыновским известняком» (до 30 м), представленным темными глинистыми известняками, мергелями, частью битуминозными, с комплексом доманиковой фауны. Здесь же отмечены: *Cyrtospirifer* ex gr. *murchisonianus* Verh. и *Liorhynchus uchtensis* Ljasch. Выше известняка залегает мергельно-известняковая пачка с прослоями глин и известняково-глинистых сланцев. В породах мергельно-известняковой пачки встречена фауна доманикового типа: *Pterochaenia fragilis* Hall., *Pt. coshaquae* Cl., *Buchiola* ex gr. *retrostriata* Buch., *B. scabrosa* Cl., *B. timanica* Zam., *Ontaria suborbicularis* Cl., *Ont. tschernyschevi* Zam., *Styliolina fissurella* Hall., *Bactrites subflexuosus* Goldf., Phyllocaridae.

Саргаевский горизонт на Татарском своде, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах развит повсеместно. Представлен известняками, реже доломитами с прослоями мергелей и аргиллитов. Выделяется несколько типов строения горизонта. На южном склоне Татарского свода (Байтуган, скв. 24) горизонт (около 20 м) представлен темно-серыми битуминозными известняками, аргиллитами и битуминозными сланцами с фауной доманикового облика. Преобладают пелециподы: *Pterochaenia* ex gr. *fragilis* Hall., *Ontaria* sp., *Buchiola* sp. Встречаются кониконхи, среди которых (интервал 1845—1852 м) определены: *Styliolina* ex gr. *nucleata* Karp., *St. gassanovae* G. Ljasch., *Viriatella* ex gr. *petrovi* G. Ljasch. Встречены также (1857—1864 м) *Homoctenus* cf. *acutus* G. Ljasch., *Viriatella kinelikae* G. Ljasch.

В сводовой части южной вершины Татарского свода и прилегающей части Мелекесской впадины саргаевский горизонт (мощность от 2 до 30 м) сложен известняками, серыми, зеленовато- и темно-серыми, обычно битуминозными, иногда с прослоями сапропелевых мергелей; последние наиболее характерны для саргаевских отложений Алтунино-Шунаковского прогиба. Из фауны отмечены: *Ladogia tatarica* Ljasch., *Hypothyridina calva* Mark., *Timanites acutus* Keys., а также многочисленные остатки бухиол, птерохений и кониконх.

На северной вершине Татарского свода, а также на территории северного и восточного склонов южной вершины горизонт (4—7 м) представлен серыми, коричневато- и зеленовато-серыми известняками, прослоями доломитистыми, с неровной бугорчатой поверхностью на слоения, местами слабобитуминозными. Для известняков характерна пятнистость и брекчиевидность, обусловленная неравномерной доломитизацией. Наблюдаются прослои темно-серых мергелей. Характерны часто встречаемые зерна и вкрапления глауконита и обломки фосфорита, реже выделения пирита. В основании разреза местами отмечены глинистые известняки с многочисленными шамозит-гидрогётит-кальцитовыми оолитовыми образованиями, залегающими непосредственно на породах «верхнекыновского известняка» (Тлянчи-Тамак и др.). Эти образования свидетельствуют о перерыве в осадконакоплении на грани саргаевского и позднекыновского времени.

Из фаунистических остатков в отложениях саргаевского горизонта в описываемом районе отмечены: *Chonetes menneri* Ljasch., *Elytha fimbriata* Со н г., *Camarotoechia galinae* Ljasch., *Anatrypa timanica* Ма г к., *Pterochaenia fragilis* Hall., *Timanites acutus* Keys., *Aparchites opulentis* Schwet z.

В западной части Мелекесской впадины саргаевский горизонт (мощность до 35—40 м) сложен известняками, глинистыми, зеленоватосерыми, бугристыми, и аргиллитами.

В восточной части Мелекесской и в Сергиевско-Абдулинской впадинах (в Радаевке, Боровке, Якушкино, Сосновке, Дерюжевке и др.) горизонт (22—28 м) представлен известняково-глинистыми битуминозными отложениями с фауной *Chonetes menneri* Ljasch., *Ladogia simensis* Ма г к.

Семилукский горизонт (доманиковые слои) на южном склоне Татарского свода (Байтуган, скв. 24, интервал 1845—1821 м) по литологическому составу сходен с саргаевскими и мендымскими отложениями. Нижняя граница проводится по каротажу, верхняя — по изменению в гониатитовой фауне и по появлению мендымских водорослей *Rectangulina tortuosa* Ан т р. Доманиковые отложения представлены глинистыми известняками с прослоями сланцев, известковистых глин и кремня. Характерны битуминозность, известковые конкреционные образования, кремь в виде прослоев и конкреций, кремнистые известняки. В. Н. Крестовниковым в составе доманиковых отложений выделены две пачки. Первая (интервал 1845—1836,5 м) характеризуется чередованием черного, темно-серого и серого глинистого известняка и глин с кремневыми прослоями. В породах, вскрытых в интервале 1847—1836 м, определены *Liorhynchus megistanus* Le Нон., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Eoreticularia* sp., *Pterochaenia fragilis* Hall., *Buchiola scabrosa* Cl., *B. snjatkovi* Zam., *B. retrostriata* Buch., *B. timanica* Zam., *B. ischakaja* B. Nal., *Styliolina domanicense* G. Ljasch., *S. devoniana* G. Ljasch., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Poly-cylindrites tenuigradatus* G. Ljasch., *P. semigradatus* G. Ljasch., *Bactrites sibflexuosus* Goldf., *Entomis distincta* Pol. Вторая пачка (интервал 1836,5—1821 м) представлена чередованием глинистого известняка с прослоями глин; в нижней части пачки имеются многочисленные гониатиты и кониконхи.

В более северных районах Татарского свода, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах доманиковые слои близки по составу к таковым в разрезе Байтугана. Они сложены известняками, мергелями, аргиллитами и сланцами, а в Сергиевско-Абдулинской впадине, кроме того, и доломитами. На востоке Татарии и в Удмуртии (Голышурма и др.), а также в Мелекессе преобладают известняки, на юго-

западном склоне Татарского свода (в Алтунино-Шунакском прогибе) большее значение приобретают горючие сланцы и мергели. Чем восточнее расположены разрезы, тем более повышенная в них битуминозность пород и тем более значительным является их окремнение. Известняки здесь, как правило, кристаллически-зернистые, пелитоморфные и органогенные, темно- и коричневато-серые; такой же цвет характерен для мергелей и сланцев. Наблюдается мелкая вертикальная трещиноватость. Полости трещин выполнены белым кристаллическим кальцитом.

Фауна доманиковых слоев отличается преобладающим развитием кониконх, остракод, мелких пелеципод, ортоцератитов, гониатитов и тонкостенных брахиопод. Наиболее характерными являются: *Lingula subparalella* Sandb., *L. tscherdincevi* Batr., *Liorhynchus megistanus* Le Hon., *L. quadricostatus* Vanux., *L. domanicensis* Mark., *Eoreticularia pachyrincha* (Verp.), *Buchiola retrostriata* Buch., *B. snjatkovi* Zam., *B. halli* Zam., *B. angulensis* Clarke, *Gephyroceras uchtensis* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *Tornoceras simplex* Holz., *Bactrites subflexiosus* Münst., *Homotenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Polycylindrites tenuigradatus* G. Ljasch., *Viriatella petrovi* G. Ljasch., *Styliolina fissurella* Карп., *S. grandis* G. Ljasch., *Richterina distincta* Pol., *R. aff. spirialis* Pol., *Nehdentomis rotundata* Pol. Изредка отмечаются *Monelasma* cf. *wenjukovi* Ljasch., характерные для нижней части семилукского горизонта центральных районов платформ.

Мощность доманиковых слоев варьирует от 20 до 50 м. Они отличаются, как правило, четкой электрокаротажной характеристикой, очень высокими сопротивлениями и минимумом на кривой ПС.

Помимо отмеченных фациальных типов доманикового горизонта, следует указать также наличие некоторых специфических его разрезов (Малмыж), представленных коричневато-серыми известняками с органогенно-детритусовой структурой, с многочисленными члениками криноидей, желваками гирванелл, остатками амфипор и редкими кониконхами. Эта рифовая фация является более мелководной, чем фация темных известняков и сланцев.

Бурегский горизонт (мендымские слои) на Татарском своде, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах представлен несколькими типами разрезов. На большей части Татарского свода и Мелекесской впадины (а также, как отмечалось выше, в Верхнекамской впадине) слои сложены в нижней части преимущественно серыми, зеленовато- и голубовато-серыми тонко- и мелкозернистыми известняками, нередко с прослоями карбонатной брекчии в основании. Эта часть разреза не битуминозна или очень слабо битуминозна. В верхней части мендымских слоев этого типа развиты серые, темно- и коричневато-серые битуминозные известняки с прослойками мергелей и сланцев, напоминающие породы доманиковых слоев. Для нижней части характерными являются обилие синезеленых водорослей, строматопор и амфипор, а также типичный комплекс мендымской фауны, включающей многочисленные *Manticoceras intumescens* Beug. и брахиоподы — *Lingula tscherdincevi* Batr., *Atrypa posturalica* Mark., *A. planosulcata* Webst., *A. ex gr. tubaecostata* Паeck., *Eoreticularia pachyrincha* Verp., *Piramidalia pyramidalis* (Schnur.), *Hypothyridina coronula* Drew., *Gypidula globa* Schnur., *G. buplicata* Schnur., *Chonetes ex gr. setigera* Schnur., *Stropheodonta latissima* Buch.

Отсюда же определен комплекс остракод: *Entomozoa rotundata* Pol., *E. sarailensis* Pol., *E. pseudorichterina* Matern., *E. accurata* Pol., *Famenella asnakaevensis* Pol. Очень характерной является синезеленая водоросль *Rectangulina tortuosa* Ant., прослеженная на очень многих площадях не только Татарии и Удмуртии, но и за их преде-

лами. *Rectangulina tortuosa* Antr. приурочена только к мендымским слоям и встречается почти исключительно в их нижней части, определяя четко положение нижней границы. Фаунистическую характеристику верхней части мендымских слоев определяют довольно многочисленные, нередко являющиеся пороодообразующими кониконхи *Polycylindrites menneri* G. Ljasch., *Styliolina devoniana* G. Ljasch., кроме того, пелциподы, брахиоподы и гониатиты — *Buchiola* ex gr. *retrostriata* (Buch), *Gypidula biplicata* Schnur., *Eoreticularia pachyrincha* Verp., *Pyramidalia simplex* Phill., *Chonetes* ex gr. *setigera* Hall., редкие малорослые *Manticoceras intumescens* Beyr. Остракоды представлены теми же видами, что и в нижней части; встречаются фораминиферы — *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Schuquria flabelliformis* Antr., единичные *Geinitzina*, *Eonodosaria*. Совместно с фораминиферами в известняках имеются и гирванеллы. Мощность мендымских слоев на востоке Татарии составляет 25—40 м.

На западном склоне южной вершины Татарского свода отмечается несколько иной тип разреза с мощностью мендымских слоев до 45 м. В ряде пунктов, тяготеющих к Алтунино-Шунакскому прогибу (Акташ, скв. 21; Шугурово, скв. 7 и др.), установлено, что нижняя часть мендымских слоев этого типа представлена битуминозными темно-серыми окремнелыми известняками и сланцами с *Manticoceras intumescens* Beyr., *Liorhynchus timanicus* Mark., а верхняя — серыми и светло-серыми известняками, иногда с прослоями черных битуминозных сланцев. В светлых известняках отмечены: *Gypidula globa* Schnur., *G. biplicatus* Paesck., *Hypothyridina coronula* Drew., *H. cuboides* Sow., *Adolfia* ex gr. *zick-zaek* Roem. и др. Местами (Лениногорская площадь) отмечены редкие *Nodosaria evlanensis* Lip. и обильные скопления *Rectangulina tortuosa* (Antr.).

Ближний второму типу разрез мендымских слоев установлен в Байтуганской опорной скв. 24. Они здесь сложены тремя пачками. Первая (интервал 1820—1793 м) — это темно-серые и серые известняки и аргиллиты с прослоями глин и известняков; в породах содержатся многочисленные гониатиты и фораминиферы. Породы пахнут битумом. Вторая пачка (интервал 1793—1767 м) сложена известняками (частью глинистыми) с прослоями кремней и глин. Пачку характеризуют следующие органические остатки: *Lingulipora baituganica* Ljasch., *Chonetes* ex gr. *nana* Verp., *Liorhynchus* cf. *biplicatus* Naal., *L. cf. taimyricus* Naal., *L. aff. megistanus* Le Hon., *Polycylindrites menneri* G. Ljasch., *Styliolina nucleata* Karp., *Manticoceras lamed* var. *complanatus* Sand., *M.* ex gr. *cordatum* Sand., *M.* ex gr. *nodulosum* Wdknd., *M.* cf. *intumescens* Beyr., *M.* ex gr. *galeatum* Wdknd., *Carinoceras menneri* G. Ljasch., *Vicinisphaera parva* Reith., *Parathuramina devonica* Viss., *Archaesphaera minima* Sol., *Tikhinella* ex gr. *multiformis* (Lip.), *Rectangulina tortuosa* (Antr.), *Tscherdyncevella acervulinoides* Antr., *Giroanella* sp.

Третья пачка (интервал 1767—1738 м) В. Н. Крестовниковым описывается как самсоновские слои, для которых характерно исчезновение гониатитов, кониконх и появление первых спириферов (*Adolfia*). Пачка сложена чередованием известняков серого и темно-серого цвета (частью глинистых) с редкими прослоями глин. Иногда породы по облику напоминают доманиковые. Определены брахиоподы: *Adolfia* cf. *multifidus* Roem., *A. baituganica* Ljasch., *Liorhynchus* cf. *lenticiformis* Cür., *L. mesocostalis* Hall. и остатки водорослей *Giroanella*.

Верхняя граница мендымских слоев проведена по исчезновению многочисленных спириферов и на основании появления пугнаксов.

В Сергиевско-Абдулинской впадине и юго-восточной части Мелекесской мендымские слои сложены в нижней части серыми и темно-серыми известняками с прослоями мергелей и аргиллитов. В известняках обнаружены характерные *Manticoceras intumescens* Вегг., *Rectangulina tortuosa* Антр., *Tscherdyncevella acerulinoidea* Антр. В верхней части мендымские слои представлены серыми и темно-серыми глинистыми известняками, местами с кремнями. Здесь определены *Liorhynchus* cf. *biplicatus* Нал. и кониконхи. Мощность слоев, по данным С. И. Новожиловой, изменчива — от 25 м в Горьком Овраге до 65—98 м в Радаевке, Балыкле и других пунктах.

Воронежский, евлановский и ливенский горизонты — нерасчлененная толща «верхнекыновских» отложений представлена на северной вершине Татарского свода, к западу от Камско-Кинельской впадины (Малмыж, Пестрецы, Красновка и др.) преимущественно светло-серыми известняками, массивными, с колониями амфипор, водорослями, фораминиферами. Мощность их 200—250 м.

В Мелекесской опорной скважине верхнефранские отложения выделены условно и представлены темно-серыми кремнисто-известняковыми битуминозными сланцами с прослоями битуминозных известняков, радиоляритов и глин. В породах определен своеобразный комплекс фауны: пелециподы, брахиоподы рода *Liorhynchus*, радиолярии, спиккулы губок, однокамерные фораминиферы и флора известковых водорослей. Мощность 12 м.

В более северных, чем мелекесский, разрезах верхнефранских отложений Камско-Кинельской впадины (Елабуга, Бондюга, Сарайлы, Мензелинск и др.) эти отложения (мощность от 15 до 50 м) также представлены чередованием битуминозных, большей частью кремнистых известняков, темно-серых мергелей и сланцев. Породы часто переполнены остатками радиолярий настолько, что их следует именовать радиоляритом. Наблюдается очень тонкое чередование радиоляритовых и фораминиферовых известняков. Встречаются также прослой мергелей со скоплениями трубчатых водорослей. Менее часто развиты известняки с остатками губок; последние иногда дают массовые скопления вплоть до перехода пород в спонголиты. Среди фаунистических остатков определены: фораминиферы *Vicinisphaera squalida* Антр., *Parathuramina suleimanovi* Лип., *Tikhinella* sp.; остракоды — *Acratia* aff. *silincula* Пол., *A.* cf. *supina* Пол., *Entomozoa* ex gr. *pseudorichterina* Матерн., *E. ninnae* Март., *E.* cf. *nisvensis* Пол.; брахиоподы — *Liorhynchus subreniformis* Schnur., *L.* ex gr. *rhomboides* Phill., *Posydonomya* sp., *Buchiola* sp.; радиолярии — *Trilonche venusta* Hinde, *Plagoniscus* ex gr. *simplex* Hinde, *Staurolonche davidi* Hinde.

За пределами Камско-Кинельской впадины, на южной вершине Татарского свода и в прилегающих районах восточной части Мелекесской впадины, могут быть условно выделены воронежские отложения и нерасчлененная толща евлановских и ливенских отложений. Воронежский горизонт (мощность до 80 м) здесь представлен серыми, коричневато- и темно-серыми известняками, зернистыми или органогенными, в различной степени глинистыми, иногда слабобитуминозными. Среди фауны встречен характерный комплекс фораминифер и остракод: *Nanicella gallowayi* (Thom.), *Tikhinella measpis* Е. Вук., *Geinitzina indigena* Е. Вук., *G. devonica* Лип., *Healdianella prompta* Пол., *Knoxella collina* Засп., *Kn. donensis* Ег., *Kn. bolchovitinovae* Ег., *Evlanelle cornigellaformis* Ег., *Bairdia* cf. *quasisymmetrica* Ег., *B.* cf. *polenovae* Сам., *B.* aff. *ivanovae* Ег., *Buregia bispinosa* Засп., *Acratia tichonovitschi* Ег., *A. silincula* Пол.; отмечены также брахиоподы: *Cyrtospirifer jeremjevi* Нал., *C. markovskii* Нал., *Cryptonella davidsoni*

Na l., *Theodossia* cf. *katavensis* Na l. Встречаются водоросли. Нерасчлененная толща евлановских и ливенских отложений (мощность от 70 до 130 м) сложена известняками зернистыми и органогенными с прослоями доломитов. В комплексе фауны определены: остракоды *Aparchites crassus* Pol., *Knoxiiella menneri* Eg., *K. bolchovitinovae* Eg., *Bairdia valleri* Eg., *B. quarziana* Eg., *B. livivkini* Eg., *Acratia silincula* Pol., *Ilativella ilivasa* Zap. и др.; брахиоподы — *Gypidula* cf. *askynica* Na l., *G. buplicatiformis* Mark., *Athyris globosa* var. *angeliformis* Mark., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Theodossia* ex gr. *anosofi* Vern.; фораминиферы — *Nanicella tschernyschevi* Lip., *Geinitzina devonica* Lip., *Nodosaria evlanensis* Lip., *Uslonia parmira* Antr., *Lagenammina schechmae* Antr., *Ammodiscus planus* Masl. Особенно многочисленны однокамерные формы родов *Archaeosphaera*, *Vicinisphaera*, *Parathuramina*. Часто встречаются водоросли: *Girvanella*, *Epiphyton buldiricum* Antr.

По бортам Камско-Кинельской впадины (Байгулово, Тлянчи-Тамак и др.) наблюдается замещение светлых известняков темно-серыми битуминозными глинистыми, иногда окремнелыми известняками и сланцами с остатками губок и радиолярий.

К югу от Татарского свода, в пределах Сергиевско-Абдулинской впадины и прилежащей части Мелекесской, нерасчлененная толща воронежского, евлановского и ливенского горизонтов представлена (общая мощность от 50 до 120 м) известняками светло-серыми, серыми, реже темно-серыми, черными, битуминозными и глинистыми, неравномерно доломитизированными, реже доломитами с редкими и тонкими прослоями глин. Известняки трещиноватые, местами тонкопористые. Из органических остатков в известняках найдены криноидеи, брахиоподы, пелециподы, остракоды, фораминиферы, иногда спикулы губок и водоросли. Определены: *Lingula ligea* Hall., *Chonetes* sp., *Liorhynchus* sp., *Productus* sp., *Pugnax lummatoniensis* Dav., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Avicula* sp., *Manticoceras* sp., *Bactrites* sp., *Radiosphaera* sp., *Nanicella* sp., *Vicinisphaera squalida* Antr., *Archaeosphaera minima* Antr.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды и Бузулукская впадина. Пашийский горизонт на рассматриваемой территории развит повсеместно. Отложения его отсутствуют в западной части Жигулевско-Пугачевского свода на площадях Звенигородской, Покровской, Гражданской и частично Красавско-Хворостянской, Дергуновской, Безенчукской, Обшаровской, Натальинской, в ряде пунктов полосы поднятий, протягивающейся от Узюкова к Сызрани (севернее Троекуровки, Зольного Оврага — скв. 140 и Сызранской скв. 152), а также в южной части Жигулевско-Пугачевского свода, в районах Балаково—Чапаевка—Грачевка, Рахмановка—Пугачев—Клинцовка—Толстовка—Давыдовка.

В восточной части рассматриваемой территории, в Ореховской опорной скважине, Муханово—Чубовке, Спиридоновке, Коханах, Кулешовке и других районах, пашийский горизонт (мощность от 48 до 80 м) слагается песчаниками серыми, кварцевыми, мелкозернистыми с пятнами темно-серых аргиллитов и алевролитов. Выделены два песчаных пласта: нижний — D_{II} и верхний — D_I. Песчаный пласт D_{II} залегает с незначительным размывом на отложениях живетского яруса. В алевролитах, залегающих над песчаником D_{II}, определен комплекс спор: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes efremovi* Pusch., *H. incisus* Naum., *Euozeancorotriletes* Dschark. Верхний пласт D_I залегает в средней части пашийского горизонта. Он также сложен мелкозернистыми песчаниками и перекрывается алевролитами и аргиллитами,

в которых встречен комплекс спор, содержащий: *Archaeozonotriletes micromanifestus* Naum., *A. retiformis* Naum., *A. perlatus* Naum., *A. macromanifestus* Naum., *Liophozonotriletes excisus* Naum., *Stenozonotriletes extensis* Naum. var. *medius* Naum., *Latizolabitriletes* Dschark. и др.

В восточной части Самарской Луки пашийский горизонт может быть выделен условно. В Зольном Овраге, Солнечной Поляне, Стрельном Овраге, Морквашах, Жигулевске, Яблоновом Овраге и на других площадях, по данным С. И. Новожиловой, горизонт представлен двумя-тремя песчаными пластами, разделенными прослоями зеленовато- и коричневатого-серых глин, местами замещающихся светло-серыми алевролитами. Среди алевролитов и глин в верхней части пашийского горизонта выделяются прослойки темно-серых глинистых известняков с фауной брахиопод *Lingula punctata* Hall. и *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl. и пелеципод (Зольный Овраг, скважины 65, 14, 21). Между вторым и третьим пластами песчаников на Зольнской и Жигулевской площадях (скважины 2, 14, 42 и др.) залегают известняки серовато-зеленые и темно-серые, слабглинистые, алевритистые, иногда органогенно-обломочные. В последних определена фауна: *Schizophoria tulliensis* Van., *Striatoproductus* cf. *sericeus* Buch., *Schizodus devonicus* Verp., *Sch. devonicus* Verp. var. *longa* B. Nal., *Avicula* sp., членики криноидей, остракоды. Мощности условно выделяемого пашийского горизонта в Зольном Овраге, варьируют от 53 до 107 м, на Жигулевской и Морквашинской площадях до 72—31 м, на площади Яблонового Оврага до 26 и даже 9 м.

На западе Самарской Луки, в Березовке, Карлово-Сытовке, Печерске и других пунктах, пашийский горизонт представлен песчаниками светло-серыми и белыми и алевролитами светло-серыми, иногда глинистыми с прослоями зеленовато-серых глин, переходящих в известняково-доломитовый мергель. В разрезах определены: *Ladogia volgensis* Ljasch. (msc.), *L.* ex gr. *triloba* Sow., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Ilmenia* cf. *tenuicosta* Mikr., *Aviculopecten ingriae* Verp., *Buregia zolnensis* Pol. (Березовка, скв. 8, интервал 1886—1894 м; Карлово-Сытовка, скв. 2, интервалы 1671—1680 м и 1680—1691 м и др.). В алевролитовых породах выделены споры I и II подкомплексов XIV комплекса С. Н. Наумовой.

Мощность условно выделенного пашийского горизонта в Березовке и Карлово-Сытовке 40—60 м. В районе Троекуровки, Сызрани и Заборовки мощность пашийских отложений сокращается до 12—18 м. В Сызранской опорной скважине терригенные отложения аналогов пашийского горизонта (12 м) ложатся с перерывом на отложения живетского яруса. В Троекуровке, Заборовке и некоторых разрезах Сызрани (скважины 153, 190 и др.) пашийские отложения залегают непосредственно на породах кристаллического фундамента. К западу от Сызрани (Верхозим и др.) мощность пашийских отложений вновь возрастает до 50—60 м.

На юго-западе Жигулевско-Пугачевского свода отложения пашийского горизонта изучены недостаточно. В участках, сохранившихся от размыва (Марьевка, Хворостянка, Рахмановка, Константиновка, Майская и другие площади юго-запада Куйбышевской и северо-востока Саратовской областей), пашийские отложения представлены мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, частично глинистыми. Мощность отложений меняется от нуля до 25—30 м (см. рис. 26). Нарастание мощностей наблюдается в юго-западном направлении, в сторону Рязано-Саратовского прогиба (Фурмановка, Отрогово).

Кыновский горизонт присутствует повсеместно, за исключением западной части Жигулевско-Пугачевского свода, Покровской, Гражданской и частично Краснополянской и Красавской площадей, в юго-западной части свода тех же площадей и участков, в которых отсутствует и пашийский горизонт.

На востоке Жигулевско-Пугачевского свода, в Ореховке, Муханово, Никольском, Чубовке, кыновские отложения представлены несколькими пачками. Нижняя пачка, мощность которой в Ореховке равна 9 м, складывается алевролитами серыми, пятнисто-серыми, кварцевыми, неравномерно глинистыми. В основании пачки во многих разрезах наблюдаются прослои темно-серых известняков (аналогов «верхнего известняка» Татарии) с фауной *Atrypa pseudouralica* Mikr., *Ilmenia tenuicosta* Mikr., *Uchtovia polenovae* Eg., *Indivisia schigrovskiensis* Pol., *Gravia (Selebratina) tuimasensis* Pol. и др. В образце алевролита из Ореховской опорной скважины (глубина 3639 м) определены споры: *Archaeozonotriletes basilaris* Naum., *A. rugosus* Naum., *A. micromanifestus* Naum., *Hymenozonotriletes krestovnikovi* Naum., *Leiotriletes atavus* Naum., *Lophotriletes rotundis* Naum.

Выше по разрезу развита вторая известняковая пачка, в основании которой нередко отмечается алевролитопесчаный пласт (D_1^k по данным куйбышевских геологов — аналог пласта D_0 Татарии и Башкирии). Представлена пачка внизу алевролитами с тонкими прослоями глин и песчаников, вверху — известняками, темно-серыми, органогенно-обломочными, брахиоподовыми. В известняках Ореховской скважины (интервал 3625—3629 м) определены *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Ilmenia tenuicosta* Mikr. Третья пачка кыновского горизонта сложена глинами. В Ореховке они темно-серые, почти черные, алевритистые, а в Муханово, Никольском, Чубовке и других коричневатые-серые (шоколадные), нередко ооидные. Мощность глинистой пачки изменяется от 5 м в Ореховке до 10—15 м в Никольском. В глинистой пачке встречены остатки рыб, а также *Lingula* cf. *cardiformis* El., *L. samarica* Vatr. (Спиридоновка, скв. 3, интервал 2952—2966 м).

Рассмотренные пачки кыновского горизонта сопоставимы с двумя нижними толщами кыновского горизонта Татарского свода. Выделяются они в разрезах Жигулевско-Пугачевского свода, расположенных восточнее границы, проходящей через Майскую, Константиновскую площади, Дубовый Умет, Филипповку, Малышевку, Георгиевку, западную часть Мухановской площади, Репьевку, Хилково, Спиридоновку, Чубовку и Сидоровку.

К западу от этих площадей разрез кыновского горизонта наращается четвертой пачкой, сложенной известняками, и перекрывающей ее пятой пачкой аргиллитов и мергелей. Четвертая пачка представлена известняками и мергелями с тонкими прослоями аргиллитов; она содержит многочисленную фауну *Striatopproductus sericeus* Buch., *Liorhynchus uchtensis* Ljasch., *Atrypa grossheimi* Ljasch., *Cyrtospirifer purchisonianus* Verp. (non. Kon.). Эта пачка (3—15 м) сопоставляется с «верхнекыновским известняком» (и репером «аяксы») Татарии.

Пятая (верхняя) аргиллитопесчаная пачка сложена темными глинистыми известняками или известняками и мергелями, на востоке (Муханово, Никольское) сильно битуминозными, на западе (Чубовка, Красноярка, Курумоч) — менее битуминозными. Мощность пачки с востока на запад увеличивается от 50 до 150 м. Органические остатки представлены птерохениями, бухиолами и многочисленными кониконами. Пачка является аналогом кикинских слоев западных районов.

В северо-западной части Жигулевско-Пугачевского свода, на большей части Самарской Луки, кроме Сызрани, Троекуровки и Заборовки, кыновские отложения подразделены на три толщи. Нижняя (15—27 м) представлена аргиллитами зеленоватыми, темно-серыми и красновато-коричневыми, иногда ооидными, и алевролитами неравномерно глинистыми и песчанистыми. В основании толщи прослеживается известняк, подобный «верхнему известняку» («кинжалу») Татарии и Башкирии и содержащий аналогичную фауну. Этот известняк, по данным В. И. Никишина (1962₁), прослеживается вплоть до Яблонового Оврага, а далее замещается мергелями и аргиллитами. Верхняя глинисто-алевролитовая пачка, отличающаяся низкими сопротивлениями на кривых электрокаротажа, получила наименование репера «провал».

Средняя толща кыновского горизонта на нижележащих отложениях залегает без следов перерыва. Нижняя граница ее проводится по известняку, залегающему на глинистой пачке, верхняя — в основании глинистой толщи, охарактеризованной верхнекыновской фауной. В скважинах Зольного Оврага и на Ширяевской площади среднекыновская толща представлена глинами темно-серыми до черных, известковистыми, прослоями битуминозными, переслаивающимися с темно-коричневатосерыми мергелями и темно-серыми известняками, неравномерно глинистыми, изредка слабо доломитизированными; местами прослой известняка с фунтиковой текстурой (cope in cope). В западном направлении от Зольного Оврага до Карлово-Сытовки, а также в Аскулах и других местах в средней части толщи наблюдаются прослой песчаников и алевролитов («жигулевский песчаник»). В разрезах среднекыновских образований на площади от Яблонового Оврага до Жигулевска и Аскул наблюдается чередование прослоев с фауной, в том числе и доманикового типа. Из фауны доманикового типа в нижней и верхней частях разреза найдены: *Lingula* cf. *subparallela* S a n d., *L. punctata* H a l l., *Liorhynchus* sp., *Pterochaenia fragilis* H a l l., *Pt. fragilis* H a l l. var. *orbicularis* C l., *Pt.* cf. *tschernyschevi* Z a m., *Buchiola retrostriata* B u c h., *B.* ex gr. *scabrosa* C l., *Ontaria tschernyschevi* Z a m., *Posidonia* sp., *Orthonata* sp. nov., *Bactrites* sp. и др. В ряде скважин Яблонового Оврага, Морквашей и Жигулевска в породах среднекыновской пачки определена фауна иного типа: *Schizophoria uchtensis* L j a s c h., *Chonetipustula ilmenica* N a l., *Striatoproductus* cf. *karasikae* L j a s c h., *Uchtospirifer* ex gr. *murchisonianus* V e r n. (non K o n.), *U. naliokini* L j a s c h., *Aviculopecten (Lyriopecten) ingriae* V e r n., *Avicula* cf. *bodiana* R o e m., *Av. (Leptodesma) aviculoides* W e n., *Schizodus devonicus* V e r n. var. *longa* B. N a l. В Березовке (скв. 8) определены: *Atrypa* cf. *grossheimi* L j a s c h., *Uchtospirifer naliokini* L j a s c h. и др. (интервал 1832—1839 м), *Cyrtospirifer echinosus* L j a s c h., *Uchtospirifer naliokini* L j a s c h., *Atrypa grossheimi* L j a s c h. и др. (интервал 1777—1787 м). Эта фауна, по заключению А. И. Ляшенко, характерна для арчединских отложений и соответствует средней части кыновского горизонта Волго-Уральской области («верхнекыновский известняк» Татарии). Мощность средней толщи в Зольном Овраге 26 м и Ширяево 66 м. К западу, в Яблоновом Овраге и Аскулах, она возрастает до 61—131 м за счет появления песчаных и алевролитовых пород в средней части разреза (так называемые «жигулевский» и «яблоновский» песчаники).

Верхняя толща горизонта представлена глинами зелеными, реже коричневыми и черными, известковистыми, алевролитистыми, с прослоями в средней и верхней частях разреза известняков, мергелей и алевролитов. Наиболее полные разрезы вскрыты в Зольном Овраге, Стрельном Овраге и других пунктах. На расстоянии 4—19 м от кровли

(Стрельный Овраг, скв. 1; Березовка, скв. 8) залегает пласт (6—8 м) темно- и серовато-зеленого известняка с прослоями мергелей, глин и алевролитов. В нижней и средней частях этой толщи в черно-зеленых глинах обнаружен комплекс фауны доманикового типа. В карбонатном слое верхней части толщи найдены многочисленные членики криноидей и остракод, определены характерные для кыновского горизонта брахиоподы: *Striatopproductus karasikae* Ljasch., *Hypothyridina praesemilukiana* Ljasch., *Atrypa* cf. *nefedovae* Ljasch., *Uchtospirifer* cf. *timanicus* Ljasch., *U. angulosus* Ljasch., *U. tichonovitchi* Ljasch. и другие (Березовка, скв. 8, интервалы 1755—1762 м и 1738—1746 м). Мощность верхней толщи кыновского горизонта изменяется от 7 до 187 м; убывает в западном направлении.

В более западной части Самарской Луки (Сызрань, скв. 152; Трокуровка, Губино, Натальино) кыновский горизонт сложен мергелями зеленовато-серыми, алевролитистыми, известняками органогенно-обломочными, брахиоподово-криноидными, а также алевролитами с большим количеством обуглившихся растительных остатков и фауной: *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schloth., *Striatopproductus* cf. *sericeus* (Buch) *Atrypa* cf. *velikaja* Nal., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Murch., *C.* aff. *murchisonianus* Verp., *Cyrtina* ex gr. *demarlii* Buch.

Мощность кыновского горизонта в скв. 152 равна 6 м, в Трокуровке 3 м.

На юге Жигулевско-Пугачевского свода кыновский горизонт изучен в Краснополянской опорной скважине (интервал 2520,5—2555 м). Он сложен в нижней части (9 м) известняками серыми, темно-серыми, буровато-серыми, более или менее глинистыми, с алевроитовой примесью; среди глинистых известняков наблюдаются прослой и линзы чистых разностей, встречена характерная фауна кыновского облика. В верхней части залегают песчаники (интервал 2546—2520,5 м), серые, темно- и буровато-серые, с примазками глинистого органического вещества, с прослоями алевролита, аргиллита и (в кровле) известняка.

Южнее Красной Поляны кыновские отложения представлены преимущественно глинистыми породами, иногда с прослоями алевролитов и песчаников и реже известняков (Генеральское). Мощность их здесь, как и отложений пашийского горизонта, резко меняется в зависимости от глубины их среза более молодыми отложениями и увеличивается в сторону Рязано-Саратовского прогиба. В Отрогово суммарная мощность пашийских и кыновских отложений 160 м.

Саргаевский горизонт отсутствует на Покровской, Натальинской и Обшаровской площадях в западной части Жигулевско-Пугачевского свода, в центральных и восточных районах Самарской Луки (Жигулевск, Яблонный Овраг, Моркваши, Стрельный Овраг и др.), в юго-западной части свода в пределах участка Марьевка — Рахмановка — Клинецовка, а также и в районе Звонаревка—Советское и Луговское—Степное.

На восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в северо-западной части Оренбургского свода и в Бузулукской впадине (Кулешовка, Ореховка, Спиридоновка, Муханово, Коханы, Яблоня, Городецк, Чубовка, Красный Яр, Курумоч и др.) саргаевский горизонт несогласно залегает на кыновском и представлен темно-серыми до черных известняками, битуминозными мергелями и глинами; определены брахиоподы — *Chonetes menneri* Ljasch., *Ladogia simensis* Mark., *Anatrypa timanica* Mark., имеется фауна и доманикового типа. Мощность горизонта резко меняется от 5—9 м на востоке (Городецкая, Жуковка, Ореховка, Яблоня и Коханы) до 15—30 м в Муханово и 50 м в Чубовке.

В Сызранском районе саргаевские отложения почти полностью сложены глинистыми известняками. В основании прослеживаются прослои черных и серовато-зеленых глин и мергелей. Остальная часть разреза представлена известняками зеленовато- и светло-серыми, неравномерно глинистыми, редко доломитизированными (с прослоями и призмами буровато-темно-серой глины, в верхней части с прослоями мергелей зеленоватых, серовато-зеленых, известково-доломитовых, пиритизированных) и известняками органогенно-обломочными и органогенно-шламовыми, серыми, буровато-серыми, доломитизированными. В мергелях и известняках определены: брахиоподы — *Schizophoria* cf. *tulliensis* Van., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Camarotoechia tschudovi* Nal., *C. strugi* Nal., *Ladogia meyendorffii* Verp., *Anatrypa heckeri* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.), *L. muralis* Verp., *Elytha jimbriata* Conr., *Atrypa velikaja* Nal., *A. tenuisulcata* Wen.; остракоды — *Cavellinella batalinae* Zasp., *C. chvorostanensis* Pol., *C. ex gr. devoniana* Eg., *Acratia longa* Zasp., *A. pscovensis* Zasp. и др.

В Краснополянской опорной скважине саргаевский горизонт (21,5 м) сложен двумя карбонатными пачками: нижней — известняковой и верхней — доломитовой. Известняки нижней пачки темно- и буровато-серые, иногда почти черные, нередко с прослоями и пятнами доломитизированных известняков, часто глинистые, с примесью алевролитов. Доломиты верхней пачки буровато-серые, песчаниковидные. Определены брахиоподы: *Ladogia meyendorffii* Verp., *Anatrypa heckeri* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *L. muralis* Verp., *Elytha jimbriata* Conr.

Близки к описанному разрезы Рахмановки, Марьевки и других пунктов на юго-западе. Мощность горизонта в Рахмановке 35—52 м, в Марьевке 7 м, в Степном 30 м.

Семилукский горизонт по площади распространения совпадает примерно с саргаевским горизонтом. Из-за значительных фациальных различий вначале описываются западные разрезы, а затем восточные. На Самарской Луке, в Сызранской скв. 152, горизонт представлен известняками буровато-серыми, частично доломитизированными, слабogliнистыми, прослоями органогенно-шламовыми, в средней части с прослоями мергелей черных, известковисто-доломитовых, с редкими стилиолинами. Определены брахиоподы: *Stropheodonta* ex gr. *interstrialis* Phill., *Liorhynchus* cf. *plicatus* Nal., *Atrypa uralica* Nal., *Spinatrypa* cf. *semilukiana* Ljasch., *Cyrtospirifer schelonicus* Nal., *C. cf. disjunctus* Sow., *Anathyris helmersenii* Buch.

Встречены также фораминиферы, кораллы, тентакулиты. Мощность семилукских отложений в районе Сызрани от 9 до 23 м.

В Краснополянской опорной скважине семилукский горизонт (интервал 2499,0—2477,0 м) представлен двумя толщами. Нижняя внизу сложена темно-буровато-серыми известняками (11,5 м). Фауна в них бедна. Встречены лишь *Parathuramina devonica* Viss., *Vicinisphaera parva* Reitl., *V. squalida* Antr., *Archaesphaera minima* Sul., мшанки, остракоды. Выше залегают светло-желтовато-серые известняки (3,75 м) с водорослями *Issinella* sp.

Верхняя толща (6,75 м) представлена известняками темно- и буровато-серыми с тонкими прослоями мергелей черных, алевролитовых. Фауна редка, определены *Striatoproductus* ex gr. *sericeus* Buch, *Liorhynchus* cf. *biplicatus* Nal., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Spinatrypa semilukiana* Ljasch., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Murch., *Ilmenia perlevis* Nal. и др. К югу от Красной Поляны семилукские отложения изучены в Марьевке, Шумейке и Березовке, где они сложены в основном строматопоровыми известняками (Т. И. Федорова, 1962 г.).

Восточнее Красной Поляны, в Ореховской опорной скважине (а также в Никольском) семилукский горизонт (56 м) сложен черными известняками, нередко с битумом, переслоенными мергелями и известково-глинистыми сланцами с линзами черного кремня (Фадеев, 1963). Из фауны найдены многочисленные тентакулиты и стилиолины, являющиеся породообразующими в нижней части горизонта. В нижней, большей части семилукских отложений (интервал 3559—3615 м) определены брахиоподы и кониконхи: *Monelasmina wenjukovi* Ljasch., *Stropheodonta* cf. *fischeri* Vern., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Polycylindrites tenuigradatus* G. Ljasch., *P. semigradatus* G. Ljasch., *Styliolina domanicense* G. Ljasch., *Liorhynchus rudkini* Ljasch., и гониатиты *Manticoceras ammon* Keys. В верхней части определены брахиоподы и пелециподы: *Chonetes semilukianus* Ljasch., *Chonetipustula* ex gr. *petini* Nal., *Striatoproductus* ex gr. *sericeus* Buch., *Atrypa* ex gr. *uralica* Nal., *Buchiola snjatkovi* Zam., *B.* ex gr. *retrostriata* Buch., а также остракоды.

Восточнее и северо-восточнее описанных разрезов семилукский горизонт представлен доманиковой фацией. В Муханово, Коханах, Яблоне, Городецкой, Чубовке, Красном Яре и других пунктах он сложен известняками темно-серыми до черных, битуминозными, с прослоями глинисто-битуминозных сланцев, окремнелыми. Характерна типичная фауна доманикового типа — брахиоподы, пелециподы, кониконхи, остракоды: *Liorhynchus megistanus* Le Hon., *Pterohaenia fragilis* Hall., *Buchiola scabrosa* Cl., *B. snjatkovi* Zam., *B. retrostriata* Buch., *B. timanica* Zam., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Polycylindrites tenuigradatus* G. Ljasch., *P. semigradatus* G. Ljasch., *Entomis distincta* Pol. Мощность горизонта 21—43 м.

Бурегский горизонт так же, как и семилукский, подразделяется на два фациальных типа: на западе развит тип алатырских слоев, на востоке — мендымских.

Алатырские слои в Ореховской опорной скважине (интервал 3527—3559 м) разделены на две пачки. Нижняя пачка (8 м) состоит из ленточно-слоистых доломитизированных пелитоморфных известняков со стилолитами. Пороодообразующими являются брахиоподы, пелециподы, гастроподы, тентакулиты, ортоцератиты. Среди брахиопод определены: *Stropheodonta latissima* Bouch., *Chonetes* ex gr. *baschkiricus* Ljasch., *Atrypa tubaecostata* Paeck., *Productella issensis* Ljasch., *Hypothyridina* sp., *Spirifer* (*Adolfia*) ex gr. *krestovnikovi* Ljasch., *Schuchertella devonica* Orb., *Theodossia uchtensis* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Vern. Верхняя пачка (24 м) сложена известняками темно-серыми до черных, доломитизированными, органогенно-обломочными, остракодово-брахиоподовыми, фораминиферовыми. Пороодообразующими являются кониконхи, брахиоподы, гастроподы, остракоды и примитивные фораминиферы. В интервале 3527—3547 м определены фораминиферы *Archaeosphaera minima* Sul., *Radiosphaera basilica* Reith., *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. irregularis* Bir., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. dagmarae* Sul., *Glomospira* ex gr. *gordialis* (Zons. et Parker.), *Nanicella porrecta* E. Вук., *N. bella* E. Вук., *Multiseptida corallina* E. Вук., *Tikhinella* sp.

К западу от Ореховки, в Красной Поляне, Константиновке, Дергуновке, Никольском и других населенных пунктах алатырские слои (мощность до 28 м) представлены серыми известняками и мергелями с обломками кварца и полевых шпатов. К югу от Красной Поляны слои отсутствуют. Нет их и на Самарской Луке, к западу от Курумоча.

Мендымские слои развиты к востоку и северо-востоку от Ореховки, в Муханово, Коханах, Чубовке, Пилюгино и других районах. В ниж-

ней части они сложены пачкой (10—25 м) темно-серых и серых известняков и аргиллитов с прослоями глин; известняки с многочисленными гониатитами, фораминиферами и водорослями: *Manticoceras intumescens* Beyr., *Tscherdyncevella aceroulinooides* Antr., *Rectangulina tortuosa* Antr. Верхняя пачка (20—35 м) мендымских слоев представлена серыми, темно-серыми глинистыми битуминозными известняками с прослоями кремней и глинистых сланцев, с *Liorhynchus* cf. *biplicatus* Nal., *L.* aff. *megistanus* Le Hon., *Polycylindrites menneri* G. Ljasch.

В районе Кулешовки, помимо указанных двух пачек, в мендымских слоях выделена третья, верхняя пачка — светло-серые известняки с фауной самсоновского типа (аналогичная самсоновским слоям, выделенным в Байтуганской опорной скв. 24).

Воронежский, евлановский и ливенский горизонты в пределах рассматриваемой территории не везде могут быть подразделены. Лишь на отдельных площадях условно выделяется воронежский горизонт. В Ореховской скважине горизонт выделен в интервале 3518—3527 м и представлен известняками, доломитистыми, органогенно-обломочными, серыми, пелитоморфными, брахиоподовыми, фораминиферовыми, и доломитами. Определены: фораминиферы — *Archaeosphaera minima* Sul., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Nanicella porrecta* E. Вук., брахиоподы — *Gypidula* ex gr. *biplicata* Schnur., *Spinatrypa* ex gr. *tubae-costata* Paesck., *Atrypa poljanica* Ljasch., *Adolfia multifida* Scup.

В Краснополянской опорной скважине воронежский горизонт подразделяется условно на нижне- и верхневоронежские слои. Нижняя толща (8 м) нижневоронежских слоев представлена в основном известняками, обогащенными раковинным детритусом, темно- и буровато-серыми, с тонкими прослойками черных глинистых, иногда алевритистых мергелей. Определена фауна: фораминиферы — *Vicinisphaera parva* Reitl., *Tichinella volgensis* Reitl., *T. nana* Reitl., *Bisphaera elegans* Viss.; брахиоподы — *Schuchertella* cf. *devonica* Orb., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Atrypa* cf. *poljanica* Ljasch., *Spinatrypa* cf. *tubae-costata* Paesck., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Theodosia uchtensis* Nal. и др.; остракоды — *Bairdia quarziana* Eg., а также кораллы и тентакулиты. Верхняя толща (21 м) — это темно-серые неравномерно доломитизированные известняки с остатками фауны, аналогичной для нижней толщи.

Верхневоронежские слои (28 м) сложены темно-серыми известняками, в различной степени доломитизированными, частью глинистыми и органогенно-обломочными. Определены: фораминиферы — *Parathurrammina minima* Reitl., *P. suleimanovi* Lip., *Vicinisphaera parva* Reitl., *V. squalida* Antr.; брахиоподы — *Theodossia tanaica* Nal., *Th.* ex gr. *evlanensis* Nal., *Th.* cf. *parva* Ljasch.; остракоды — *Kloedenelittina* cf. *batalinae* Eg., *Acratia* cf. *voronegiana* Eg. Встречены также кораллы.

К югу и юго-западу от Красной Поляны воронежские отложения отсутствуют. На Самарской Луке они развиты лишь на ее крайних восточных и западных участках. На западе, в Сызранской скв. 152, горизонт (56 м) в нижней части сложен известняками с прослоями зеленых известковистых остракодовых глин и темно-серых алевролитов. Выше залегают известняки, частью доломитизированные. Они представлены двумя типами. К первому относятся буровато-светло-серые и серые пелитоморфные разности с примазками глины, включениями ангидрита и пирита; ко второму — органогенно-обломочные, криноидно-брахиоподовые, серые, глинистые и алевритистые, изредка битуминозные. В верхней части горизонта залегают доломиты, желтовато-серые, известковистые, с нитевидными темно-бурными глинистыми про-

слоями. В известняках средней части горизонта найдены: многочисленные кораллы — *Schluteria emsti* W d k n d.; брахиоподы — *Atrypa tubaecostata* P a e s k., *Theodossia uchtensis* N a l., *Th. tanaica* N a l.; остракоды — *Bairdia quarziana* E g., *Buregia* aff. *krestovnikovi* E g., *Knoxiella* aff. *donensis* P o l., *Acratia evlanensis* E g., *A. ex gr. siratchoica* E g.

На Заборовской и Губинской площадях воронежский горизонт (23—28 м) сложен известняками, серыми, желтовато-серыми, органогенно-обломочными, и доломитами, темно-серыми, черными, битуминозными, с *Theodossia tanaica* N a l., фораминиферами, кораллами и остракодами.

На востоке Самарской Луки отложения горизонта ложатся на размытую поверхность верхнекыновских образований. В Морквашах горизонт представлен в подошве буровато-серым доломитом с вкраплениями гипса или ангидрита, переходящим выше в доломитизированные известняки, в которых определены *Theodossia tanaica* N a l., *Adolfia multifida* S c u p., *Schluteria* (?) ex gr. *rugosa* W a k n a. В Стрельном Овраге наблюдаются глинистые известняки с *Schuchertella devonica* O r b., *Theodossia uchtensis* N a l.

К югу от Самарской Луки, в разрезах Костычевской, Натальинской, Безенчукской площадей, воронежские отложения (мощность от 16 до 26 м) представлены известняками буровато-серыми, доломитизированными с прослоями доломитов темно-серых и темно-зеленых глин. Встречена редкая фауна: брахиоподы — *Theodossia* ex gr. *annosofi* V e r n., *Th. julovensis* K r y l., *Adolfia multifida* S c u p., *Cyrtospirifer* sp.; кораллы — *Schluteria kostetskae* (S o s h k.), *Schl. fascicularis* S o s h k., *Alveolites* cf. *donensis* S o s h k., *Clathrodictyon* sp. Отмечены также остракоды, фораминиферы, гастроподы, строматопоры и др.

Нерасчлененные отложения евлановского и ливенского горизонтов могут быть охарактеризованы по западным районам Жигулевско-Пугачевского свода (западная часть Самарской Луки, Натальино, Покровка, Красная Поляна, Ореховка, Балаково). На Сызранско-Заборовской площади эти горизонты (общая мощность 60—100 м) сложены известняками в нижней части серыми и светло-серыми, зернистыми, отдельными прослоями органогенно-обломочными, доломитистыми, в верхней — преимущественно органогенно-обломочными. В комплексе фауны определены *Theodossia* ex gr. *annosofi* V e r n. и др. В районе Красной Поляны известняки в нижней части (мощность от 68 до 100 м) светло- и темно-серые, иногда неравномерно доломитизированные, с примазками темно-бурой и темно-коричневой глины, с единичными участками ангидрита и вкраплениями пирита, в верхней части — желтовато-серые, органогенно-обломочные, брахиоподово-остракодовые, строматопоровые, участками окремненные. Встречаются прослои светло-буровато-желтоватых доломитов с нитевидными прослоями битуминозного вещества. В известняках определены: фораминиферы — *Nanicella* cf. *tschernyschevae* L i p., *Capidoides bykovaе* var. *grandis* R e i t l., *Eonodosaria evlanensis* L i p., *Eogeinitzina devonica* L i p., *E. devonica* var. *rara* L i p., *Tikhinella bulbacea* R e i t l., *Bisphaera minima* L i p.; кораллы — *Peneckiella minima* R o e m., *Tabulaephyllum mosquensis* S o s h k.; брахиоподы — *Schuchertella* ex gr. *donica* N a l., *Productella* ex gr. *subaculeata* M u r c h., *Chonetipustula* ex gr. *calva* W e n., *Gypidula* ex gr. *galeata* D a l m., *Atrypa tanaica* N a l., *Theodossia evlanensis* N a l., *Th. livonensis* N a l., *Cyrtospirifer tribulatus* L j a s c h., *C. markovskii* N a l.; конинокхи — *Heteroctenus tragula* N a l.; остракоды — *Knoxiella* aff. *konensis* E g., *Bairdia quarziana* E g., *Buregia krestovnikovi* P o l., *Acratia* ex gr. *siratchoica* E g., *Gravia (Selebratina)* sp. и др.

В Ореховской опорной скважине евлановский и ливенский горизонты выделены (Фадеев, 1963) в интервале 3144—3518 м и представлены кристаллическими доломитами.

В юго-западной части свода (Балаковская вершина) евлановские и ливенские отложения не установлены в районе Давыдовка — Толстовка—Клинцовка—Рахмановка, а также в районе Советское—Степное. В промежуточных между этими участками районах они представлены известняками светло-серыми, органогенными и кристаллически-зернистыми, доломитизированными, переходящими в доломиты, с фауной фораминифер и брахиопод, характерной для разновозрастных отложе-

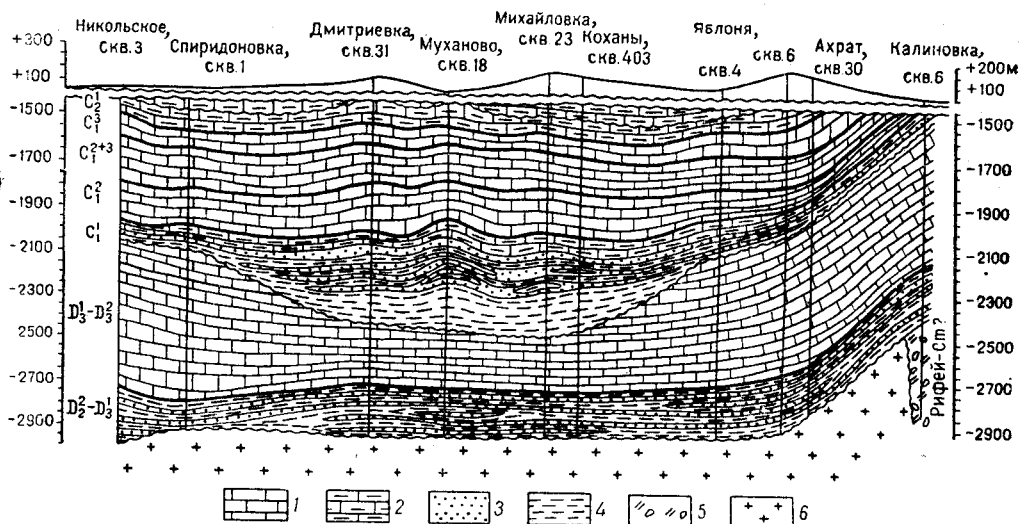


Рис. 25. Схема залегания девонских отложений на Жигулевско-Пугачевском своде. По В. А. Лобову, 1962 г.

1 — карбонатные отложения; 2 — глинисто-карбонатные отложения; 3 — песчаники; 4 — глины, аргиллиты; 5 — рифейские отложения; 6 — кристаллические породы фундамента

ний юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба (см. ниже). Мощность отложений 32—37 м (Марьевка и др.).

На востоке Самарской Луки, а также в северо-восточной части Жигулевско-Пугачевского свода, в Бузулукской впадине и в прилегающей части Оренбургского свода воронешские, евлановские и ливенские отложения прослеживаются в виде нерасчлененной толщи. Разрез нерасчлененных отложений, характерный для Камско-Кинельской впадины, представлен маломощной толщей битуминозных, часто кремнистых известняков, мергелей и сланцев с остатками радиолярий. Мощность отложений изменяется от 54 м в Коханах до 25 м в Муханово (рис. 25), местами (С. И. Новожилова, 1963 г.) они полностью отсутствуют в разрезе.

Западнее Камско-Кинельской впадины, на Никольской, Спиридоновской и других площадях, а также на востоке Самарской Луки (Березовка, Зольный Овраг и др.) нерасчлененные отложения верхне-франского подъяруса сложены известняками коричневато-серыми, серыми и серовато-бурыми, пелитоморфными, участками органогенно-обломочными (криноидно-коралловыми и брахиоподово-остракодовыми), с глинистыми примазками по плоскостям наслоения. Местами известняки доломитизированы и содержат тончайшие прослои битуминозного вещества. В известняках определены брахиоподы, кораллы, остракоды и гастроподы: *Schuchertella devonicus* Orb., *Atrypa* ex gr.

tanaica Nal., *Theodossia* ex gr. *evlanensis* Nal., *Cyrtospirifer* cf. *tenticulum* Vern., *Murchisonia* cf. *quinquecarinata* Wen., *Kloednellitina batalinae* Eg., *Bairdia naumovae* Eg., *B.* ex gr. *uchtensis* Eg. и др. Мощность отложений в Никольском 150 м, в Зольном Овраге, Жигулевске, Березовке 30—105 м, в Троекуровке увеличивается до 242 м (Новожилова и др., 1963 г.).

Рязано-Саратовский прогиб. Пашийский и кыновский горизонты в Рязано-Саратовском прогибе рассматриваются в виде нерасчлененной толщи. Они представлены терригенными породами, трансгрессивно залегающими на породах живетского яруса. Нижняя граница проводится по подошве пачки кварцевых песков, песчаников и алевролитов, выделяющихся низкими значениями кажущихся сопротивлений и резко отрицательными аномалиями ПС. Верхняя граница четкая и отбивается по литологической смене терригенных пород фаунистически охарактеризованными известняками саргаевского горизонта.

В северо-западной части прогиба толща пашийского и кыновского горизонтов (133 м) наиболее полно представлена в Мосолово. В основании толщи залегают пачка кварцевых светло-серых песков, сменяющихся вверх по разрезу зеленовато-серыми алевролитами, глинистыми, с прослойками темно-серых глин. Выше прослеживается толща кварцевых песков, покрывающаяся в свою очередь пачкой переслаивающихся пестроцветных глин и глинистых алевролитов, с остатками фауны листоногих (*Glyptoasmussia vulgaris* Lutk. и др.) и рыб. Вся толща богата остатками растений. Определен верхнедевонский папоротник *Sphaenopteridium keilhani* Nath., а также псилофиты *Pteridorhachis* sp. В интервале 850—910 м встречены макроспоры зоны *Euzoancorotriletes* Dschark., на глубине 794—801 м и 883—888 м — микроспоры *Archaeozonotriletes rugosus* Naum., *A. basilaris* Naum., *A. micromanifestus* Naum. и др.

К югу и востоку от Мосолово, в Морсово и Зубовой Поляне, в пашийско-кыновских отложениях (около 170 м) увеличивается глинистость; прослои пестроцветных пород встречаются значительно ниже по разрезу, чем в Мосолово.

В Сердобске толща пашийских и кыновских отложений (180 м) сложена в нижней части алевролитовыми и песчаными породами, в средней — глинистыми, в верхней — известняками. В глинах найдена фауна лингул, эстерий, пелеципод и др. Определены *Glyptoasmussia vulgaris* Lutk., *G. excentrica* Lutk., *Aviculopecten ingrae* Vern. В пачке 5 м известняков и известковистых алевролитов определены брахиоподы: *Atrypa* ex gr. *reticularis* Ljasch., *Uchtospirifer* cf. *timanicus* Ljasch., *U.* ex gr. *angulosus* Ljasch., *Elytha fimbriata* Cong., характерная, по А. И. Ляшенко, для верхней части кыновских отложений Тимана.

В Саратовском районе толща пашийских и кыновских отложений наиболее хорошо изучена в Елшанской опорной скв. 27. Пашийский горизонт условно выделяется в интервале 1740—1828 м; сложен светло-серыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов. На глубине 1814—1819 м определены споры зоны *Euzoancorotriletes* Dschark. (msc.), в интервале 1799—1803 м споры зоны *Stezoancorotriletes* Dschark. (msc.). Кыновский горизонт выделяется в интервале 1625—1740 м. Часть разреза, залегающая в интервале 1670—1740 м, слагается алевролитами серыми, глинистыми, содержащими прослои песчаников и аргиллитов. На глубине 1664—1670 м развиты светло-серые глинистые алевролиты и зеленовато-серые аргиллиты с прослоями известняка с *Uchtospirifer naliwkini* Ljasch., в интервале 1625—1664 м в нижней части песчаники светло-серые, мелкозернистые, в верхней — темно-серые и шоколадного цвета аргиллиты.

В последних на глубине 1629—1635 м определены *Lingula* cf. *rectangularis* Ljasch. и *Estheria* cf. *excentrica* Lutk.

В других разрезах Саратовского района (в Тепловке, Казанлах, Сокуре) кыновский горизонт трудно отделим от пашийского, они составляют единую песчано-глинистую толщу без известняковых прослоев. Известняки, кроме Елшанки, отмечены лишь в разрезах Соколовой горы. А. И. Ляшенко относит часть разреза с известняками к арчединским слоям, а верхние глины — к кикинским слоям. Общая мощность пашийских и кыновских отложений в пределах Саратовского Поволжья меняется от 150 м в Гусихе и Казанлах до 200—230 м в Тепловке и Елшанке и до 290 м в Суровке. Мощность сокращается по направлению к Токмовскому своду.

Саргаевский горизонт в западной части Рязано-Саратовского прогиба — в Мосолово, Зубовой Поляне, Морсово — представлен в нижней части пачкой известняков серых, зеленовато-серых, глинистых, с подчиненными прослоями мергелей и иногда известковистых глин; присутствуют тонкие прослои органогенных и органогенно-обломочных известняков и известняковых конгломератов, приуроченных к нижней части разреза, в Мосолово залегающих даже в подошве пачки. Верхняя часть саргаевских отложений представлена известняками светло-желтовато-серыми, пятнисто доломитизированными, с редкими прослоями глинистых разностей.

Обе пачки содержат сходный комплекс фауны, характерный для саргаевского горизонта. Определены: брахиоподы — *Chonetes menneri* Ljasch., *Striatoproductus sericeus* Buch, *Atrypa nalivkini* Ljasch., *A. philippovae* Ljasch., *A. velikaja* Nal., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.); кониконхи — *Homoctenus acutus* G. Ljasch., *Styliolina gassanovae* G. Ljasch.

Наибольшая глинистость отложений наблюдается в мосоловском разрезе. Мощность саргаевского горизонта в Мосолово 49 м, в Зубовой Поляне 33 м. В Сердобске саргаевские отложения сохраняют в целом ту же литологическую характеристику, но сокращаются в мощности до 27 м.

В юго-восточной части прогиба (район Саратова) горизонт представлен плотными известняками, переслаивающимися с глинистыми их разностями и мергелями, содержит разнообразную фауну брахиопод — *Atrypa velikaja* Nal., *Striatoproductus sericeus* Buch., *Schizophoria tilliensis* Vanux., *Ladogia meyendorfi* Vern., *Camarotoechia pskovensis* Nal., *Hypothyridina calva* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* (Toll.) и остракод — *Mica elegans* Pol. и др. Мощность саргаевского горизонта в Казанлах, Тепловке, Елшанке соответственно равна 85, 70, 66 м (см. рис. 22).

Семилукский горизонт в северо-западной части прогиба (мощность 45—65 м), в Мосолово, Морсово, Зубовой Поляне, в нижней части представлен зеленоватыми и желтоватыми известняками, органогенно-обломочными, часто ракушниками, постепенно переходящими в глинистые известняки, с мергелями серыми и глинами; иногда породы слабо-битуминозные. По сравнению с морсовским и зубовополянским разрезами в Мосолово наблюдается увеличение глинистости и полное исчезновение битуминозных пород.

В глинах, мергелях и известняках встречена богатая и разнообразная фауна: брахиоподы — *Monelasmina wenjukovi* Ljasch., *Liorhynchus rudkini* Ljasch., *L. biplicatus* Nal., *Hypothyridina lyskovensis* Ljasch., *Cyrtospirifer rudkinensis* Ljasch., *C. schelonicus* Nal., *Eoreticularia* ex gr. *pachyrincha* Tschern., *Anathyris helmersenii* Buch, *A. svinordensis* Nal. и др.; кониконхи — *Uniconus glaber*

Trautsch., *Homoctenus krestovnikovi* G. Ljasch., *Polycylindrites semigradatus* G. Ljasch., *P. menneri* G. Ljasch., *Viriatella petrovi* G. Ljasch., *Styliolina* ex gr. *nucleata* Кагр., а также гастроподы, пеллециподы, остракоды, криноидеи, кораллы и др. Мощность нижней части горизонта (по А. И. Ляшенко и М. Ф. Филипповой рудкинский горизонт) в Мосолово равна 15 м, Морсово 27 м, Зубовой Поляне 20 м.

Верхняя часть горизонта (30—35 м) сложена в тех же районах глинами с редкими прослоями известняков и мергелей. Известняки и мергели содержат фауну брахиопод, остракод, тентакулитов, мелких фораминифер, иглокожих, члеников криноидей; в некоторых прослоях наблюдаются следы жизнедеятельности червей. В породах определены: брахиоподы — *Douvillina dutertrii* Murch., *Stropheodonta gassonovae* Ljasch., *Sp. tubaecosta* Раецк., *Cyrtospirifer supradisjunctus* *Atrypa uralica* Nal., *A. mayselae* Ljasch., *Spinatrypa semilukiana* Ljasch., *Sp. tubaecostata* Раецк., *Cyrtospirifer supradisjunctus* Orb., *C. disjunctus* Sow., *C. tenticulum* Verp., *C. verneuilii* Murch.; остракоды — *Menerella krestovnikovi* Eg. и др. Аналогично представлена 40-метровая толща отложений семилукского горизонта в Сердобске.

В юго-восточной части прогиба мощность отложений семилукского горизонта достигает в Елшанке, Тепловке и других разрезах до 150 м. Лучше всего они изучены в разрезе Елшанской опорной скв. 27. В нижней части (74 м) горизонт сложен известняками темно-серыми и черными, глинистыми, пелитоморфными, иногда органогенно-обломочными, с прослоями мергелей и глин, иногда битуминозных. Имеются остатки богатой фауны брахиопод, пеллеципод, кониконх, криноидей, бактрифов. Среди брахиопод, кроме форм, встречающихся в рассмотренных выше разрезах, отмечены: *Chonetipustula donensis* Ljasch., *Liorhynchus* cf. *crebricostatus* Mark., *L.* ex gr. *pavlovi* Nal., *Ilmenia* cf. *perlevis* Nal. Среди пеллеципод определены *Pterocheania fragilis* Hall. и др. Верхняя часть горизонта (62 м) представлена переслаиванием глин зеленовато-серых, известковистых, переходящих в мергели и известняки серые и зеленовато-серые. Определены остатки брахиопод: *Chonetes medianus* Ljasch., *Hypothyridina semilukiana* Ljasch., *Atrypa uralica* Nal., *Cyrtospirifer disjunctus* Sow. и др.

Бурегский горизонт в северо-западной и центральной частях прогиба (Морсово, Зубова Поляна, Мосолово, Сердобск и др.) представлен алатырскими слоями (10—20 м), сложенными известняками серыми и светло-серыми, неравномерно глинистыми, с прослоями мергелей. Характерным для слоев является присутствие смешанного семилукско-воронежского комплекса фауны. Определены брахиоподы — *Stropheodonta latissima* Buch., *Schuchertella devonica* Orb., *Atrypa uralica* Nal., *Spinatrypa tubaecostata* Раецк., *Tenticospirifer* aff. *tenticulum* Verp., *Spirifer siratichoicus* Ljasch., *Theodossia uchtensis* Nal., остракоды — *Schweyerella* ex gr. *normalis* Zasp., *Acratia mayselae* Eg. и др. На электрокаротажной диаграмме алатырские слои выделяются высокими значениями КС и являются репером, прослеживаемым в большинстве разрезов девона центральных областей.

В юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба алатырские слои (10—50 м) сложены известняками серыми, микрозернистыми пелитоморфными, прослоями глинистыми, желваковидными, переходящими в мергели. Встречаются брахиоподы, кораллы и другие группы фауны. В Елшанской скв. 27 в интервалах 1414—1419 м и 1386—1391 м определены: *Stropheodonta latissima* Buch., *Chonetes* ex gr. *semilukianus* Ljasch., *Striatopproductus* ex gr. *sericeus* Buch., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., *Spinatrypa tubaecostata* Раецк., *Theodossia* cf.

uchtensis Nal., *Adolfia krestovnikovi* Ljasch., *Cyrtina* ex gr. *demarllii* Bouch., *Athyris nobilis* Ljasch.

Воронежский горизонт подразделяется на нижне- и верхневоронежские слои, выделяемые лишь в западной части прогиба.

Нижневоронежские слои в районе Мосолово, Морсово, Зубовой Поляны, Сердобска и других представлены (мощность до 50 м) мергелями с прослоями глинистых известняков (иногда органогенно-обломочных) и глинами зелеными, с *Streptorhynchus devonicus* Ogb., *Productella subaculeata* Murch., *Spinatrypa tubaecostata* Paesc., *Theodossia uchtensis* Nal., *Spirifer krestovnikovi* Ljasch., *Polycylindrites nalivkini* G. Ljasch., *Kloednellitina* ex gr. *batalinae* Eg., *Limbatula symmetrica* Zasp., *Semilukiella zaspelovae* Eg., *Acratia siratchoica* Eg.

Верхневоронежские слои в указанных районах (мощность 32 м) сложены переслаивающимися, слабодолмитизированными мергелями и известняками светло- и зеленовато-серыми, глинистыми (с прослоями органогенно-обломочных) и единичными прослоями глины. По сравнению с нижневоронежскими они характеризуются повышенным содержанием карбонатных пород, что отражается на кривых электрокаротажа увеличенными значениями КС. Остатки организмов в известняках и мергелях представлены брахиоподами, криноидеями, гастроподами, колониальными кораллами, остракодами и мелкими фораминиферами. Определены брахиоподы и остракоды: *Theodossia tanaica* Nal., *Limbatula symmetrica* Eg., *Knoxiella menneri* Eg., *Acratia devonica* Eg., *A. eolanensis* Eg.

В юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба (Елшанка, скв. 27; Тепловка, скв. 1 и другие пункты) воронежский горизонт (мощность до 50 м) представлен известняками зеленовато-серыми и буровато-серыми, местами органогенными, иногда доломитами, с *Theodossia tanaica* Nal., *Atrypa* cf. *poljanica* Ljasch., *Productella vedugensis* Ljasch. Т. И. Федорова (1962 г.) отмечает возможность выделения здесь двух зон: нижней с массовыми скоплениями *Theodossia tanaica* Nal. и верхней с редкими ее скоплениями.

Евлановский горизонт в Мосолово, Морсово, Сердобске и других пунктах сложен (мощность 30—60 м) известняками органогенными, слабодолмитизированными, с подчиненными прослоями мергелей. В нижней части развиты известняки светло-серые, местами доломитизированные, в отдельных прослоях водорослевые и коралловые; часто с пленками органического вещества на плоскостях напластования. В верхней части наблюдаются известняки зеленовато-серые, глинистые, водорослевые, коралловые, строматопоровые, с прослоями глин и мергелей. К кровле евлановских отложений приурочены водорослевые известняки; здесь встречаются и тонкие прослой известняков почти черных. Комплекс фауны по сравнению с воронежскими слоями существенно меняется. Преобладают кораллы, строматопоры, мелкие фораминиферы, водоросли и значительно реже гастроподы, остракоды и брахиоподы. Возраст подтверждается присутствием фауны *Productella calva* Wen., *Atrypa tanaica* Nal., *Tenticospirifer markovskii* Nal.

Ливенский горизонт в районе Мосолово, Морсово, Сердобска сложен (мощность 29—30 м) в основном известняками доломитизированными; преимущественно водорослевыми, в некоторых прослоях обогащенными органическим веществом. Имеются остатки многочисленных мелких фораминифер из родов *Nodosaria*, кораллов (*Peneckiella minima* Roem. и др.); в меньшем количестве присутствуют брахиоподы — *Theodossia livnensis* Nal., *Tenticospirifer tribulatus* Ljasch.

На юго-востоке Рязано-Саратовского прогиба евлановский и ли-

венский горизонты не расчленены. Они перекрывают воронежские отложения иногда с перерывом (Елшанка, скв. 27) и представлены (Елшанка, скв. 27; Тепловка, скв. 1 и др.) в нижней части известняками органогенными и органогенно-обломочными, местами глинистыми, в верхней части преимущественно доломитизированными известняками. В породах определены брахиоподы — *Theodossia* ex gr. *evlanensis* N a l., *Th. livnensis* N a l.; фораминиферы — *Geinitzina reperta* E. Вук., *Tikhinella measpis* Вук., *Frondylina devexis* E. Вук. и др. Мощность отложений в Елшанке 63 м, в Тепловке 61 м и в Казанлах (скв. 7) 55 м.

Фаменский ярус

Отложения фаменского яруса развиты на территории Поволжья почти повсеместно; отсутствуют они лишь на севере Кировской области. Представлен ярус в основном доломитами и известняками, а также ангидритами и гипсами; терригенные породы — песчаники, алевролиты, аргиллиты встречаются лишь местами (юго-западный склон Жигулевско-Пугачевского свода и др.).

В нижнефаменском подъярусе выделяются задонский и елецкий горизонты, в верхнефаменском — данковский и лебедянский. Следует однако отметить, что выделение этих горизонтов во многих разрезах Поволжья условно, а иногда и невозможно, что объясняется литологической однородностью отложений, недостаточной фаунистической их характеристикой, а также и малой изученностью, особенно в восточных районах.

Наиболее полно охарактеризованы фауной задонский и елецкий горизонты, в то время как отложения верхнефаменского подъяруса содержат меньше характерных юмплексов. Мощность фаменского яруса на рассматриваемой территории изменяется от нуля (северные районы) до 900 м (Иловлинская площадь на юге Саратовской области; Карпов, М. Г. Кондратьева и др., 1960 г.).

С фаменскими отложениями в Поволжье связаны залежи нефти, которые установлены в верхней их части (данково-лебедянские слои). В Татарии наиболее крупные залежи известны на Сулинской площади; в Куйбышевской области — в Хилково, Зольном Овраге, Покровке, Алексеевке, Долматовке; в Саратовской области — в Ириновке и др. В ряде случаев в них установлены интенсивные нефтенасыщения как в верхне-, так и в нижнефаменских отложениях, что свидетельствует о большом значении фаменских отложений в целом как объекта для нефтепоисковых работ.

Московская синеклиза и Котельничский свод. На юго-востоке Московской синеклизы, в г. Горьком, нерасчлененная толща задонского и елецкого горизонтов мощностью 39 м представлена доломитами, доломитовыми глинами и мергелями. Из органических остатков встречаются многочисленные фораминиферы: *Radiosphaera* ex gr. *basilica* Reith., *Parathuramina* cf. *tuberculata* Lipr. К северо-востоку от Горького, в Урени, Ветлуге и Шарьинской опорной скважине, толща задонского и елецкого горизонтов сложена доломитами желтовато-серыми и зеленоватыми, разнозернистыми, загипсованными, с прослоями известняков, мергелей и аргиллитов. В Уренской скв. 2 они залегают в интервале 1537—1598 м, в Шарьинской скв. 1 — в интервале 1671—1724 м, в Опаринской скв. 1 эти отложения отсутствуют.

По восточной окраине Московской синеклизы, в Котельничской опорной скважине толща нижнефаменского подъяруса подразделена на задонский и елецкий горизонты.

Задонский горизонт (22 м) сложен желтовато-серыми доломитами (часто с включениями ангидрита) с прослоями зеленовато-серых але-

вритистых и доломитовых глин с остатками рыб. Среди органических остатков, кроме того, наблюдаются единичные раковины остракод и однокамерные фораминиферы.

Елецкий горизонт (19 м) представлен доломитами и ангидритами с тонкими прослоями аргиллитов.

Нерасчлененная толща данковского и лебедянского горизонтов (мощность 147 м) представлена в Горьком доломитами, прослоями глинистыми, мергелями и глинами доломитовыми с пластами, прожилками и включениями гипсов и ангидритов. Ангидриты, доломиты, изредка и глины, в различной степени пропитаны битуминозным веществом. В Уренской скв. 2 и Шарьинской скв. 1 толща верхнефаменского подъяруса представлена доломитами серыми и светло-серыми, пелитоморфными, участками известковистыми, прослоями глинистыми, с включениями гипса и ангидрита. Мощность в Шарье 195 м, в Урени до 224 м.

В Опаринской опорной скважине верхнефаменские отложения отсутствуют. В Котельниче они (157 м) характеризуются частым переслаиванием доломитов, глин и ангидритов. Преобладают в разрезе доломиты, в средней части разреза имеются прослой глинистых пород.

Казанско-Кажимский прогиб. В северной части прогиба, в Сырьянах и Кажиме, фаменские отложения отсутствуют. Южнее (Вожгалы, Шихово-Чепецк, Чигирино) они представлены доломитами, иногда с прослоями известняков и гнездами гипса и ангидрита. В Советске фаменский ярус сложен доломитами, светло-серыми, коричневатого и зеленоватого-серыми, с прослоями темно-серых аргиллитов и примазками глинисто-битуминозного вещества. Среди доломитов выделяются темноокрашенные битуминозные (иногда при расколе пахнущие нефтью) и светлые зеленоватого-серые глинистые разности с включениями углистого материала. Из остатков фауны найдены редкие обломки ядер брахиопод и пелеципод. Мощность фаменских отложений в Советске, Чигирино, Шихово-Чепецке 130—200 м, уменьшается в северном направлении.

В южной части Казанско-Кажимского прогиба (Верхний Услон, Янга-Аул, Камское Устье и др.; см. рис. 22, 23) фаменский ярус (мощность от 250 до 325 м) представлен темно-серыми слоистыми крепкими доломитами и доломитизированными известняками с выделениями ангидрита и гипса. Известняки преобладают в верхней части разреза. В нижней части толщи отмечены мелкие фораминиферы (вициниферы, паратураммины), в верхней части встречены *Eridocochia socialis* (Eichw.), *Serpula vipera* Кош. и *Camarotoechia cf. kalmiusi* Rot.

Немско-Лойненский свод и Верхнекамская впадина. На всем протяжении этих структур фаменские отложения рассматриваются в виде нерасчлененной их толщи.

На Немско-Лойненском своде (Колобово, Уни, Рехино, Фаленки) эта толща выделяется лишь условно, по сопоставлению с другими районами. Представлена она доломитами серыми и темно-серыми с редкими прослоями известняков и с гнездами гипса и ангидрита. Преобладают доломиты. Мощность отложений достигает 200—230 м. В северной части свода (Климковка, Черная Холуница, Кирс, Лойно и др.) фаменские отложения отсутствуют.

В Верхнекамской впадине фаменские отложения выражены двумя фаціальными типами. Один из них приурочен к Камско-Кинельской впадине, другой развит вне ее. Последний лучше всего изучен в Глазове. Фаменские отложения в глазовском разрезе (123 м) представлены переслаиванием известняков почти белых и серых, иногда доломитизированных, изредка загипсованных и с включениями ангидрита, местами

с фауной кораллов и доломитов известковистых светло-серых и серых. Из фауны определены: *Archaeosphaera minima* Sul., *Vicinisphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Parathuramina spinosa* Lip., *P. magna* Antr., *P. cushmani* var. *minima* Antr.

В пределах Камско-Кинельской впадины (Нылга, Можга, Сарапул и др.) фаменские отложения сложены битуминозными известняками, мергелями и сланцами при преобладании первых. Они близки по своей характеристике аналогичным отложениям Татарского свода.

Токмовский свод. Задонский горизонт в юго-западной части свода представлен известняками серыми и зеленовато-серыми, местами с лиловатыми разводами, участками доломитизированными, с прослоями органогенных обломочных известняков, мергелей и глин. В нижней части имеется фауна фораминифер и остракод (*Eridosconcha socialis* Eichw.). Мощность в Токмово 18 м, в Юлово-Ишиме 12 м, в Иссе 15 м.

На юго-востоке свода, в Кикино, горизонт (40 м) сложен известняками серыми, доломитизированными, с прослоями глин и ангидритов в нижней части. Фауна бедна; определены *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Mutschl., *Camarotoechia* sp., *Eridosconcha socialis* Eichw.

К северо-западу и северу от Кикино мощность горизонта уменьшается до 24 м в Комаровке и до 16 м в Прудах.

В Ульяновске задонский горизонт (23 м) выделен условно; представлен известняками буровато-серыми и серыми, доломитизированными, с прослоями мергелей. Определены фораминиферы: *Archaeosphaera minima* Sul., *Vicinisphaera parva* Reithl., *V. squalida* Antr., *V. angulata* Antr. и единичные *Parathuramina* aff. *cushmani* Sul.

В северной части Токмовского свода (Порецкое, Балахониха, Лысково, Сундырь, Марпосад) выделенные условно задонские отложения представлены чередованием серых известняков, доломитов и доломитизированных известняков с подчиненными прослоями доломитовых мергелей, иногда с ангидритом и гипсом. Глинистость убывает с запада на восток, в этом же направлении возрастает доломитизация и сульфатизация пород. Из фауны отмечены мелкие фораминиферы. Мощности равны: в Лысково 20 м, в Балахонихе, Сундыре, Марпосаде 18 м, в Порецком 23,5 м.

Елецкий горизонт в Токмово, Иссе и других пунктах представлен известняками пятнисто доломитизированными и загипсованными, с прослоями и линзами серых доломитов. Участками доломитизированные известняки чередуются с брекчиевидными и пятнистыми. В последних обнаружены обломки раковин брахиопод, остракод, мелкие фораминиферы, гастроподы, а иногда многочисленные трубки известковых водорослей *Issinella* и *Ungdarella*. Мощность в Токмово равна 44 м, в Юлово-Ишиме и Прудах соответственно 74 и 62 м.

В районе Кикино и Комаровки нижняя часть горизонта сложена известняками светло-желтыми, доломитизированными, а верхняя — доломитами с гнездами гипса. Мощность горизонта до 100 м.

В Ульяновске елецкий горизонт (57 м) представлен известняками светло-серыми, значительно доломитизированными, с прослоями темно-серых мергелей, обогащенных битумом. В нижней части имеются прослои обломочных известняков. Определены фораминиферы *Parathuramina* aff. *dagmarae* Sul., *P. paradagmarae* Lip., *P. ex* gr. *suleimanovi* Lip.

В северной части свода в строении условно выделенного горизонта преобладают доломиты и доломитизированные известняки, местами загипсованные и ангидритизированные. Мощность до 32 (Лысково) — 39 м (Порецкое). В составе фауны мелкие фораминиферы (вициниферы и бисферы) и мелкие водоросли.

В Токмово, Юлово-Ишиме, Иссе и других верхнефаменский подъярус сложен преимущественно доломитами, серыми и зеленовато-серыми, в различной степени глинистыми, с подчиненными прослоями мергелей, глин, известняков, гипса и ангидрита. Для всей толщи характерна розоватая и красноватая окраска пород, возникшая, очевидно, вследствие длительного континентального выветривания этих отложений в предвизейское время.

Местами (Юлово-Ишим и др.) гипсы и ангидриты окрашены битумами в коричневато-серый цвет. В сложении отдельных слоев глин и мергелей участвует органогенно-обломочный материал. Мощность подъяруса в Токмово равна 60 м, в Иссе 87 м, в Юлово-Ишиме от 104 до 131 м, в Прудах 144 м. В Кикино и Комаровке верхнефаменские отложения представлены серыми доломитами, часто сульфатизированными мощностью 200—245 м.

В Ульяновске в строении верхнефаменских образований (95 м) участвуют доломиты темно- и буровато-серые, чередующиеся с известняками светло-серыми, доломитизированными, с включениями гипса и ангидрита. В породах обычны сферы и трубки водорослей. Из нижней части толщи определены фораминиферы: *Archaeosphaera minima* Sul., *A. radiata* Reitl., *A. grandis* Lip., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Vicinesphaera parva* Reitl., *V. angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Parathurammina* ex gr. *oldae* Sul., *P. paulis* Byk., *P. cf. cuschmani* var. *minima* Antr., *P. cf. suleimanovi* Lip., *Bisphaera minima* Lip., *B. malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss., *Endothyra* cf. *bella* Ra u s. В верхней части установлены *Eridonconcha socialis* (Eichw.), *Sphaerella* sp., *Nodosinella* sp., *Glipeinella* sp., *Issinella* sp., *Archaeosphaera radiata* Reitl., *A. grandis* Lip., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr.

В верхней части свода (Порецкое, Балахониха, Лысково, Сундырь и др.) подъярус представлен доломитами, серыми, часто глинистыми, иногда кавернозными, и мергелями; имеются пласты, прожилки и включения гипса и ангидрита. Мощности изменяются от 121 м в Балахонихе до 198 м в Порецком и 221 м в Сундыре. В Лысково мощность 164 м, в Марпосаде 173 м.

Татарский свод, Мелекеская и Сергиевско-Абдулинская впадины. В указанных регионах выделяются несколько типов разрезов фаменского яруса. Первый из них приурочен к сводовой части северной вершины свода; второй — к южной вершине Татарского свода, восточной части Мелекесской впадины и к Сергиевско-Абдулинской впадине; третий тип характерен для центральной части Мелекесской впадины и восточного склона северной вершины свода; пространственно и генетически он связан с Камско-Кинельской впадиной. В самой западной части Мелекесской впадины разрез фаменских образований аналогичен характерному для южной части Казанско-Кажимского прогиба (Пичкасси, Бугровка, Узюково, Филипповка) и для северных районов Жигулевско-Пугачевского свода.

На северной вершине Татарского свода толща фаменского яруса на подъярусы и горизонты не расчленена. Она представлена доломитами и известняками. Известняки доломитизированные, светло- и желтовато-серые, нередко пятнистые, глинистые, иногда с тонкими прослоями глин. Доломиты коричневато-желтовато-серые, зернистые, иногда ноздреватые, известковистые. Наблюдаются гнезда, включения и прослойки ангидрита. Мощность 300—350 м (Красновка, Янчиково, Голюшурма). В отдельных участках (Малмыж, скв. 6) весь разрез (при мощности до 200 м) представлен известняками светло- и розовато-серыми с зеленоватыми глинистыми примазками. В известняках нижней и верхней частей разреза определены редкие фораминиферы —

Vicinisphaera squalida Antr., *V. angulata* Antr., *Parathuramina cuschmani* Sul., *P. cuschmani* var. *minima* Antr. и единичные брахиоподы *Camarotoechia* cf. *griasisca* Nal.

На южной вершине Татарского свода и в прилегающих районах Мелекесской впадины нижнефаменский подъярус условно подразделяется на задонский и елецкий горизонты (Батанова, 1963). Задонский горизонт представлен здесь известняками, частью органогенными, серыми и темно-серыми, нередко со стилолитами, с прослоями глины и доломитов. Последние сульфатизированы, часто содержат линзы ангидрита и гипса. В слабодоломитизированных известняках найдена фауна, в составе которой определены фораминиферы, остракоды, брахиоподы: *Vicinisphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. polypora* Antr., *Lagenamina chechme* Antr., *Rauserina notata* Antr., *Tuberitina maljavkini* Mikh., *Marginia dubiosa* Netsch., *Famenella inconditis* Pol., *Acratia cuneatus* Netsch., *A. posneri* Netsch., *A. zadonica* Eg., *Bairdia* aff. *tichomirovi* Eg., *B. eleziana* Eg., *Knoxiella petschorica* Mart., *Carbonita corbokiensis* Netsch., *Chonetes nana* Vern., *Camarotoechia* aff. *partridgeae* Whidb., *Lamellispirifer* cf. *posterus* Hall. et Cl. Установлено также наличие водорослей (гирванелла). В основании задонского горизонта прослеживается прослой известняковой брекчии, свидетельствующей о размыве верхней части отложений франского яруса.

Елецкий горизонт на южной вершине Татарского свода и в прилегающей части Мелекесской впадины представлен (мощность 60—80 м) кристаллическими, частью сульфатизированными доломитами, среди которых встречаются прослой слабодоломитизированных известняков с фауной брахиопод — *Productella herminae* Frech., *Camarotoechia* cf. *partridgeae* Whidb., *Monticola collinensis* Frech., *Adolfia plumata* Vat. (in coll.), отмечено также присутствие однокамерных фораминифер, аналогичных задонским.

Верхнефаменский подъярус южной вершины Татарского свода (данковский и лебедянский горизонты) лучше всего изучен (Батанова, 1963) на южных ее площадях (Лениногорской, Сулинской и др.). Здесь он представлен (мощность 50—80 м) известняками слабодоломитизированными, серыми и зеленовато-серыми с глинистыми примазками. Встречаются гнезда и выделения ангидрита и гипса. Известняки часто органогенные, с многочисленными стилолитами. Органические остатки встречаются главным образом в нижней части горизонта. Отсюда определены: брахиоподы — *Cyrtospirifer postarchiaci* Nal., *C. lebedjanicus* Nal.; остракоды — *Klodenellitina* aff. *prima* Tschig., *Bairdiocypris* cf. *lugenia* Tschig.; фораминиферы — *Archaesphaera minima* Sul., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P.* cf. *spinosa* Lip., *P. cuschmani* Lip. и др.; водоросли — *Asterosphaera pulchra* Reitl., *Radiosphaera basilaris* Reitl. В верхней части встречаются преимущественно фораминиферы: *Bisphaera irregularis* Bir., *Parathuramina dagmarae* Sul., *Eovoluntina elementa* Antr., *Parathuramina dagmarae* var. *crassithecra* Antr.

Верхняя граница подъяруса условно проводится по кровле так называемого «фаменского репера», характеризующегося положительными значениями ПС. Однако в ряде случаев установлено, что в верхней части толщи, представленной известняками, содержится фауна фораминифер, характерная для заволжского горизонта нижнего карбона.

На южном склоне южной вершины Татарского свода фаменский ярус хорошо изучен в Байтуганской опорной свк. 24 (интервал 1450—1668 м). Литологические особенности и многочисленная микрофауна

позволили разделить фаменский ярус указанной скважины на нижнефаменский и верхнефаменский подъярусы.

К нижнефаменскому подъярису условно отнесены две толщи. Нижняя (38 м) сложена известняками коричневато-серыми и серыми, плотными, крепкими, с прослоями темно-серых глин, иногда детритусовыми. Определены брахиоподы — *Plicochonetes nanus* Ver n., *Plicatifer mugodjarica* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Ver n., встречаются тонкие трубчатые водоросли *Girvanella* sp.

Верхняя толща (23 м) сложена серыми известняками и ангидритами. Определены фораминиферы — *Archaeosphaera minima* Sul., *Vicinisphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *Parathuramina cuschmani* Lip., *P. ex gr. breviradiata* Reitl., *Bisphaera compressa* Reitl., *B. elegans* Viss., *B. irregularis* Bir., *B. angulata* Reitl., *Capidoides* cf. *bykovae* Reitl., и водоросли — *Girvanella* sp., *Nodosinella* sp. трубчатые, светлые водоросли *Issinella* и др.

В верхнефаменском подъяресе Байтуганской опорной скважины условно выделяются также две толщи. Нижняя толща (117 м) представлена доломитами серыми и светло-серыми, с включениями ангидрита, изредка пропитанными нефтью. В толще встречены ядра гастропод и остракод, немногочисленные фораминиферы и водоросли: *Vicinisphaera angulata* Antr., *V. parva* Reitl., *V. grandis* Reitl., *Bisphaera minima* Lip., *Archaeosphaera minima* Sul., *Parathuramina bella* Reitl., *Girvanella* sp.

Верхняя толща (29 м) сложена известняками, серыми и темно-серыми, слабодоломитизированными, и доломитами, местами с густой нефтью. Своеобразный комплекс органических остатков представлен фораминиферами — *Tuberitina nana* Reitl., *T. naliokini* Mikh., *Archaeosphaera minima* Sul., *A. cf. grandis* Sul., *Bisphaera minima* Lip., *B. elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Radiosphaera basilica* Reitl., *Baitugania* sp., *Clypeinella devonica* Reitl., *C. pulchra* Reitl.

Как и на южном склоне Татарского свода, в прилегающей к нему с юга Сергиевско-Абдулинской впадине (Балыкля, Бузбаш, Боровка, Радаевка и др.) фаменские отложения сложены доломитами и известняками серыми и темно-серыми, с включениями ангидрита и гипса. Более дробно они не расчленяются. Мощность их изменяется от 200 до 379 м (Боровка, Радаевка и др.).

В разрезах фаменского яруса Камско-Кинельской впадины, приуроченных к восточному склону северной (частью и южной — Актаныш) вершины Татарского свода, нерасчлененный разрез фаменского яруса (мощностью от 30 до 60 м, увеличивающейся к бортам впадины) представлен известняками, мергелями и сланцами при преобладании первых (см. рис. 23, Кабык-Купер и др.). Известняки темно-серые, зернистые и органогенные, нередко окремненные, битуминозные. Мергели и сланцы темно-серые, известковистые, тонконаслоенные, битуминозные. В верхней части фаменского разреза залегает пачка пород, содержащих брахиоподы (Мензелинск, Актаныш) — *Liorhynchus* cf. *baschkiricus* Nal., *Schuchertella* cf. *coscharica* Nal., *Chonetes nana* Ver n., *Productella* ex gr. *herminae* F r e s c h., пеллециподы — *Posidonomya venusta* M ü n s t., *P. eifelensis* (F r e s c h.), остракоды — *Richterina semen* S o n s., *Famenella* cf. *incondites* P o l., *Entomozoa* aff. *schmidti* M a t e r n., *E. aff. tenuistriata* M a r t., *E. aff. expressa* P o l., фораминиферы, однокамерные и многокамерные формы, — *Archaeosphaera minima* Sul., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Eovolulina elementa* Antr., *Septatournayella* cf. *rauserae* Lip. Среди радиолярий, часто переполняющих породу, отмечены формы из групп *Sphaerellaria* и *Nasselaria*. Кроме этого, встре-

чаются остатки гониатитов и спикул губок. Среди водорослей характерны сифонниковые *Rhabdoporella*.

Выделение в Камско-Кинельской впадине подъярусов или горизонтов фаменского яруса пока невозможно. Приведенные данные по брахиоподам позволяют думать, что в разрезе сохранился лишь нижний подъярус, а верхний размыт. Размыв этот подтверждается наличием в основании вышележащих отложений заволжского горизонта нижнего карбона известняковых брекчий и конгломератов и пластов каолинитизированных пород, а также отсутствием в разрезе заволжского горизонта нижней его зоны *Septatourneyella gausegae*.

На других участках Камско-Кинельской впадины (южнее Чистополя, в Мелекесе и др.) этот размыв и отсутствие верхней части фаменского яруса не доказаны. Имеются мнения об отсутствии в разрезе здесь нижнего подъяруса (Новожилова, 1964).

Отложения фаменского яруса центральной части Мелекесской впадины (Мелекесс) в нижней части (30 м) представлены чередованием кремнисто-известняковых и известняково-кремнистых сланцев с прослоями темно-коричневых окремнелых известняков, с *Liorhynchus* ex gr. *subreniformis* Schnur., *L.* ex gr. *rhomboideus* Phill., *Pugnax* ex gr. *accuminata* Mark., *Posidonomya venusta* Münst., *Nehdentomis expressa* Pol. и однокамерными фораминиферами. В верхней части (11 м) залегают известняки серые и темно-серые, обломочно-органогенные, с прослоями серых мергелей, аргиллитов черных и темно-серых, кремнистых пород и песчаниковидных доломитов. Битуминозность пород неодинакова; более битуминозны сланцы, аргиллиты и мергели и менее — известняки. В известняках верхней части встречены водоросли — *Glypeinella pulchra* Reitl., *Radiina graciosa* Reitl., *Sphaerella spinosa* Reitl., однокамерные фораминиферы и остракоды — *Entomis* cf. *accurata* Pol. К описанному близки разрезы в Алпарово, Усть-Черемшане и других районах. Южнее, в Горьком Овраге и Малиновке, фаменские отложения также слагаются характерными для Камско-Кинельской впадины маломощными темными битуминозными известняками, мергелями и сланцами.

В западной части Мелекесской впадины (Бугровка, Филипповка, Пичкасы и др.) фаменский ярус представлен в основном доломитами и доломитизированными известняками с гипсом и ангидритом. Мощность увеличивается до 320 м.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды и Бузулукская впадина. На склонах Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов и в Бузулукской впадине фаменские отложения вскрыты в разрезах Пилюгино, Жуковки, Михайловки, Коханов, Долматовки, Муханово и ряда других площадей. Они относятся к камско-кинельскому типу и слагаются темно-серыми битуминозными известняками, мергелями и сланцами. Мощность их от 20 до 140 м (см. рис. 25). Определена фауна: *Liorhynchus baschkiricus* Nal., *Schuchertella matyrica* Nal., *Posidonomya venusta* Münst. С. И. Новожилова считает эту фауну верхнефаменской.

К западу от указанных разрезов — в Ореховке, Никольском, Чубовке, Красноярке, Зольном Овраге, Жигулевске, Березовке и других участках фаменский ярус (мощность от 220 до 360 м) представлен карбонатным типом. В сложении нижней его части участвуют известняки слабоглинистые, серые и темно-серые, коричневатые, с тонкими промазками пиритизированной глины, выше известняки доломитизированные, белые и светло-серые, пелитоморфные, участками органогенные, с большим количеством включений ангидрита, с промазками глинистого вещества; в породах встречена фауна остракод и фораминифер.

В Ореховской опорной скважине фаменский ярус в нижней части представлен кристаллическими доломитами мощностью 19 м. М. И. Фадеев относит их к нижнефаменскому подъярису. В верхней, большей (203 м) своей части фаменские отложения на рассматриваемых площадях сложены доломитами и органогенными известняками серыми и темно-серыми, пелитоморфными, массивными, перекристаллизованными, с редкими тонкими прослойками зеленовато-серых глин. Встречаются фораминиферы, водоросли, реже криноидеи, гастроподы, остракоды, кораллы. Определены *Sphaerella mirabilis* Reitl., *Radiosphaera basilica* Reitl., *R. contracta* Reitl., *Radiina graciosa* Reitl., *Asterosphaera* (*Dasycladaceae*) *pulchra* Reitl.

В западной и южной частях Жигулевско-Пугачевского свода (Пугачев, Балаково, Сызрань, Красная Поляна, Натальино, Покровка, Рахмановка и др.) фаменский ярус расчленяется более дробно. Нижнефаменские отложения (задонский и елецкий горизонты) в Красной Поляне и других пунктах при мощностях от 68 до 78 м представлены в нижней части известняками зеленовато- и буровато-серыми, слабодолмитизированными, с волосяными пропластками битуминозных глин и прослоями глинистых известняков. Верхняя часть нижнефаменской толщи слагается известняками светло-, темно- и буровато-серыми, слабодолмитизированными (пятнистыми), переслаивающимися с светло-серыми доломитизированными тонкополосчатыми разностями. В верхней части разреза наблюдаются редкие органогенно-шламовые известняки, иногда доломиты. Из органических остатков в нижнефаменской толще найдены: водоросли — *Issinella* sp., *Nodosinella* sp.; фораминиферы — *Bisphaera minima* Lip., *Vicinisphaera parva* Reitl., *V. squalida* Antr. и др.; брахиоподы — *Chonopectus elecicus* Nal., *Camarotoechia zadonica* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murch.

В Пугачевской скв. 10 нижняя (19 м) половина разреза нижнефаменских отложений (отвечает условно задонскому горизонту) начинается пластом песчаника; выше развиты известняки светло-серые, конгломератовидные, глинистые, доломитизированные; местами глинистые известняки переходят в мергели и глины. В известняках определены брахиоподы, остракоды, кораллы, водоросли: *Camarotoechia zadonica* Nal., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Umbella* ex gr. *sacaminiformis* Вук., *Archaeosphaera minima* Sul., *Umbella rotunda* Вук., *Serenida zadonica* Pol., *Acratia zadonica* Eg. Верхняя половина разреза нижнефаменских отложений (отвечающая условно елецкому горизонту) представлена известняками серыми и коричневатобурными, неравномерно доломитизированными, с *Schuchertella matyrica* Nal., *Chonopecten* cf. *rossicus* Nal., *Productella histricula* Frech., *Pr. herminae* Frech., *Camarotoechia brodica* Nal., *Cyrtospirifer brodi* Wen., *Vicinisphaera squalida* Antr., *Bisphaera parva* Вук., *Bairdia eleziana* Eg., *Famenella incondita* Pol.

В Марьевке мощность нижнефаменских отложений до 50 м, в Балаково 40 м, в Чапаевске 14 м, в Фурмановке, Рахмановке 75—100 м.

Отложения верхнефаменского подъяруса в Сызрани, Красной Поляне, Покровке и других пунктах расчленяются на две толщи. На Сызранской площади нижняя толща (40—60 м) сложена известняками светло-серыми и бурыми, доломитизированными и доломитами буровато-серыми, известковистыми, с тонкими глинистыми примазками, прослоями битуминозными, с гнездами ангидрита. В Красной Поляне нижняя толща (127,5 м) представлена доломитами с включениями гипса и ангидрита.

Верхняя толща на Сызранской площади подразделяется на две части. Нижняя слагается доломитами зеленовато- и желтовато-буро-

вато-серыми и светло-бурыми, прослоями битуминозными (участками слабо нефтенасыщенными), с многочисленными прослоями и включениями бурого ангидрита, тонкими прослоями черной глины и светло-бурых известняков. Верхняя часть представлена известняками светло-серыми, прослоями глинистыми органогенно-обломочными. На Краснополянской площади верхняя толща характеризуется известняками светло- и темно-серыми, доломитизированными. Определены фораминиферы — *Archaesphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., *Bisphaera malevkenensis* Bir., *B. minima* Lip., *B. elegans* Viss., *B. cf. spinosa* Lip., *B. cf. cuschmani* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. bella* Reitl., *P. minuta* Reitl., *Vicinisphaera angulata* Antr., *V. squalida* Antr., *Endothyra* ex gr. *communis* R a u s.; брахиоподы — *Schuchertella* aff. *matyrica* N a l., *Productella* sp., *Camarotoechia* ex gr. *livonica* B u c h и др. Мощность верхнефаменских отложений на Сызранской и Краснополянской площадях достигает 120—150 м.

На Балаковской вершине (Пугачев, Балаково, Рахмановка, Марьевка и др.) верхнефаменские отложения представлены в основном доломитами, серыми, местами тонкополосчатыми и пятнистыми, с выделениями ангидрита и гипса; отмечаются прослои доломитизированных известняков. Мощность в Пугачеве 65 м, в Марьевке и Березовке 110—150 м, в Рахмановке 180 м.

Рязано-Саратовский прогиб. Задонский и елецкий горизонты. Нижняя граница задонского горизонта в Мосолово проводится в основании органогенного глинистого известняка, содержащего *Cyrtospirifer* aff. *archiaci* V e r n., *Cyrtiopsis* sp. и *Eridoconcha socialis* E i c h w. Верхняя граница проведена условно в подошве светло-желтых пятнисто доломитизированных известняков, типичных для елецкого горизонта. В нижней части задонского горизонта залегают светло-зеленовато-серые известняки, сильно глинистые, слабодоломитизированные, прослоями органогенные, чередующиеся с тонкими слоями зеленых известковистых глин и линзами мергелей; они содержат указанную выше фауну. Выше залегают серые пятнисто доломитизированные известняки с пленками темно-зеленой глины по плоскостям напластования.

Тот же характер задонских напластований, что и в Мосолово, сохраняется в Морсово. Мощность в Мосолово равна 23 м, в Морсово 15 м. В Сердобске, Пачелме, Пересыпкино задонский горизонт представлен пачкой (до 40 м) вверху известняков глинистых, внизу мергелей и глин с *Eridoconcha socialis* E i c h w.

Елецкие образования в Мосолово и других пунктах представлены светло-серыми пятнисто доломитизированными глинистыми известняками. Фауна, встреченная в них, редка; это преимущественно мелкие фораминиферы, гастроподы, остракоды и очень редко брахиоподы. Встречается, кроме того, флора известковых водорослей. Мощность в Мосолово 70 м. В более восточной части Рязано-Саратовского прогиба, в Сердобске и других пунктах елецкий горизонт сложен (мощность до 80 м) известняками желтовато-серыми, пятнистыми, частично доломитизированными. Фауна: *Eridoconcha socialis* E i c h w. и *Kirkbyella famensis* var. *tambovensis* S a m.

В юго-восточной части прогиба (Саратовское Поволжье) задонский и елецкий горизонты не разделены. Толща их представлена светло-серыми известняками, доломитами и доломитизированными известняками, местами пятнистыми, с включениями ангидрита. Из фаунистических остатков в нижней части толщи встречаются брахиоподы, фораминиферы, остракоды, криноидеи и др. Фауна редка, вверх по разрезу ее количество уменьшается. В ряде разрезов (Елшанка, Гусиха, Балашов) встречены руководящие формы брахиопод — *Cyrtospirifer*

brody Na l., *C. archiaci* M u r c h., *Productella herminae* Na l. Мощность нерасчлененной толщи задонского и елецкого горизонтов равна в Казанлеа от 7 до 132 м, в Елшанке от 27 до 120 м, в Горючке 160 м.

Данковский и лебедянский горизонты. В северо-западной части прогиба (Мосолово, Морсово и др.) верхнефаменский подъярус сложен в нижней части тонким чередованием глинистых доломитизированных известняков с подчиненными прослоями мергелей, обломочных известняков, доломитовых и известняковых конгломератов. Породы в значительной мере загипсованы. В верхней части наблюдаются доломиты местами глинистые, чередующиеся с прослоями гипсов, глин, мергелей и известняков. Снизу вверх по разрезу отмечается уменьшение количества прослоев известняков и возрастание доломитов. Общая мощность подъяруса в Мосолово 172 м, в Морсово 109 м.

В Сердобске верхнефаменский подъярус (136 м) представлен доломитами, доломитовыми мергелями и аргиллитами, а также ангидритом и гипсом.

В Саратовском Поволжье рассматриваемые отложения мощностью до 200 м сложены доломитами серыми мелко- и тонкокристаллическими, пелитоморфными, участками кавернозными, прослоями глинистыми, местами загипсованными и брекчиевидными. В Елшанской скв. 27 встречены: *Serpula vipera* W e p. и *Eridococoncha socialis* E i c h w.

Все изложенное выше показывает, что девонские отложения в пределах описанных структурных регионов отличаются рядом особенностей строения, из которых наиболее характерными являются: 1) неодинаковая полнота разрезов и 2) неодинаковая степень возможностей их детального стратиграфического расчленения, объясняющаяся не столько разной степенью их изученности, сколько различными условиями осадконакопления.

Эти особенности отражаются на схеме корреляции девонских отложений Поволжья (см. табл. 11) и могут быть объяснены закономерностями палеогеографии и палеотектоники территории Поволжья в девонское время.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ПАЛЕОГЕОГРАФИИ

Территория Среднего Поволжья в нижнедевонскую эпоху представляла собой находившуюся в условиях аридного климата слабоприподнятую сушу, подавляющая часть поверхности которой являлась областью размыва. Лишь в краевых частях суши, совпадавших территориально с юго-восточной частью Рязано-Саратовского прогиба и северной частью Верхнекамской впадины, имели место опускания, сопровождавшиеся накоплением континентальных, преимущественно песчано-алевролитовых и частью глинистых и карбонатных осадков. Эти осадки (казанлинская свита), большей частью красноцветные, представляли собой отложения, накапливавшиеся в пресных озерных водоемах, существовавших в пределах материковых низменных равнин. К озерам со стороны приподнятых пространств суши многочисленными водными потоками приносился обломочный материал, источником которого являлись выступавшие на поверхности породы кристаллического фундамента и перекрывавшие их местами отложения рифейского и вендского возраста. Материковые равнины имели общий наклон в восточном направлении — к морю, существовавшему в нижнедевонскую эпоху на Урале и, возможно, в какой-то части Прикаспийской впадины.

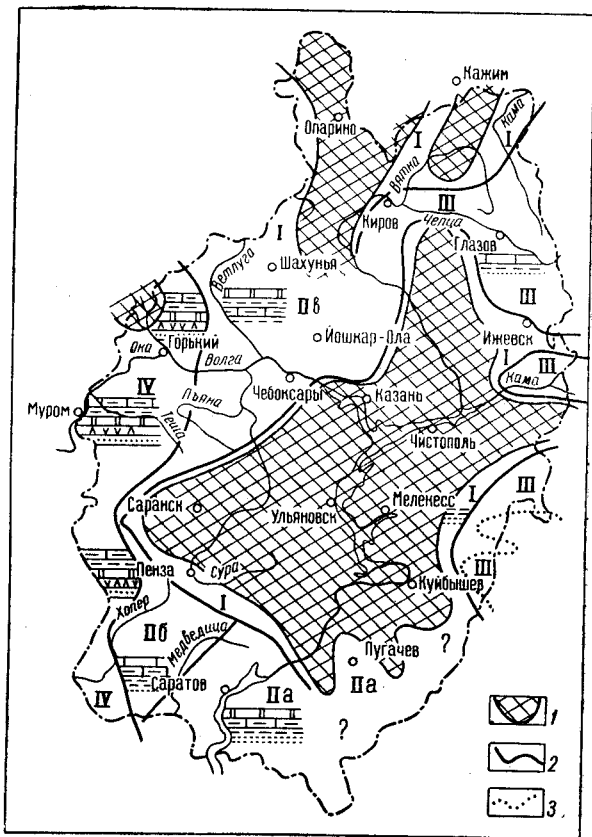
В конце нижнедевонской эпохи имели место поднятия, несколько изменившие конфигурацию нижнедевонского континента.

Эпоха среднего девона ознаменовалась распространением в пределы Среднего Поволжья морского бассейна, но центральная часть рассматриваемой территории в эйфельский век все еще продолжала оставаться сушей. Эта суша простиралась меридионально с севера на юг и имела извилистые контуры (рис. 26). В начале эйфельского века ее пониженные пространства захватывали центральную часть Московской синеклизы, северо-западную часть Рязано-Саратовского прогиба,

Рис. 26. Схематическая литолого-фациальная карта среднего девона. Эйфельский век (кальцеолово-бийское и морсовско-мосоловское время)

1 — области отсутствия эйфельских отложений; 2 — границы фациальных зон; 3 — западная граница распространения «пестроцветной толщи»

Фациальные зоны: I — прибрежно-морских отложений (песчаники и глины); II — мелководно-морских отложений морсовских и мосоловских слоев (IIa — песчаники, глины, доломиты, известняки; IIб — глины, известняки, песчаники; IIв — глины, известняки, доломиты); III — мелководно-морских отложений кальцеолового и бийского горизонтов (песчаники, глины, известняки); IV — лагуно-морских отложений морсовских и мосоловских слоев (песчаники, глины, известняки, доломиты, гипсы, ангидриты)



а также Сергиевско-Абдулинскую, Мелекесскую, Бузулукскую впадины и склоны сводов. Во всех этих областях существовали внутриконтинентальные пресноводные бассейны, в которых формировались пестроцветные осадки низов морсовских слоев и кальцеолового горизонта.

Позднее в связи с интенсивными тектоническими движениями в пределы рассматриваемой территории со стороны Уральской геосинклинали ингрессировал морской бассейн. Он проник в Сергиевско-Абдулинскую и Мелекесскую впадины и в смежные с ними районы юга Татарского свода, частично и севера Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов. Во всех захваченных морем районах накапливались прибрежно-морские песчано-глинистые отложения кальцеолового горизонта.

К этому же отрезку эйфельского времени относится образование в районе Пугачева и южнее морского пролива, через который морские

воды проникли и в западную половину рассматриваемой области. Возникновение пролива, очевидно, было связано с глыбовыми подвижками участка древней суши, отдельные блоки которой оказались опущенными. В прогнутую зону — морской пролив — со стороны приподнятых областей стал поступать обломочный материал — началось осаждение терригенных осадков сероцветной толщи. По западной окраине островной суши в это время продолжали формироваться преимущественно сероцветные песчано-алевролитовые и глинистые отложения нижней части морских слоев. В последующие этапы область суши еще более сократилась, морские воды проникли не только в пределы уже отмеченных территорий, но и севернее, и захватили современную Верхнекамскую впадину и прилегающие к ней районы. Здесь начали формироваться карбонатно-глинистые осадки нижней части бийского горизонта. На юге, в Саратовско-Пугачевском районе, продолжалось формирование сероцветных осадков. Вследствие приподнятого положения прилегавших к морскому проливу участков суши скорость накопления песчаных осадков превышала амплитуду погружения. Образовавшаяся в проливе мощная песчаная толща типа своеобразной «пересыпи» служила в какой-то степени барьером и мешала свободному проникновению морских вод в западные районы. В связи с этим западный участок эйфельского бассейна оказался в значительной мере изолированным, и в нем в условиях аридного климата происходило накопление сульфатно-доломитовых осадков нижней части морских слоев.

Впоследствии участки суши, поставившие обломочный материал, оказались сивелированными, терригенного материала стало поступать меньше и свободная связь с открытыми пространствами морского бассейна для западных районов восстановилась. Этому способствовало и общее опускание всей территории и, возможно, имевшиеся в отдельных участках блоковые оседания; в частности, они имели место в северной части Поволжья, где на фоне новообразовавшейся северной части Казанско-Кажимского прогиба возник новый морской пролив. Через этот северный морской пролив, так же как и через южный, нормально морские воды восточного водоема проникали в западный; в этом же направлении развивалась и морская трансгрессия. К концу морско-нижнебийского времени повсеместно происходило карбонатное осадочное накопление, причем на востоке шла садка известковых илов, а на западе — доломитовых, что указывает на сохранявшуюся все еще значительную соленость вод западной части водоема. Накопление терригенных пород, прерывавшееся временами осаждением карбонатных илов, продолжало сохраняться лишь на юге.

Конец эйфельского века ознаменовался широкой морской трансгрессией; на обширных площадях в морских условиях происходило накопление глинисто-известняковых верхнебийских и мосоловских отложений. Однако и в это время море все еще не покрывало целиком всю островную сушу, и вдоль берегов последней все еще продолжало происходить, как и в верхнеморское время, накопление прибрежно-морских песчано-глинистых осадков, окаймлявших сушу неширокой полосой. Фациальная зональность в распределении эйфельских образований отражена на рис. 26.

В конце верхнебийско-мосоловского времени началось сокращение морского бассейна. Территория, занятая сушей, вновь расширилась, особенно на востоке. В ее пределах местами господствовали условия размыва ранее накопленных осадков; в районах же значительной денудации на карбонатно-глинистых породах шло формирование кор выветривания. В зависимости от климатической обстановки, ставшей к этому времени гумидной, коры выветривания были или бокситопо-

добными (северо-восточный склон Татарского свода и южные районы Верхнекамской впадины), или каолиновыми (Сергиевско-Абдулинская и Мелекесская впадины, Оренбургский и Жигулевско-Пугачевский своды).

Регрессия эйфельского морского бассейна, начавшаяся в конце мосоловско-бийского времени, не закончилась и в начале живетского века; поднятия продолжали развиваться. В это время центральный материковый массив расширился за счет присоединения к нему с запада, юга и востока значительных площадей, в эйфельский век покрытых морем. Морской бассейн сохранился в это время на юге, в области южного склона Жигулевско-Пугачевского свода (район Пугачева), на территории Рязано-Саратовского прогиба и в прилегающих участках восточного склона Воронежской антеклизы. На севере морской бассейн продолжал некоторое время существовать в северной части Казанско-Кажимского прогиба.

На рассматриваемой территории повсеместно в начале живетского века (черноярское время) накапливались глинисто-известняковые осадки регрессивного характера, не имевшие существенной примеси грубого терригенного материала, что объясняется соседством областей осадконакопления с плоскоприподнятой сушей, на пенепленезированной поверхности которой продолжалось формирование коры выветривания.

К началу воробьевского (ольховского) времени поднятия достигли своей максимальной амплитуды. В результате полностью аннулировался морской пролив на севере, значительно обмелела западная все еще сохранявшаяся часть бассейна. Приподнятые массивы суши интенсивно размывались, поставляя массу обломочного, преимущественно кварцевого материала, сносившегося в сильно обмелевший и подвергавшийся опреснению водоем. Наиболее грубозернистые осадки накапливались в районах Пугачева, Саратова и Пензы. Западнее и южнее они становились все более мелкозернистыми. Ближе к Воронежскому массиву, в то время представлявшему собой плоскую равнину, кроме терригенных, накапливались и карбонатные осадки (Скловский и др., 1963).

В конце воробьевского времени на фоне блокового раздробления произошли значительные опускания рассматриваемой территории. В связи с трансгрессией моря в опущенные участки произошло расчленение ранее единого центрального континентального массива на ряд более мелких массивов (блоков), сравнительно более крупными из которых являлись (рис. 27): Котельничский, Кукморско-Глазовский и Ульяновско-Чебоксарский (с присоединенными к нему Звенигородским и Балаковским выступами).

Поднятия в начале воробьевского времени наиболее значительными были в северной части региона, поэтому естественно, что трансгрессировавший морской бассейн распространился прежде всего в юго-восточной части территории, захватив восточный склон современного Татарского свода, Мелекесскую и Сергиевско-Абдулинскую впадины, восточный и южный склоны Жигулевско-Пугачевского свода, Оренбургский свод, Рязано-Саратовский прогиб и примыкавшую к нему с юга погруженную зону восточного склона Воронежского свода.

Это соответствующим образом определило распределение фаций. В удалении от наиболее приподнятых участков накапливались преимущественно глинистые и карбонатные осадки, а в зоне, более приближенной к берегу, — только терригенные прибрежно-морские отложения. Терригенные осадки формировались в западной части Токмовского свода и восточной части Московской синеклизы. Здесь морской бассейн был весьма мелководным и опресненным. Подобные условия бассейна были характерны и для северной части Казанско-Кажимского прогиба,

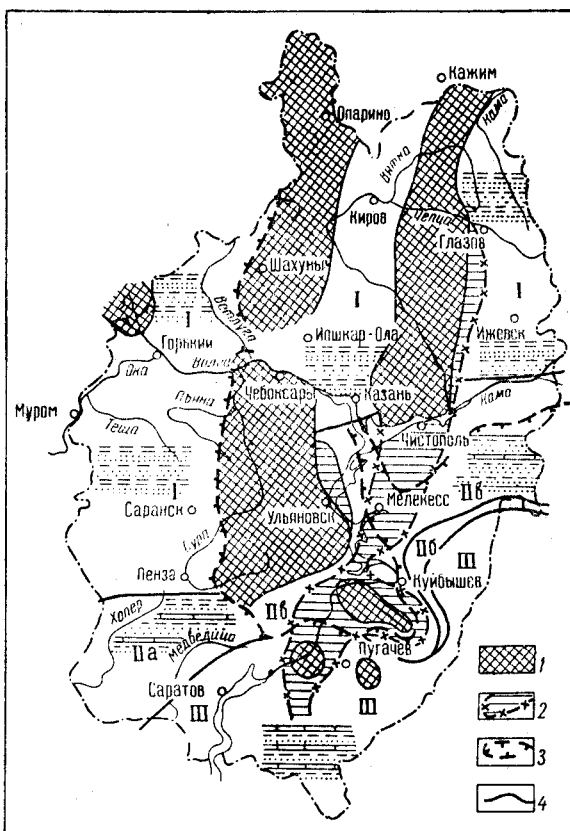
где существовал узкий морской залив. В нем формировались преимущественно песчаные осадки (за счет смыва в пролив обломочного материала, образовавшегося в результате разрушения древних кристаллических пород Котельничского и Кукморско-Глазовского блоков). Связи между северной и южной ветвями Казанско-Кажимского прогиба в воробьевское время еще не было.

Трансгрессия моря в воробьевское время в направлении на запад «срезала» местами значительную толщу более древних отложений:

Рис. 27. Схематическая литолого-фациальная карта. Живетский век (воробьевское, ардатовское и муллинское время)

1 — области отсутствия отложений живетского яруса; 2 — области отсутствия муллинских слоев; 3 — область распространения воробьевских слоев; 4 — границы фациальных зон

Фациальные зоны: I — континентальных и прибрежных отложений воробьевских, ардатовских, муллинских слоев (песчаники, алевролиты, глины); II — прибрежных и мелководно-морских отложений воробьевских, ардатовских и муллинских слоев (IIa — воробьевские и ардатовские песчаники, глины и известняки, муллинские песчаники и глины; IIб — ардатовские и муллинские песчаники, глины и карбонаты, воробьевские песчаники и глины; IIв — ардатовские песчаники, глины и известняки, воробьевские и муллинские песчаники, глины); III — мелководно-морских отложений воробьевских, ардатовских и муллинских слоев (песчаники, глины, известняки)



черноярских, мосоловских и морсовских и даже нижнедевонских (Степновско-Фурмановская и другие зоны поднятий).

Более значительной была вторая фаза трансгрессии живетского моря — в ардатовское время. В этот момент опускалась восточная часть Кукморско-Глазовского блока. От Ульяновско-Чебоксарского блока морскими проливами отделились островные площади Звенигородского и Балаковского выступов. Северная и южная ветви Казанско-Кажимского прогиба соединились.

Море в ардатовское время, перекрыв территории развития воробьевских отложений, вышло за их пределы в ранее бывшие континентальные пространства. Не исключена возможность, что морем в ардатовское время были перекрыты южная часть северной вершины Татарского свода и частично площади Звенигородского и Балаковского выступов. Открытые пространства морского водоема располагались непосредственно к югу от Ульяновско-Чебоксарского блока.

Южнее линии Тамбов — Юлово-Ишим — Комаровка — Сызрань — Новиковка — Камское Устье — Аксубаево — Грахань — Голышурма происходило накопление песчано-глинисто-карбонатных осадков с нормальной морской фауной. Местами здесь вокруг местных поднятий возникали небольшие кораллово-строматопоровые рифы (Балаково, Советское, Нурлаты).

К северу от указанной линии происходило накопление песчано-алевритово-глинистых осадков (за исключением приподнятых участков сводов).

На восточном склоне Кукморско-Глазовского блока водоем был весьма мелководным и опресненным. Здесь формировались лишь терригенные прибрежно-морские осадки. Такой же характер бассейн имел в западной части Токмовского свода и в восточной части Московской синеклизы. В Казанско-Кажимском прогибе по-прежнему сохранились условия изолированности, преобладающим являлось терригенное осадконакопление: на севере — мощные толщи песков, в более южных районах — песчано-алевритово-глинистая толща.

В конце староскольского времени наметилось начало регрессии бассейна, особенно ярко проявившейся в муллинское время. Регрессия шла на фоне поднятий. Довольно значительный подъем территории имел место в центральной части Поволжья. В результате его Кукморско-Глазовский блок, Звенигородский и Балаковский выступы стали представлять собой единую цепь поднятий; их соединял возникший между ними так называемый Юхмачинский мост, расположенный в западной части современной Мелекесской впадины. Незначительное поднятие испытала и восточная часть Ульяновско-Чебоксарского блока. Открытые пространства морского водоема, накапливающие терригенно-карбонатные осадки, сместились к югу и востоку. На остальной территории происходила седиментация прибрежно-морских (местами и континентальных) песчано-глинистых образований.

В начале верхнедевонской эпохи (пашийское время) палеогеографическая обстановка на территории Поволжья напоминала обстановку конца живетского века.

Характерной особенностью палеогеографии пашийского времени явилось дальнейшее резкое обособление почти меридиональной зоны поднятий, которая прослеживалась от верховьев Вятки и Камы почти непрерывно до района Балаково, возможно, далее к району Волгограда (Камышин, Тормосино). Западнее этой зоны поднятий располагалась другая полоса, особенно четко выраженная на севере, объединявшая Котельничский и Ульяновско-Чебоксарский блоки. Между этими двумя зонами поднятий резко выделялась значительная по своим размерам область опусканий (рис. 28), протягивавшаяся с севера через Казанско-Кажимский прогиб к восточному и юго-восточному склонам Жигулевско-Пугачевского свода и прилежащим территориям Рязано-Саратовского прогиба и юго-восточного склона Воронежского свода (к территории так называемого Нижневолжского прогиба; наименование дано Тихим и Назаренко, 1960 г.). Развитие всей этой полосы меридиональных опусканий сопровождалось интенсивными тектоническими движениями, обусловившими возникновение целой серии разломов, с которыми были связаны вулканические излияния, проявившиеся в ряде мест (Сырьяны, Казаклар, Гусиха, Волгоградское Поволжье).

Морской бассейн в пашийское время на территории Поволжья сохранился примерно в тех же границах, что и в конце живетского века. Однако он еще более обмелел, карбонатное осадконакопление в нем резко уменьшилось. Местами существовали незначительные поднятия и в связи с этим частые перемены более древних муллинских отложений.

Особенно значительными они были в области, прилегающей к восточной меридиональной полосе суши.

В пашийское время почти повсеместно накапливались песчано-глинистые отложения. В восточных районах это были в основном мелководные осадки, формировавшиеся на очень сложно топографически построенной поверхности (фациальная зона IV). В более приподнятой северной части восточного района (Глазов и др.) условия осадконакопления приближались к континентальным (II зона). К западу от

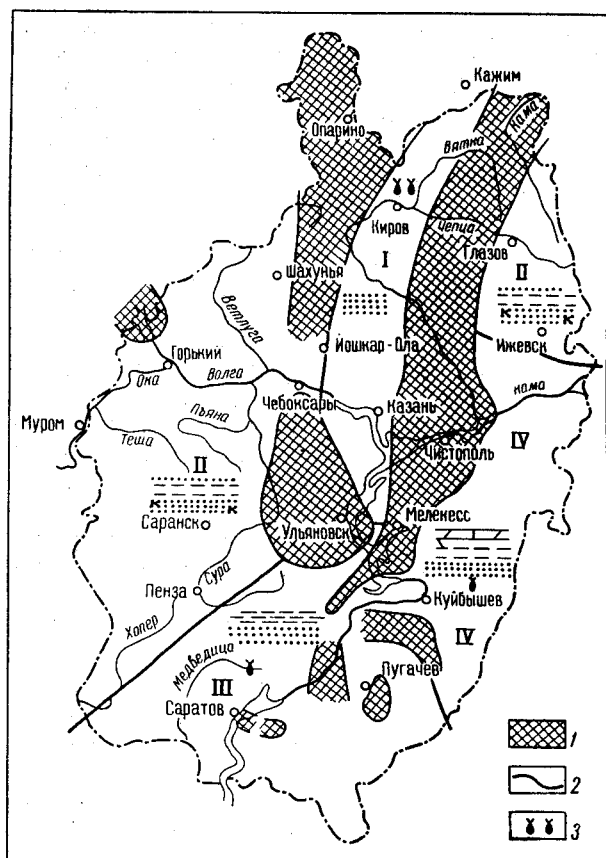


Рис. 28. Схематическая литоло-фациальная карта верхнего девона. Франский век (пашийское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон; 3 — лавы, туфы и туфиты основного состава

Фациальные зоны: I — континентальных (предположительно аллювиальных) отложений (светло-серые песчаники); II — континентальных и прибрежных отложений (песчаники и глины и частично красноватые); III — прибрежно-морских отложений (песчаники, алевролиты, глины); IV — прибрежно-морских и мелководно-морских отложений (песчаники, алевролиты, глины и редкие прослои мергелей и известняков с фауной)

поднятий пашийский бассейн, также крайне мелководный, отличался накоплением главным образом пестроцветных терригенных песчано-глинистых осадков (II фациальная зона). Прибрежно-морской характер имели песчано-глинистые отложения Саратовского Поволжья (III зона).

Особые условия осадконакопления существовали в Казанско-Казимском прогибе. Здесь в начале пашийского времени отлагались в основном песчано-глинистые аллювиальные осадки (I зона), к концу пашийского времени стали формироваться и алевролитоглинистые мелководные отложения.

Кыновское время явилось началом длительного трансгрессивного этапа развития верхнедевонского морского бассейна. В начале морские карбонатно-терригенные осадки накапливались в восточной части территории в пределах склонов Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов и в области разделяющей их Сергиевско-Абдулинской впадины. Несколько западнее отлагались прибрежно-морские песчано-глинистые осадки. В прибортовой части Прикаспийской впадины, на восто-

чном склоне Воронежского свода, а также в северной части Казанско-Кажимского прогиба формировались, как и в пашийское время, преимущественно песчаные осадки, и лишь местами (Сырьяны) накапливались карбонатные илы. В западной части региона в нижнекыновское время также продолжали формироваться прибрежно-континентальные терригенные осадки.

В конце нижнекыновского времени имела место регрессия, которая способствовала созданию в восточной части территории своеобразной лагунной обстановки с накоплением глинистых осадков шоколадного и зеленого цвета, обогащенных шамотом. Вблизи восточного склона Ульяновской суши в это время возникли красноцветные и местами углестые породы. Ранее образовавшиеся отложения были частично размыты.

Более значительная трансгрессия характерна для среднекыновского времени: морские воды покрыли всю территорию, вплоть до восточных склонов Котельничского и Ульяновско-Чебоксарского блоков, захватили склоны Звенигородского выступа и проникли в пределы юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба (рис. 29). Почти повсеместно формировались карбонатные или карбонатно-терригенные осадки; первые отлагались в удалении от все еще приподнятой полосы суши Ульяновск — Котельнич, а вторые — вблизи нее. Кукморско-Лойненский блок опустился, и в его пределах происходило накопление преимущественно карбонатных осадков.

В верхнекыновское время северная часть Кукморско-Лойненского блока вновь испытала некоторое поднятие. Казанско-Кажимский прогиб интенсивно погружался. В погружение были вовлечены также краевые части Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов и Нижневолжский прогиб. Здесь повсеместно накапливались тонкоотмученные глинистые породы, в большей или меньшей степени обогащенные органическим веществом. Наиболее битуминозные осадки наблюдаются на южном склоне Татарского свода и прилегающей части Сергиевско-Абдулинской впадины, где в это время образовался грабенообразный Алтунино-Шунакский прогиб, в котором происходило образование битуминозных илов (IV фациальная зона).

К концу кыновского времени море настолько сильно расширило свои границы, что перекрыло не только Котельничский свод, но проникло частично и в Московскую синеклизу; на юге оно распространилось на значительную площадь Рязано-Саратовского прогиба, а, возможно, также в районы Немско-Лойненского свода и Верхнекамской впадины. Формировались в это время преимущественно карбонатные или карбонатно-глинистые осадки. Лишь к западу от Ульяновской суши, сохранившей островное положение, по-прежнему продолжается образование прибрежно-морских терригенных осадков (рис. 30, I фациальная зона).

К началу саргаевского времени в Поволжье почти не сохранилось возвышенных участков суши. Морской бассейн саргаевского времени перекрыл почти все ранее существовавшие островные участки суши; оставшиеся участки были сильно сnivelированы (за исключением резко сократившегося по площади Звенигородского выступа) и не могли представлять в море больших масс терригенного материала. Местами небольшим его источником могли служить лишь размывавшиеся в процессе развития саргаевской трансгрессии более древние отложения, в том числе кыновские.

Саргаевские отложения в основном карбонатные, частью карбонатно-глинистые. Фациальные особенности различных их комплексов обусловлены палеотектоническим планом, в некоторых чертах унаследованном от кыновского времени. По-прежнему (рис. 31) проявляет

себя Казанско-Кажимский прогиб, где накапливаются глинисто-карбонатные осадки (V и VI фациальные зоны). Продолжается развитие иловой впадины на востоке Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов, Сергиевско-Абдулинской впадины (VII и VIII фациальные зоны). В Верхнекамской впадине формировались более мелководные известняки (IX зона), а местами в районах отмелей — и доломиты (X зона). На Токмовском своде шло накопление глинисто-карбонатных

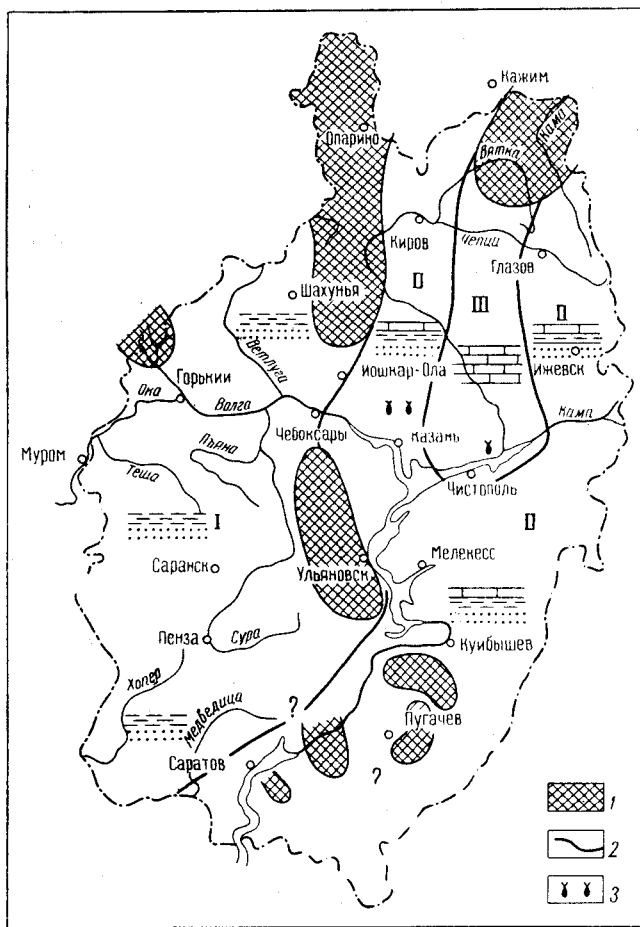


Рис. 29. Схематическая литолого-фациальная карта верхнего девона. Франский век (среднекейновское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон; 3 — лавы, туфы и туффиты основного состава

Фациальные зоны: I — прибрежных и мелководно-морских отложений (песчаники и глины); II — мелководно-морских отложений (песчаники, глины, известняки); III — мелководно-морских отложений (известняки)

осадков с многочисленными известняковыми конгломератами (IV зона). В краевых участках бассейна более заметной была примесь терригенного материала, принесенного с Балтийского щита и Тормосинского выступа (I, II и III фациальные зоны).

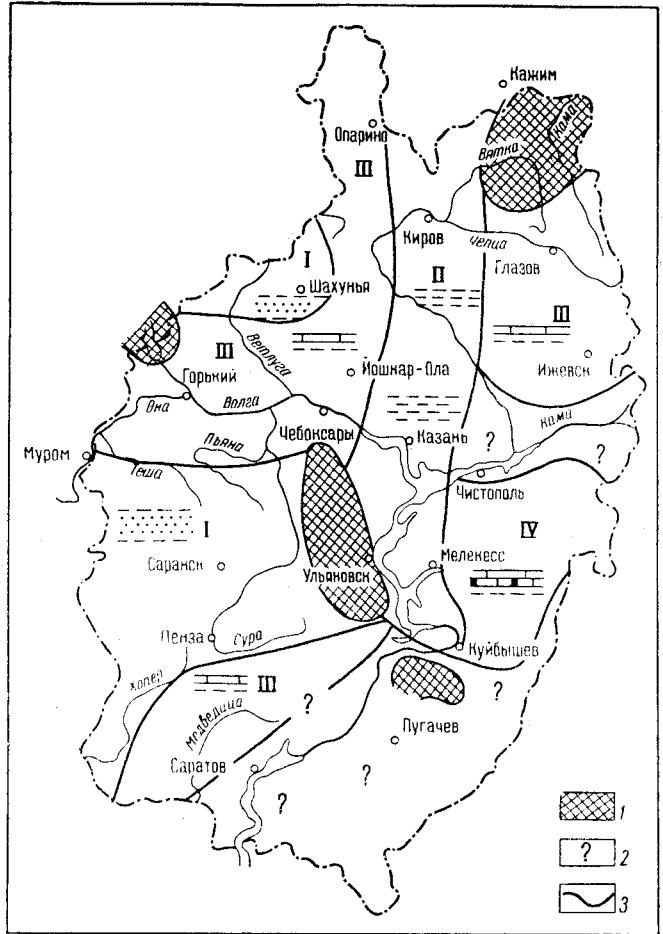
Несмотря на широкую трансгрессию, саргаевский морской бассейн оставался весьма мелководным, о чем свидетельствуют многочисленные остатки сине-зеленых водорослей, наблюдаемые во всех участках развития саргаевских отложений.

В семилукское время в отличие от саргаевского проявились поднятия в краевых частях бассейна — Тормосинском выступе, северной части Воронежского свода, восточной части Балтийского щита, возможно и во внутренних частях водоема. Это имело свое отражение в изменении гидрохимического режима бассейна — в его распреснении, в созда-

нии большей обособленности отдельных участков и в регрессивном характере залегания семилукских отложений по сравнению с саргавскими. Вследствие всех этих условий в бассейне накапливалось значительное количество органического вещества. Фациальная характеристика семилукских отложений неоднородна. В западной части бассейна формировалась так называемая рудкинская фацция, характеризовавшаяся карбонатным и преимущественно глинистым составом

Рис. 30. Схематическая литолого-фациальная карта верхнего девона. Франский век (верхнекембровское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — области предполагаемого отсутствия отложений; 3 — границы фациальных зон
 Фациальные зоны: I — прибрежно-морских отложений (песчаники и глины); II — мелководно-морских отложений (глины, известняки); III—IV — мелководно-морских отложений обособленных участков шельфа (III — преимущественно глинистых отложений, IV — известняково-глинистых битуминозных отложений)



отложений, а также относительно малой битуминозностью (рис. 32; I и II фациальные зоны). В восточной части отлагались в основном битуминозные известняково-сланцевые осадки доманиковой фации (IV зона), частью (в полосе между Немско-Лойненским и Татарским сводами) рифогенные фации светлых небитуминозных известняков и доломитов (V зона). В наметившейся еще в муллинско-пашийское время зоне разломов, приуроченной к Казанско-Кажимскому и Нижневолжскому прогибам, формировались переходного характера (между рудкинскими и доманиковыми фациями) образования — глинистые битуминозные известняки с прослоями мергелей, глин и сланцев (III зона).

Во вторую половину семилукского времени площадь осадконакопления значительно сократилась, сохранившись в основном лишь к западу от зоны древних разломов.

Таким образом, в семилукское время по сравнению с саргаевским морской бассейн являлся регрессивным. Его осадки сохранили ряд черт, свидетельствующих об изолированности по крайней мере отдельных участков бассейна.

С начала бургеского (алатырского, мендымского) времени морской бассейн в пределах Поволжья приобрел черты открытого моря. Новая волна трансгрессий обусловила развитие почти повсеместно в это время мелководных известняковых осадков с обильными остатками водорослей

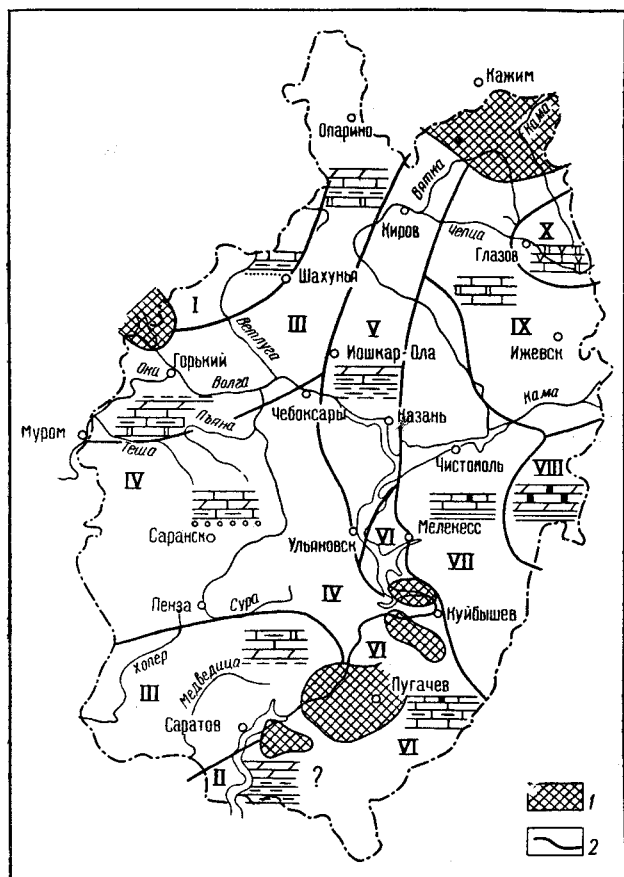


Рис. 31. Схематическая литолого-фациальная карта верхнего девона. Франский ярус (саргаевское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон

Фациальные зоны: I — прибрежно-морских и мелководно-морских отложений (известняки, аргиллиты и алевролиты); II—IV — мелководно-морских отложений верхнего склона шельфа (II — аргиллиты, мергели с редкими прослоями известняков, III — глинистые известняки, мергели, аргиллиты, редко доломиты, IV — мергели, глинистые известняки и известняковые конгломераты); V—VIII — мелководно-морских отложений обособленных участков шельфа (V — аргиллиты, известняки, мергели; VI — глинистые известняки, слабобитуминозные; VII — переслаивание серых известняков и темно-серых битуминозных известняков и сланцев; VIII — темно-серые, бурые и темно-коричневые мергели и сланцы, сильнобитуминозные); IX—X — мелководно-морских отложений приподнятых участков шельфа и отмелей (IX — известняки, доломиты; X — известняки и доломиты с сульфатами)

в низах этих отложений. Накопление терригенных песчано-глинистых образований наблюдалось лишь в краевых частях бассейна (в основном за пределами Среднего Поволжья). Формирование карбонатно-глинистых осадков со значительным содержанием органического вещества было приурочено лишь к узким зонам грабенообразных понижений (Алтунино-Шунакский прогиб, Кулешовка, Спиридоновка).

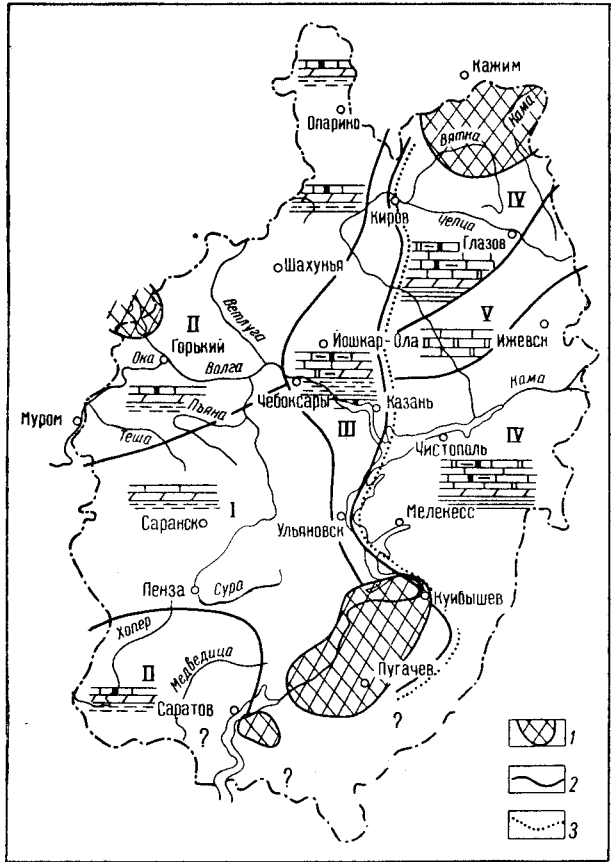
Во второй половине бургеского времени морской бассейн превратился в полузамкнутый, регрессивный. Вдоль его западных окраин шло накопление в основном песчано-глинистых прибрежных отложений, в западных частях рассматриваемой территории — мелководных карбонатно-глинистых алатырских осадков (рис. 33; I, II и III фациальные зоны). Область их формирования на востоке ограничивалась вышеупомянутой меридиональной зоной разломов (и блоковых дислокаций), в которой формировались известняково-доломитовые отложения (IV зона), имевшие, возможно, характер рифовых банок. Еще далее на

восток, так же как и в семилукское время, располагалась область накопления битуминозных карбонатно-глинистых образований доманикового типа. Лишь отдельные участки этой крайней восточной полосы рассматриваемой территории, испытавшие в начале трансгрессии некомпенсированное прогибание, стали в бургское (мендымское) время районами накопления мелководных, возможно рифовых образований «самсоновского» типа (Акташ, Байтуган, Кулешовка и др.).

Рис. 32. Схематическая литолого-фациальная карта. Франкий век (семилукское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон; 3 — предполагаемая восточная граница распространения верхней части семилукских отложений

Фациальные зоны: I—II — мелководно-морских отложений верхнего склона шельфа (I — глины, мергели, известняки; II — глины, мергели, известняки слабобитуминозные); III—IV — мелководно-морских отложений обособленных участков шельфа (III — глинистые битуминозные известняки с прослоями мергелей, гли и сланцев; IV — известняки, мергели и сланцы); V — мелководно-морских отложений приподнятых участков шельфа (возможно рифогенные) — известняки и доломиты светло-серые, небитуминозные



На грани бургского и воронежского времени в Среднем Поволжье произошли интенсивные тектонические подвижки, вызвавшие значительную перестройку его структурного плана. В восточной части Среднего Поволжья возникла система Камско-Кинельской впадины, а к западу от нее — ряд локальных поднятий, приуроченных к району Казани и к западной части Жигулевско-Пугачевского свода (Балаковский выступ, Звенигородский выступ, Самарская Лука и др.). В пределах этих поднятий в предворонежское время оказались иногда очень глубоко размытыми ранее накопленные отложения. Местами и вне этих локальных поднятий в подошве воронежских образований залегают известняковые конгломераты.

Воронежское время ознаменовалось развитием обширной морской трансгрессии, сопровождавшейся почти повсеместным отложением карбонатных осадков. Чисто карбонатный тип осадконакопления характерен для северо-востока и юго-востока рассматриваемой территории (рис. 34, фациальная зона IV). Западнее он сменяется карбонатно-глинистым

(II зона), а на крайнем северо-западе — карбонатно-глинисто-сульфатным (I зона). Карбонатно-сульфатный тип осадков характерен для районов верховьев бассейна р. Вятки (III фациальная зона). В пределах Камско-Кинельской впадины шло накопление карбонатно-глинисто-кремнистых битуминозных осадков (VI зона), к юго-востоку от нее — известняков глинистых, слабобитуминозных (VII зона).

Своеобразным является строение воронежского горизонта в районе Казани, где он представлен выполняющей ложбину размыва терриген-

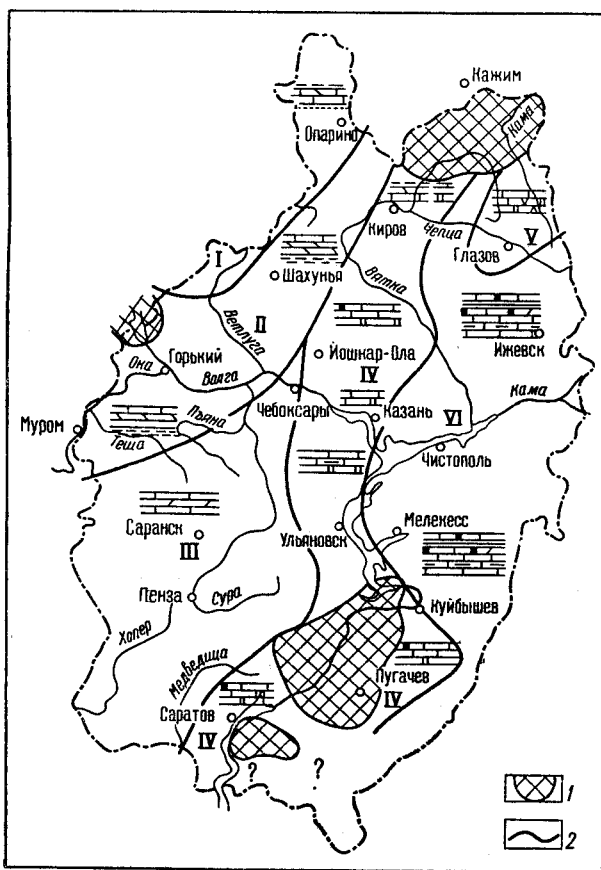


Рис. 33. Схематическая литолого-фациальная карта верхнего девона. Франский век (бургское, алатырское, мендымское время)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон. Фациальные зоны: I—III — прибрежно-морских и мелководно-морских отложений верхнего склона шельфа (I — мергели, известняки, алевролиты; II — мергели, известняки, глины; III — известняки и мергели); IV—V — мелководно-морских отложений приподнятой части шельфа, возможно рифы и отмели (IV — известняки и доломиты; V — доломиты и известняки с сульфатами); VI — мелководно-морских отложений обособленной части шельфа (глинистые известняки, сланцы)

ной толщей услонской свиты с пластами каменных углей и редкими прослоями мергелей и известняков (V зона).

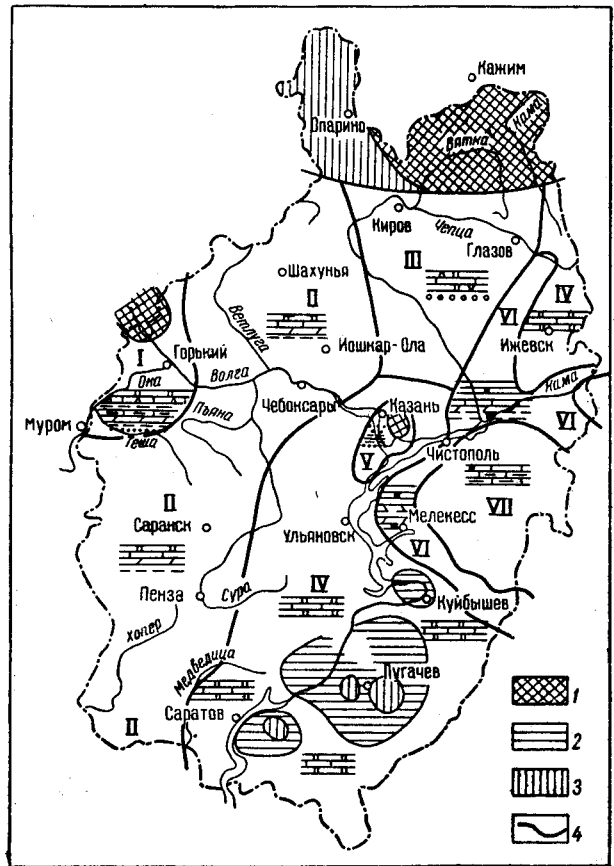
Начиная с евлановско-ливенского времени, Камско-Кинельская впадина стала оказывать существенное влияние на общий ход осадконакопления в западной части территории Поволжья. Она стала являться как бы барьером на пути продвижения с востока морских вод. В связи с этим, а также благодаря интенсивному поднятию Русской платформы к концу верхнефранского времени и одновременно наметившейся аридизации климата в западных районах стал развиваться процесс накопления доломитов и сульфатов (I, II, III и IV фациальные зоны). Лишь к востоку от Камско-Кинельской впадины сохранились нормальный химизм морских вод, в связи с чем шло накопление преимущественно известняков. Вдоль краевых частей Камско-Кинельской впадины, особенно вдоль ее западного контура, формировались образования, возможно, рифового характера.

Влияние меридиональной зоны разломов в конце верхнефранского времени несколько снизилось, но, очевидно, не потеряло полностью своего значения. Вероятно, с ней следует связывать продолжавшееся развитие Пугачевско-Балаковского, Степновского, Самаролукского поднятий, что и обусловило уничтожение здесь отложений воронежского горизонта.

Медленный подъем Русской платформы, начавшийся в верхнефранское время, продолжался и в фаменский век. В морском обме-

Рис. 34. Схематическая литолого-фациальная карта. Франский век (воронежское, евлановское и ливенское время)

1 — области отсутствия воронежских, евлановских и ливенских отложений; 2 — области отсутствия отложений воронежского горизонта; 3 — области отсутствия отложений евлановского и ливенского горизонтов; 4 — границы фациальных зон. Фациальные зоны: I—II — лагуно-морских и мелководно-морских отложений верхнего склона шельфа (I — известняки, доломиты, мергели, гипсы, глины, алевролиты; II — известняки, доломиты, мергели, глины); III—V — мелководно-морских отложений приподнятых участков шельфа (III — известняки и доломиты, редко сульфаты; IV — известняки и доломиты; V — пески и глины); VI—VII — мелководно-морских отложений обособленных участков шельфа (VI — известняки, глинистые и кремнистые сланцы; VII — известняки глинистые, слабобитуминозные)



левшем бассейне усилилось осаждение магнезиально-карбонатно-сульфатных илов. В нижнефаменское время оно было наиболее резко выражено в восточных районах платформы, ограниченных в основном Камско-Кинельской впадиной. В пределах самой впадины, по-видимому, продолжался процесс некомпенсированного прогибания и накопления битуминозных известняково-глинистых осадков, а по ее бортам участками продолжали развиваться рифовые фации. К западу от впадины происходило осаждение в основном известковых илов, в меньшей мере — доломитов и сульфатов. Это объяснялось тем, что в начале фаменского века в бассейн со стороны Балтийского щита стали поступать в значительно большем количестве, чем раньше, пресные воды, которые уменьшили концентрацию солей. В краевых зонах бассейна (за пределами Поволжья) накапливались значительные толщи терригенных, преимущественно песчаных отложений.

В верхнефаменское время регрессивный характер морского бассейна стал особенно отчетливым. Бассейн превратился в очень мелководный плоский водоем, по окраинам которого наметились лагунные зоны, отделенные от большей части бассейна областями относительных поднятий. Одна из таких областей поднятия располагалась в районе Токмовского свода. Концентрация солей в бассейне была весьма значительной. Поэтому в западной части Поволжья в позднефаменское время почти повсеместно накапливались и сульфатные породы, осо-

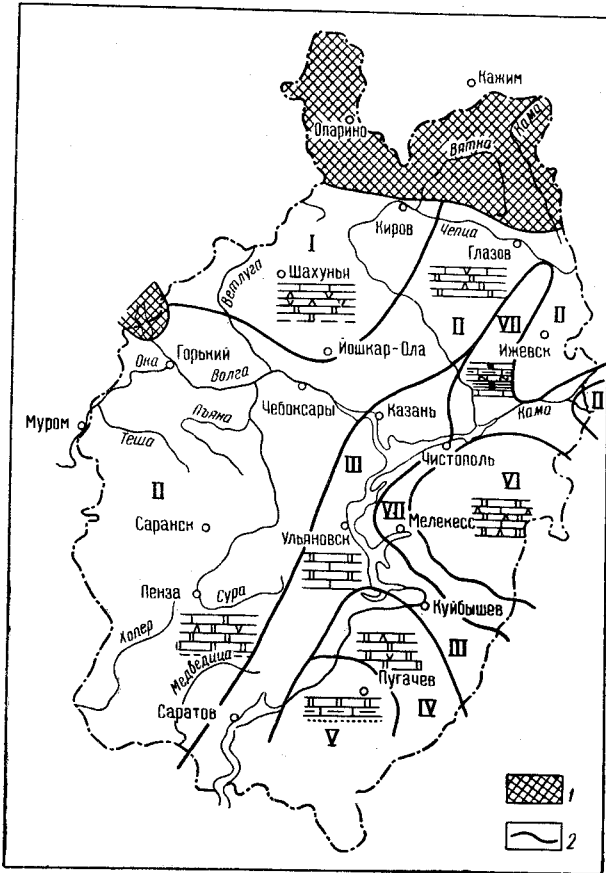


Рис. 35. Схематическая литолого-фациальная карта. Фаменский век, задонское, елецкое, данковское и лебедянского времени)

1 — области отсутствия отложений; 2 — границы фациальных зон
 Фациальные зоны: I—II — лагунно-морских и мелководно-морских отложений верхнего склона шельфа (I — доломиты, глины, известняки, гипсы, ангидриты; II — преимущественно доломиты и известняки с прослоями гипса и ангидрита); III—VI — мелководно-морских отложений приподнятой части шельфа (III — доломиты и известняки; IV — доломиты с включениями гипса и ангидрита; V — доломиты, глинистые известняки и редкие прослои песчаников; VI — известняки и доломиты с сульфатами); VII — мелководно-морских отложений обособленной части шельфа (глинистые, кремнистые, битуминозные известняки и сланцы)

бенно в краевых зонах моря (рис. 35, I фациальная зона). Вместе с тем Камско-Кинельская впадина продолжала развиваться в прежнем плане; в ней по-прежнему шло образование глинистых и кремнистых битуминозных известняков и сланцев. Так же, как и ранее, она разграничивает различные фациальные зоны бассейна. К западу от нее шло накопление в основном доломитовых и сульфатных осадков, к востоку — в основном известковых. Это было обусловлено, вероятно, значительным распреснением восточной части бассейна за счет водных потоков со стороны Урала, испытывавшего в это время интенсивное поднятие (Смирнова, 1962 г.).

Конец фаменского века ознаменовался новым подъемом территории Русской платформы, особенно заметным в ее восточной части (северо-восток Татарии и др.), где местами отдельные участки вышли из-под уровня моря. Это определило образование на поверхности фаменских

отложений коры выветривания и возможность местами размыва их верхней части. О наличии следов размыва свидетельствуют известняковые конгломераты, залегающие в основании заволжского горизонта, а также отсутствие верхней части фаменских отложений в пределах Камско-Кинельской впадины (северо-восточная Татария).

Последующая геологическая история девонских отложений Среднего Поволжья была в основном историей их захоронения под более юные образования. Исключение составляет север рассматриваемой территории, где в обстановке предкаспийских и среднекаменноугольных поднятий сохранность девонских отложений оказалась нарушенной. В Казанско-Кажимском прогибе размыв дошел до кыновских отложений, на Немско-Лойненском своде — местами даже до кристаллического фундамента (Воронье, скв. 12 и др.). Разрушенными оказались девонские отложения и к северо-западу от Горького, в районе Воротиловского выступа, но здесь уничтожение их было сопряжено с более поздними, чем каменноугольные, событиями, обусловленными тектоническими движениями позднепалеозойского и раннемезозойского времени.

Изложенный материал показывает, что девонские отложения Поволжья к настоящему времени изучены достаточно детально. Вместе с тем многие вопросы требуют дальнейшего уточнения. Среди них в области стратиграфии важное значение имеют: 1) уточнение возраста казанлинской свиты и ее аналогов, а также выяснение ее соотношений с более древними осадочными образованиями; 2) уточнение стратиграфического положения морских и мосоловских слоев и выяснение их взаимоотношений с бийским горизонтом. Большое значение в этом отношении должно иметь детальное изучение этих отложений в пограничных районах Куйбышевской, Саратовской и Оренбургской областей (Перелюб, Иргиз, Соболево и другие районы); 3) расчленение терригенной толщи среднего и низов верхнего девона в области развития прибрежно-континентальных фаций (Токмовский свод, Московская синеклиза и др.); 4) уточнение возраста пашийских отложений в районе Самарской Луки, где имеются карбонатные породы с морской фауной; 5) более дробное расчленение отложений кыновского горизонта в области развития морских и лагунных фаций; 6) расчленение семилукского горизонта в западных районах и уточнение его соотношений с доманиковыми и мендымскими слоями восточных районов; 7) детализация стратиграфии карбонатных толщ франского и фаменского ярусов в восточных районах; 8) выделение устойчивых реперов, обладающих четкими электрокаротажными, литологическими и фаунистическими характеристиками, что имеет важное значение для региональных структурных построений; 9) изучение ритмичности осадконакопления и на основании этого, с учетом фаунистических комплексов, уточнение границ между ярусами, подъярусами и горизонтами.

В области палеогеографии и истории развития девонского бассейна заслуживают дальнейшего изучения: 1) региональные перерывы и соотношения трансгрессивных и регрессивных фаз бассейна; 2) уточнение границ фациальных зон, особенно в эйфельский и живетский века; 3) изучение влияния разломов на распределение фациальных зон. Особое внимание следует при этом уделить меридиональной системе разломов, с которой связаны были в девонский период значительные вулканические излияния (Эллерн, Валеов, Ситдииков, 1963); 4) изучение характера вулканических проявлений в девонское время и связи их с тектоническими движениями.

Все эти вопросы имеют не только теоретическое, но и большое практическое значение, так как изучение их может способствовать совершенствованию методики поисков и разведки в девонских отложениях полезных ископаемых, в том числе в первую очередь залежей нефти и газа, которыми так богаты девонские отложения Поволжья.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения в пределах Среднего Поволжья и северной части Нижнего Поволжья распространены повсеместно, но на дневную поверхность они выходят лишь на ограниченных площадях на Самарской Луке, в Алатырской и Сурско-Мокшинской зонах поднятий, в зоне Саратовских дислокаций и к югу от рассматриваемой территории, в зоне дислокаций Волгоградской области. В северной и центральной частях территории обнажаются преимущественно верхнекаменноугольные отложения, в небольших выходах по рекам Иссе и Сивинь имеется и средний карбон; южнее, в Саратовской и Волгоградской областях, выходят средне- и верхнекаменноугольные отложения. На всей остальной части описываемой территории каменноугольные отложения покрыты мощной толщей более поздних отложений.

Разрезы каменноугольных отложений различны по полноте, фациальному составу и мощностям. Так, на севере и западе территории почти полностью выпадают турнейский и башкирский ярусы, а на юге — сокращаются или частично отсутствуют намюрские, верхнемосковские и верхнекаменноугольные отложения. Эти особенности стратиграфии каменноугольных отложений северо-западной, западной и южной частей территории Поволжья отражают разновременность основных колебательных движений Русской платформы. Не менее ярко сказываются на стратиграфическом разрезе и более мелкие фазы тектонических движений.

Каменноугольные отложения в основном представлены карбонатными породами с преобладанием доломитов в северо-западной части территории и в верхних частях стратиграфических подразделений известняков — на востоке и юге и в нижних частях разрезов. Терригенные породы повсеместно приурочены к нижней части визейского яруса, а также к верхней части башкирского и нижней — московского ярусов.

Общая мощность каменноугольных отложений колеблется от 410 до 1810 м, иногда достигает больших величин.

Первым периодом в изучении стратиграфии каменноугольных отложений Поволжья можно считать время с конца XVIII в. до начала 30-х годов нашего столетия (первого бурения на нефть на Самарской Луке). В течение этого времени были изучены лишь выходы карбона на поверхности, в основном верхнего его отдела, в разных районах Поволжья. Крупнейшие достижения в области изучения стратиграфии и тектоники карбона Среднего Поволжья и Заволжья связаны с именами С. Н. Никитина (1886₂) и А. П. Павлова (1887, 1896), установившего выход среднекаменноугольных отложений в зоне Саратовских дислокаций.

Исчерпывающий обзор стратиграфических исследований карбона Поволжья за этот период приведен в сводках А. Д. Архангельского (1911, 1922₂, 1934). Наиболее слабо были исследованы выходы каменноугольных отложений в пределах Алатырской и Сурско-Мокшинской зон поднятий, где не всегда достаточно обосновано выделались даже ярусы. Пример классического изучения стратиграфии каменноугольных отложений представляет собой труд М. Э. Ноинского «Самарская Лука» (1913). В верхнем карбоне (включая в него и швагериновый горизонт)

М. Э. Ноинский выделил шесть горизонтов и дал им полную фаунистическую, литологическую и фаціальную характеристику.

Полнее карбон был изучен в полосе Доно-Медведицких нарушений. Наибольшее значение имеют работы С. В. Семихатовой (1926, 1929, 1930 и др.).

Второй этап исследования — с начала 30-х годов до 1941 г. — характеризуется началом изучения каменноугольных отложений по разрезам скважин. Скважины 401 у Сызрани и 402 в Яблоновом Овраге впервые вскрыли весь разрез карбона. Во второй половине 30-х годов была пробурена первая глубокая скважина на севере — в Вожгалах, начинается глубокое бурение в Татарии (Булдырь и др.), широко разворачивается бурение на Самарской Луке, в Куйбышевском Заволжье и в Саратовском Поволжье (Тепловка и др.). Впервые для обоснования стратиграфических подразделений наряду с изучением других групп окаменелостей широко используются фораминиферы. При этом делаются попытки сопоставления местных стратиграфических схем с общепринятыми стратиграфическими шкалами Подмосковского бассейна или Урала (Раузер-Черноусова, 1934, 1938; Семихатова, 1934; Малахова, 1941₂ и др.). Продолжает изучение брахиопод карбона С. В. Семихатова (1936 г. и др.). Впервые в 1934 г. ею поднимается вопрос о башкирском ярусе. Наиболее детально исследуются нефтеносные отложения Куйбышевского Поволжья и Заволжья (Самарская Лука, Бугурусланский район). В сводной работе под редакцией В. М. Сеньюкова и И. О. Брода (1941) и в более поздней статье В. Г. Васильева (1946) приводятся результаты стратиграфических исследований за эти годы Т. И. Шлыковой, Н. Н. Соколовой, З. А. Кондратьевой и др. Особое внимание уделяется нижнекаменноугольным отложениям.

Коллективом микропалеонтологов была изучена биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений на широкой территории. К 1941 г. разработана детальная стратиграфическая схема этих отложений (используемая и в настоящее время), в основу которой была положена стратиграфическая схема Подмосковского бассейна (Раузер-Черноусова, 1943 г., 1948₂). В конце 30-х годов предложена дробная биостратиграфическая схема и верхнего карбона по фузулинидам. Основным материалом при ее разработке послужили керны скважин гидропроектных организаций на Самарской Луке (Раузер-Черноусова, 1941, 1948₁).

Некоторые итоги изучения стратиграфии каменноугольной системы Поволжья за второй период подведены В. Г. Васильевым и Ю. А. Притула в 1939 г., а также В. И. Носаль, Ю. А. Притула и А. А. Трофимук (1939). Капитальной сводкой за эти годы является коллективный труд под редакцией В. М. Сеньюкова и И. О. Брода «Урало-Волжская нефтеносная область» (1941).

К третьему этапу в исследовании стратиграфии каменноугольных отложений Поволжья можно отнести период с начала 40-х годов до середины 50-х. Это время накопления большого фактического материала и территориального расширения области исследований. Опорное бурение на Русской платформе, начатое Московским филиалом ВНИГРИ (Сеньюков и Тихонович, 1949) и продолженное рядом организаций, охватило значительные площади Поволжья. Особенно ценные результаты дали исследования опорных скважин — Красной Поляны, Байтугана, Пилюгино (ГИН АН СССР), Котельнича, Мелекесса и др. (ВНИГРИ).

Широко развернувшееся разведочное и промысловое бурение распространялось на все новые площади. Основные результаты обработки скважин Иссы, Юлово-Ишима, Лысково Порецкого и др. изложены в статьях Л. М. Бириной (1949_{1,2}, 1953₁), Н. С. Ильиной (1953, 1954), С. В. Семихатовой (1950, 1951), С. М. Ароновой, Л. М. Единой,

И. И. Далматской, С. В. Доброхотовой и др. Т. Н. Кондратьева дает в 1951 г. полное описание скважины Марпосада.

Широкие исследования с глубоким бурением проводит и Горьковское геологическое управление (Е. А. Молдавская, А. П. Капустин по Марпосадскому району, В. К. Соловьев по Ронгинскому и др.). Изучением стратиграфии каменноугольных отложений Татарии в первую половину 40-х годов занимались Г. М. Аванисьян, Б. А. Елисеев, А. И. Зотова, В. Н. Тихий, Г. С. Порфирьев, А. М. Мельникова и др., несколько позднее М. П. Верясова, М. Л. Килигина, И. И. Ковязин и др. По Удмуртии и прилегающим районам в эти годы пишет статьи А. А. Апродова (1948, 1949). В Куйбышевском Поволжье продолжается детализация стратиграфии верхнекаменноугольных отложений (Шлыкова, 1948; Луньяк, 1953). Обстоятельные работы И. А. Луньяка, Л. В. Шаломеевой, В. В. Кондулуковой, Ф. Ф. Рыбакова и М. И. Фадеева освещают широкий круг стратиграфических вопросов. Большой коллектив работает в эти годы и в Саратовском Поволжье. Опубликованы результаты изучения фораминифер Ф. С. Путря и Г. Е. Леонтович (1948), А. М. Кузнецовой (1953), брахиопод С. И. Савиновым (1947, 1951), флоры С. И. Савиновым (1947) и В. Н. Тихим (1947₁, 1948₃), условий осадконакопления и стратиграфии В. Н. Тихим (1947₂), Г. С. Карповым (1951, 1953) и др. Для разработки стратиграфии карбона Саратовского Поволжья в этот период существенное значение имели, кроме того, исследования В. П. Бархатовой, В. Н. Тихого, М. Г. Кондратьевой, Е. И. Черновой, И. Н. Моллер-Орловой, Т. И. Федоровой и др. Каменноугольные отложения Волгоградского Поволжья в эти годы продолжали исследоваться С. В. Семихатовой (1951, 1953₁) и др.

Обобщения материалов по стратиграфии нижнего отдела каменноугольной системы за этот период имеются в монографических трудах М. С. Швецова (1954), Л. М. Бириной (1949₂, 1953₁), Н. С. Ильиной (1953, 1954). В эти годы остро дискутируется вопрос о башкирском ярусе в Поволжье (Раузер-Черноусова, 1949; Апродова, 1949; Семихатова, 1950, 1953_{1,2} и др.; Теодорович, 1945, 1952 и др.; Рейтлингер, 1954 и др.). В 1954 г. в Киеве созывается совещание, посвященное башкирскому ярусу. В послевоенные годы большим коллективом микропалеонтологов проведена разработка дробной, единой для всей Русской платформы стратиграфической схемы среднекаменноугольных отложений (Рейтлингер, 1950; Гроздилова и Лебедева, 1950; Раузер-Черноусова, Киреева и др., 1951; ряд статей в сборнике «Региональная стратиграфия СССР», т. 2, 1954, т. 5, 1961). Уточняется граница среднего и верхнего карбона в Поволжье, в связи с выделением С. В. Семихатовой (1947) подтрицитовых слоев. Сводкой по литологии и стратиграфии верхнего карбона является труд Г. И. Теодоровича (1949, 1950). Следует еще отметить, что в эти годы микропалеонтологами стал с успехом применяться при расчленении и сопоставлении разрезов метод анализа взаимосвязанных явлений периодичности в сменах комплексов и цикличности осадконакопления (Д. М. Раузер-Черноусова и Е. Л. Кулик, 1949 г.; Рейтлингер 1950; Раузер-Черноусова, 1953; Луньяк, 1953; Е. Семихатова, 1954 г. и др.).

Четвертый этап исследований каменноугольных отложений Поволжья начинается с середины 50-х годов. Это время подведения итогов, составления сводок, уточнения границ стратиграфических подразделений и постановки общих вопросов стратиграфии каменноугольных отложений. Результаты работ этого периода отражены в многочисленных статьях и сборниках, а также в большом числе обобщающих работ. В опубликованной литературе резко возрастает удельный вес статей

сотрудников производственных коллективов. ВНИГНИ публикует результаты коллективного изучения многих скважин Поволжья (Мелекес, Бузулук, Алатырь, Исса, Кикино и др.), а также сводки по ряду районов Поволжья (Нечитайло, 1957, 1959₁; Нечитайло, Хохлов и др., 1957; Суворов и др., 1957; Ильина, Елина и др., 1958; Иванова, Веселовская и др., 1958; Семихатова и др., 1957, 1958, 1959). Наиболее полным обобщением является труд В. М. Познера, Т. И. Кириной и Г. С. Порфирьева (1957). В эти же годы были опубликованы работы по отдельным регионам, и в частности по Удмуртии и Пермской области А. А. Апродовой (1959), по Татарии В. И. Крупина, М. Л. Килигиной и др. (1961), по Куйбышевскому Заволжью Л. З. Егоровой (1958) и др., по Волгоградскому Поволжью — Г. М. Ярикова, А. С. Мельниковой, Г. П. Никитиной (1959).

Наиболее дискутируемым вопросом последнего периода является стратиграфия терригенных отложений нижнего карбона Камско-Кинельской впадины и связанная с ней проблема уточнения границы турнейского и визейского ярусов. По этому вопросу писали В. М. Познер (1955, 1956, 1959), С. В. Семихатова и др. (1958, 1959), Р. О. Хачатрян (1960, 1962), О. А. Липина, О. М. Мкртчян, Р. О. Хачатрян (1959), Г. И. Теодорович, Р. О. Хачатрян, Н. Н. Соколова (1958), В. А. Чижова (1960 г.), И. Б. Палант (1959_{1,2}, 1962₁), В. В. Кондулукова (1960₁), М. Л. Килигина и А. К. Шельнова (1956), М. И. Фадеев (1958, 1959_{1,2} и др.), А. И. Клещев, В. А. Киров и В. В. Петропавловский (1957), М. М. Грачевский (1957), М. М. Грачевский и В. А. Долицкий (1962), А. П. Блудоров и Л. С. Тузова (1962), Т. П. Сафонова и К. С. Шершнев (1959).

Нерешенным вопросом является также граница девона и карбона. Он разбирается в монографии О. А. Липиной (1955). Ему же посвящены многие статьи и доклады совещаний, организованных ВНИГНИ в 1957 и 1960 гг., О. А. Липиной (1962), Е. А. Рейтлингер (1962), Г. М. Ярикова (1959), М. М. Грачевского и В. А. Долицкого (1962), В. А. Чижовой (1962), Т. И. Федоровой (1962_{1,2}), В. И. Шевченко, (1960, 1962) и др.

Продолжает обсуждаться в печати и на совещаниях положение намюрского яруса в Поволжье (Семихатова, 1955; Мельникова и Лаврентьева, 1962; Никитина, 1962 г.; Киреева и Далматская, 1960; Чернова и Орлова, 1962 и др.).

В последние годы вновь с большой остротой поднят вопрос о верхней границе карбона в Поволжье (Раузер-Черноусова, 1960; 1962₂; Раузер-Черноусова, Щербович, 1958; Рыбаков, 1962 и др., Мальковский, 1958, 1961_{1,2}, 1962; Луньяк, 1962; Степанов, 1957; В. К. Соловьев 1955 г.; Тихвинский 1959_{3,4,5}, 1960 и др.).

Накопление громадного фактического материала благоприятствовало постановке и общих вопросов палеогеографии (Мирчинк, Хачатрян, 1958, 1959) и стратиграфической номенклатуры. Весьма ценным является опубликование коллективом ВНИГРИ атласа литолого-фациальных и палеогеографических карт Европейской части СССР, составленных по ярусам и по более дробным подразделениям ярусов.

В настоящее время стратиграфия каменноугольных отложений Поволжья разработана довольно полно и дробно. Унифицированная схема карбона принята на Всесоюзном совещании в г. Ленинграде в 1951 г. В 1960 и 1962 гг. в нее были внесены изменения и уточнения.

Описание стратиграфии карбона в настоящем томе произведено в полном соответствии с унифицированной стратиграфической схемой каменноугольных отложений Волго-Уральской области, утвержденной в 1962 г. Межведомственным стратиграфическим комитетом, и аналогичной схемой для Русской платформы, принятой на Всесоюзном сове-

щании в г. Ленинграде в 1962 г. (табл. 12). Отдельные положения этой схемы, касающиеся возраста и границ тех или иных стратиграфических подразделений, однако, разделяются далеко не всеми исследователями.

В принятой в настоящем томе стратиграфической схеме каменноугольных отложений наряду с подъярусами международной шкалы (нижний, средний, верхний) введены равнозначные по рангу единицы региональной шкалы — надгоризонты с географическими наименованиями.

Поскольку в этой схеме возраст отдельных стратиграфических подразделений, их объем и границы вызывают разногласия у геологов, стратиграфов и палеонтологов, рассмотрим кратко наиболее существенные из них.

Нижняя граница системы проведена значительно ниже подошвы малевского горизонта, в основании заволжских слоев, предположительно параллелизуемых с озерско-хованскими слоями центральных областей Русской платформы. Палеонтологическим обоснованием понижения нижней границы системы является появление каменноугольных брахиопод, кораллов и остракод ниже малевского горизонта, а именно в отложениях зоны *Quasiendothyra kobetusana* и в верхней половине зоны *Septatournaella gauseae* в разрезах Волгоградско-Саратовского Поволжья, Краснополянской опорной скв. 1 Куйбышевского Заволжья и в других пунктах.

В связи с тем, что нижняя граница этих слоев, а равно и системы в целом биостратиграфически точно не установлена, она условно проведена по электрокаротажному реперу «фаменский». Верхняя граница этих слоев совпадает с подошвой малевского горизонта. В таких границах в объем заволжских слоев включена также и подмалевская карбонатно-сланцево-аргиллитовая пачка, развитая в западной прибортовой зоне Камско-Кинельских прогибов (села Репьевка, Хилково, Грачевка, в Куйбышевской области, Кабык-Купер, Янчиковка, Кирмени и другие в Татарии и т. д.).

Условность местоположения в разрезе нижней границы системы, отсутствие на этом уровне четкой смены в литологическом составе пород, этапность в эволюции некоторых групп фауны, как например фораминифер, не позволяют М. Ф. Филипповой, И. А. Антропову, Е. А. Рейтлингер согласиться с понижением границы системы, которую, по их мнению, следует сохранить в подошве малевского горизонта.

В каменноугольной системе выделено три отдела: нижний, средний и верхний. Нижний отдел подразделен на три яруса — турнейский, визейский и намюрский. Дискуссионным является положение верхней границы турнейского яруса. Эта дискуссионность отражена главным образом в двух точках зрения, зафиксированных в Решениях (1962) Московского совещания 1960 г. по уточнению унифицированной схемы. Существующее расхождение касается стратиграфической принадлежности только нижней части малиновской толщи В. М. Познера (1955) или малиновских слоев по Г. И. Теодоровичу, Р. О. Хачатрянцу и Н. Н. Соколовой (1958), которые в схеме названы елховским горизонтом.

Положение верхней границы турнейского и нижней границы визейского яруса тесно связано с вопросом о стратиграфической принадлежности слоев с *Productus sublaevis* K o n. (*Pr. humerosus* S o w.), возрастным аналогом которых в Поволжье является елховский горизонт. По этому вопросу нет единой согласованной точки зрения среди исследователей Урала, Донбасса, Кузбасса (Д. В. Наливкин, Л. С. Либрович, А. П. Ротай, И. И. Горский и др.), а также западно-европейского карбона (Делепин, Воган, Демане, Дорлодо и др.).

Таблица 12

Схема стратиграфии каменноугольных отложений Поволжья
(унифицированная схема стратиграфии Волго-Уральской нефтегазоносной провинции,
утвержденная МСК в 1962 г.)

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная региональная схема			
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Надгоризонт	Горизонт, слои, видовые зоны по фораминиферам	Подгоризонт	
Каменноугольная	Верхний	Оренбургский			Зона <i>Daixina sokensis</i> (C ₃ ²)		
		Гжельский			Зона <i>Triticites jigulensis</i> (C ₃ ^{1d}) Зона <i>Triticites stuckenbergi</i> (C ₃ ^{1c}) Зона <i>Triticites arcticus</i> и <i>T. acutus</i> (C ₃ ^{1b}) Зона <i>Triticites montiparus</i> (C ₃ ^{1a2}) Зона <i>Protriticites pseudomontiparus</i> и <i>Obsoletes obsoletus</i> (C ₃ ^{1a1})		
	Средний	Московский	Верхне-московский			Мячковский (C ₂ ^{2m}) Подольский (C ₂ ^{2pd})	
			Нижне-московский			Каширский (C ₂ ^{2k}) Верейский (C ₂ ^{2vr})	
		Башкирский	Верхне-башкирский			Мелекесский (C ₂ ^{1mk}) Черемшанский (C ₂ ^{1cr})	
			Нижне-башкирский			Прикамский (C ₂ ^{1pk}) Северокельтменский (C ₂ ^{1sk})	
	Нижний	Намюрский	Верхне-намюрский			Краснополянский (C ₁ ^{3krp})	
			Нижне-намюрский			Протвинский (C ₁ ^{3prt})	
		Визейский	Верхне-визейский		Серпуховский (C ₁ ^{2srp})	Стешевский (C ₁ ^{2st}) Тарусский (C ₁ ^{2tr})	
					Окский (C ₁ ^{2ok})	Веневский (C ₁ ^{2vn}) Михайловский (C ₁ ^{2mhh}) Алексинский (C ₁ ^{2al})	
			Средне-визейский	Яснополянский (C ₁ ^{2jsp})	Тульский (C ₁ ^{2tl}) Бобриковский (C ₁ ^{2bob})		
			Нижне-визейский	Малиновский (C ₁ ^{2mln})	Радаевский (C ₁ ^{2rd}) Елховский (C ₁ ^{2el})		
		Турнейский	Верхне-турнейский	Чернышинский (C ₁ ^{1tsch})	Кизеловский (C ₁ ^{1kis}) Черепетский (C ₁ ^{1ch})	Раковский Икчигольский	
			Нижне-турнейский	Лихвинский (C ₁ ^{1chw})	Упинский (C ₁ ^{1up}) Малевский (C ₁ ^{1ml}) Заволжские (C ₁ ^{1zul})		

В вышеприведенной схеме стратиграфии карбона Поволжья граница между турнейским и визейским ярусами проведена в кровле кизеловского горизонта, а елховский горизонт отнесен к визейскому ярусу. Доводы о необходимости проводить границу турне—визе на более высоком стратиграфическом уровне содержатся в работах Д. В. Наливкина и И. И. Горского по западному склону Урала, а для Русской платформы в работах Г. И. Теодоровича, Р. О. Хачатряна и Н. Н. Соколовой (1958), Р. О. Хачатряна (1962), И. Б. Паланта (1959_{1,2}, 1962₁), А. Я. Виссарионовой (1959 г.), А. П. Блудорова и Л. С. Тузовой (1962 и др.), М. Л. Килигиной (1957 г.) и др.

Существуют расхождения во взглядах у исследователей по поводу верхней границы нижневизейского подъяруса, поскольку с положением этой границы в разрезе связан вопрос о стратиграфической принадлежности отложений бобриковского горизонта; спорным является также объем тульского горизонта и положение верхней границы визейского яруса. В принятой унифицированной схеме бобриковский горизонт отнесен к средневизейскому подъярусу, в то время как М. М. Грачевский и В. А. Долицкий (1962) и Р. О. Хачатрян (1962) считают его нижневизейским.

Верхняя граница визейского яруса, как и граница между нижним и средним отделами карбона, также не находят однозначного толкования. Эти разногласия тесно связаны с пониманием объема и стратиграфического положения намюрского яруса. В настоящее время в советской геологической литературе в основном представлены те же два взгляда на эти вопросы, которые изложены в резюмении совещания, состоявшегося в г. Киеве в 1954 г. Наряду с представлениями, отраженными в унифицированной схеме, принятой для настоящего тома, существует и другая точка зрения группы стратиграфов, к числу которых относятся Д. Е. Айзенберг, Н. Е. Бражникова, Д. М. Раузер-Черноусова, Е. А. Рейтлингер и др. Согласно их мнению, намюрский ярус в целом не находит своего места в стратиграфической схеме СССР; протвинский горизонт — аналог нижнего намюра — относится к визейскому ярусу нижнего карбона, а аналоги среднего и верхнего намюра, и в частности краснополянский горизонт, включаются в башкирский ярус среднего карбона.

В среднем отделе выделяются два яруса — башкирский и московский, граница между которыми в местах развития верхнебашкирского подъяруса в терригенной фации требует специального изучения. Отметим лишь, что Е. И. Чернова (1961), С. В. Семихатова (1951, 1952) и Г. С. Карпов (1955) эту границу проводят в кровле тепловской свиты.

Верхний отдел в принятой схеме расчленяется на два яруса: гжельский и оренбургский. Подобное подразделение верхнего карбона также оспаривается рядом исследователей. В частности, вызывает возражение объем оренбургского яруса, в который включены отложения только одной зоны *Daixina sokensis* (псевдофузулинового горизонта). И, наконец, самые большие разногласия вызывает положение верхней границы каменноугольной системы и место швагеринового горизонта в стратиграфической схеме.

В схеме, принятой для тома, граница между карбоном и пермью проведена в подошве швагеринового горизонта. Вместе с тем известно, что в настоящее время горячо дискутируется пять вариантов положения границы карбона и перми: в основании псевдофузулинового горизонта, в основании швагеринового горизонта, в основании его средней зоны, в основании слоев с *Pseudofusulina sphaerica* и в кровле швагеринового горизонта.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения в пределах Поволжья развиты повсеместно. Характерным для них является присутствие в их составе терригенных толщ, распространенных в полосе, получившей наименование Камско-Кинельских прогибов. Наиболее древняя из этих толщ, нижнетурнейского возраста, развита в верхней части заволжского горизонта (озерско-хованские слои); она известна в ряде пунктов западного и северного бортов этой впадины (Хилково, Репьевка, Кабык-Купер, Янчиковка и др.). Другая толща, нижневизейского возраста (елховский, радаевский и бобриковский горизонты), присутствует в полном своем объеме только в осевой зоне прогибов (Могутово, Муханово, Горький Овраг, Усть-Черемшан, Алькеево, Сарайлы и др.). Распространение терригенных толщ смещено в плане друг относительно друга, что связано с закономерностями, обусловившими образование Камско-Кинельских прогибов и специфику истории их развития и геологического строения.

Переход от верхнедевонских отложений к нижнекаменноугольным постепенный. Стратиграфическое несогласие, обусловленное выпадением из разреза отложений турнейского яруса и нижневизейского подъяруса, устанавливается на севере и северо-западе Поволжья. По-видимому, кратковременным перерывом в осадконакоплении на границе между девоном и карбоном доказывается и факт нахождения известнякового конгломерата, микробрекчии и гравелита, установленного в 1962 г. Г. М. Яриковым в основании заволжского горизонта в районе Сызрани и в Волгоградской области.

Верхняя граница нижнего отдела устанавливается почти всюду с ясным стратиграфическим перерывом, даже там, где имеются полные разрезы.

Общая мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется от 160 до 1200 м. Наименьшие мощности наблюдаются на западе — в Горьковско-Ульяновском Поволжье, наибольшие на юго-востоке и юге — в Казанско-Куйбышевском Заволжье и в Камско-Кинельских прогибах.

С нижнекаменноугольными отложениями, в основном терригенными их фациями, на Татарском и Жигулевско-Пугачевском сводах, а также в Бузулукской впадине и Саратовском Поволжье связан ряд залежей и месторождений нефти.

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса развиты неповсеместно. Они отсутствуют в большинстве разрезов северной части территории Поволжья (Котельничский погребенный свод и Верхнекамская впадина), так же как и севернее, вплоть до Южного Тимана, и неизвестны или представлены только нижней частью на значительной части Токмовского свода.

Отсутствие турнейских отложений вызвано разными причинами. На севере, возможно, они не отлагались совсем. На западе это явление, по всей вероятности, следует объяснить послетурнейским перерывом и ранневизейским размывом. Однако возможна и неполнота осадконакопления в областях преобладания положительных движений.

На всей восточной и южной частях рассматриваемой территории турнейские отложения представлены в основном полностью, за исключением кизеловского горизонта, иногда и черепетского. Полная мощность яруса обычно составляет 160—200 м, увеличиваясь до 400—480 м в прибортовых зонах Камско-Кинельских прогибов (Пилюгино, Буг-

ровка, Аканск, Грахань и др.). В осевой зоне этих прогибов мощность турнейских отложений 100—140 м.

Нижняя граница турнейского яруса проводится условно в подошве отложений, охарактеризованных первым появлением каменноугольного комплекса брахиопод, кораллов, остракод и содержащих наряду с этим многокамерные фораминиферы семейства *Tournaellidae* и отряда *Epdothyridae*. Ниже этой границы залегают породы, содержащие девонские брахиоподы *Liorhynchus baschkiricus* Tschern., *Camarotoechia livonica* Buch., *Cyrtospirifer lebedianicus* Nal. В районах Татарии и частично Куйбышевского Поволжья эта граница проводится практически в подошве электрокаротажного репера «фаменский».

В составе турнейского яруса выделяются два подъяруса: нижний, которому в региональной стратиграфической схеме Русской платформы соответствует лихвинский надгоризонт, и верхний — чернышинский надгоризонт.

Лихвинский надгоризонт. В нижнетурнейский подъярус объединены отложения заволжского горизонта, отвечающего в общем озерско-хованским слоям правобережных районов Поволжья, малевский и упинский горизонты.

Для этого подъяруса в целом характерны известняки с бугристыми, неровными поверхностями напластования, чередующиеся с прослоями тонкослоистых глин и мергелей, реже песчаника. Среди известняков преобладают комковатые, сгустковые и органогенно-обломочные разновидности, реже тонкозернистые. Из органических остатков обычны брахиоподы, остракоды и фораминиферы; среди последних отсутствуют многокамерные формы. Мощность подъяруса колеблется обычно от 125 до 135 м, и резко увеличивается до 285 м в разрезах бортовых частей Камско-Кинельских прогибов (Ново-Мусабай, Аканск, Новиковка, Пилюгино и др.).

Заволжский горизонт (озерско-хованские слои) на территории Поволжья развит не повсеместно. Отсутствие отложений горизонта доказано на большей части Токмовского свода, в области Котельничского погребенного свода (Котельнич), в зоне Вятских дислокаций (район г. Кирова), а также в Рязано-Саратовском прогибе, в полосе, протягивающейся от Мосолово на северо-западе до Ртищево на юго-востоке. Ориентировочно западная граница распространения этих отложений проходит севернее Советска, восточнее Лысково и Кузнецка через Ртищево на Балашов. Известен заволжский горизонт в разрезах юго-восточного борта Московской впадины (Шарья и др.).

Нижняя граница биостратиграфически обоснована еще слабо, поскольку она проходит внутри фораминиферовой зоны *Septatournaella gausegae* и устанавливается по появлению первых брахиопод и кораллов каменноугольного облика. В районах восточной Татарии, запада Куйбышевской области, Саратовской и отчасти Волгоградской областей условно для практического использования она проводится по электрокаротажному «фаменскому» реперу, находящемуся примерно в 40 м выше пачки известняков с водорослями семейства *Dasieladacea*.

Заволжский горизонт (от 0 до 225 м) сложен в основном ложно-конгломератовидными известняками, иногда глинистыми, с редкими прослоями серовато-зеленой глины. Для этих отложений характерны брахиоподы — *Dalmanella* sp., *Schuchertella planiuscula* (Sem. et Moell.), *Plicatifera kalmiusi* (Liss.), *P. fallax* (Pand.), *Camarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), *C. mitchelleanensis* Vaugh., *C. ex gr. livonica* Vaugh., *Seminula struniensis* Dehee, *Paulonia ranovensis* (Peetr.), *Ambocoelia urei* (Flem.), *Athyris puschiana* Vern., *A. pectinata* Sem. et Moell., в волгоградских разрезах *Pugnoides volgen-*

sis Schev.; кораллы — *Syringopora reticulata* Goldf., *S. capillacea* (Lidw.), *S. conferta* Keys., *Caninia carnucopiae* Mich. и др. Среди фораминифер обычно указываются: *Septatourayella rauserae* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.) (в нижней части), *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. kobeitusana* Raus. и др. (в верхней части).

Эти отложения содержат также богатый комплекс остракод, среди которых в нижней части присутствуют: *Aparchites crassus* Pol., *A. optichensis* Tschig., *A. lebediainicus* Tschig., *Selebratina baschkirica* Tschig., *Carbonita elongata* Posn., в средней части *Hativella olivosa* Zan., *Lichwinella* sp., *Knoxiella dilucida* Tschig. и др., в верхней части появляются новые роды и виды — *Beyrichiopsis chovanensis* Sam. et Smir., *Carboprimitia lenidovkensis* Tschig., *Tulenina subchangulovensis* Tschig., *Glyptopleura* (?) *egregia* Posn., *Kloedenelitina alveolata* Tschig. и др. В комплексе спор (волгоградские разрезы) наряду с частыми *Leiotriletes microrugosus* (Ibr.) Naum., *Archaezonotriletes variabilis* Naum., *Lophozonotriletes malevkensis* Naum., определена характерная для заволжского горизонта сетчатая форма — *Hymenozonotriletes lepidophytus* Kedo.

Малевский горизонт распространен почти повсеместно, за исключением центральных частей Токмовского и Котельничского погребов.

Нижняя граница горизонта в Марийском, Куйбышевском, Саратовском и Волгоградском Поволжье хорошо отбивается по исчезновению *Eridocochia socialis* и по появлению бисфер, а также по смене микрозернистых известняков обломочными и детритовыми.

Для малевского горизонта наиболее характерны серые и желтовато- или зеленовато-серые органогенные известняки, часто плитчатые с прослоями зеленоватых мергелей, тонкослоистых глин и реже (западная Татария, Байтуган) доломитов. Местами (Сызрань) в основании горизонта лежит обломочный известняк или известняковый конгломерат. Каких-либо существенных отличий в фациальном составе и в мощностях, за исключением указанных выше при характеристике подъярса, не отмечалось. В районе Марпосада, возможно и Казаклара, малевский горизонт представлен доломитами. В Камско-Кинельской впадине он сложен темно-серыми кремнисто-глинисто-карбонатными породами, часто битуминозными, с прослоями темно-серых глин и сланцев, а в прибортовой зоне ее преобладают серые окремнелые известняки, прослоями кремнисто-глинисто-битуминозные, с обедненным комплексом органических остатков. Из фаун наиболее характерны фораминиферы — *Bisphaera irregularis* Bir., *B. malevkensis* Bir., *Hyperammina minima* Bir., изредка мелкие эндотеры; остракоды — *Paraparchites microphthalmus* Eichw., *Carbonita* ex gr. *malevkensis* Posn., *Bairdia zaninae* Posn., *Oliganiscus eichwaldi* Posn., *Jenesina* aff. *tichmensis* Posn., *Knoxiella* aff. *polenovae* Posn. и др.; брахиоподы — *Chonetes malevkensis* Sok., *Camarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), *C. ivanovi* Sok., *Pustula plicata* Sok., *Gürichella upensis* Sok., *Ambocoelia urei* (Flemm.), *Punctospirifer malevkensis* Sok.; кораллы — *Caninia carnucopiae* Mich., *Seminula struniensis* Deheer; в волгоградских разрезах встречены споры, среди которых доминантами являются *Lophozonotriletes malevkensis* Naum. и *Archaezonotriletes malevkensis* Naum.

Мощность малевского горизонта в районах, где он установлен, обычно колеблется от 2 до 25 м. Наибольшие мощности наблюдаются в Куйбышевском Заволжье и Нижнем Поволжье и на бортах Камско-Кинельских прогибов, где они возрастают до нескольких десятков метров (ориентировочно до 80—90 м).

Упинский горизонт распространен там же, где и малевский, за исключением наиболее западных пунктов (Сундырь, Порецкое, Юлово-Ишим). Здесь горизонт представлен неполно или даже отсутствует в разрезе.

Нижняя граница условная, часто обосновывается сменой фауны, реже появлением в основании горизонта обломочного карбонатного (иногда терригенного) материала.

Представлен упинский горизонт плотными известняками с резко выраженной бугристой поверхностью наслоения. Встречаются доломитизированные сгустковые, комковатые и тонкозернистые разности известняков, иногда (Марпосад) доломиты. Существенных литологических отличий в упинских отложениях не наблюдается. Значительная доломитизация пород на севере Поволжья, в ближайшем соседстве с обширной турнейской сушей, возможно, имеет свои причины.

Среди палеонтологических остатков, так же как и в малевском горизонте, наиболее характерны примитивные фораминиферы, остракоды и брахиоподы, но комплекс фауны бедный и однообразный. Из наиболее распространенных фораминифер присутствуют туберитины, однокамерные архесферы и паратураммины, а также *Hyperammina minima* Bir., *H. elegans* Raus. et Reittl., впервые появляются эндотеры черепетского типа (*Cherneyshinella glomiformis* Lip. и др.).

Остракоды в упинском горизонте определены лишь в разрезах Нижнего Поволжья и характеризуются смешанным малевско-черепетским составом: *Carboprimitia polenovae* Posn., *C. tscherepetiensis* Posn., *Tulenia dorogobuzhica* Posn., *Glyptolichwinella tscherepetiensis* Posn. и др. Из брахиопод определены *Paulonia media* (Leb.), *Plicatifera ivanovi* Sok., *Chonetes upensis* Sok., *Waagenoconcha krapivnensis* Sok. и др.

Мощность упинского горизонта 20—22 м и только в отдельных пунктах (Сызрань, Арчеда и др.) несколько меньше (13—17 м). Увеличение мощности до 60—70 м отмечается вдоль бортов Камско-Кинельской впадины (Пилугино, Аканск, Бугровка и др.).

Чернышинский надгоризонт. В разрезах верхнетурнейского подъяруса известняки значительно чище упинских по химическому составу, широко развиты детритовые и биоморфные разности их, в том числе фораминиферовые, водорослевые и криноидные. В то же время в пределах почти всего Поволжья в верхней части подъяруса (верхи кизеловского горизонта) среди известняков вновь появляются терригенные породы — тонкие прослой глины. Резко по сравнению с упинской меняется состав фауны: в большом количестве появляются кораллы, в обилии встречаются фораминиферы (преобладают многокамерные формы), брахиоподы отходят на задний план.

Мощность верхнетурнейского подъяруса подвержена большим изменениям даже в пределах одной площади. В Поволжье она изменяется от 0 до 240 м, при этом иногда большие колебания объясняются размывом кизеловского горизонта или первичным его отсутствием (в северных районах). Колебания мощности наблюдаются и в черепетском горизонте, что обусловлено явлениями седиментационного характера (биогермная фация) и внутриформационными размывами, установленными в Татарии (Миннибаевская площадь) и Куйбышевском Заволжье (Покровская площадь).

Черепетский горизонт распространен только в восточной и южной частях территории; западнее линии Марпосад — Барановка он неизвестен.

Нижняя граница горизонта обычно довольно четкая и обосновывается появлением характерного сообщества черепетских фораминифер

Chernyshinella glomiformis (Lip.), спироплектаммин и др. На этом же уровне в разрезе появляется карбонатно-глинистая пачка пород (агеевская толща). Глинисто-мергелистые породы в основании черепетского горизонта широко отмечены в Заволжье (Шугурово, Акташ, Красная Поляна, Узюково и др.), на западе Самарской Луки (Барановка) и в Саратовско-Волгоградском Поволжье.

Черепетский горизонт представлен в основном известняками серыми, светло-серыми, желтовато-серыми, детритовыми или биоморфными (фораминиферовыми, остракодовыми, водорослево-фораминиферовыми). Иногда отмечается доломитизация пород, прослой серых, часто известковистых глин и мергелей, особенно в нижней половине горизонта. Органические остатки обильны. Наиболее характерны фораминиферы и криноидеи, нередко кораллы и брахиоподы, иногда отмечаются мшанки, обычны также известковые водоросли, т. е. организмы, указывающие на значительную чистоту воды в бассейне. Фораминиферы черепетского горизонта очень однообразны. Наиболее характерны: *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Plectogyra tuberculata* (Lip.), *Spiroplectammina tchernyshinensis* Lip., *S. parva* N. Tschern., *S. mirabilis* Lip. и др. Из остракод в описываемых отложениях Волгоградского Поволжья отмечаются *Tulenia doroguzhica* Posn., *Carbonita archedensis* Nas., *Bairdia gigantea* Nas., *B. zaninae irregularis* Nas. Среди кораллов наиболее часты формы, характерные как для черепетских отложений Подмосковского бассейна, так и в целом для верхнетурнейских отложений Урала: *Syringopora capillacea* Ludw., *S. ramulosa* Goldf., *S. gracilis* Keys., *S. parallela* Fisch., *Zaphrentis amalusi* Edw. et Heime, *Cyathoclesia tabernaculum* Digw. Брахиоподы представлены *Cyrtospirifer ziganensis* Krast. et Karp., *Spirifer tornacensis* Kon., *Athyris* cf. *hirsuta* Hall., *Plicochonetes elegans* (Koninck), *Chonetes hardrensis* (Phill.), *Ambocoelia fissa* George.

В осевой зоне Камско-Кинельских прогибов отложения черепетского горизонта сложены пачкой переслаивания темноокрашенных кремнисто-глинистых, прослоями битуминозных известняков, мергелей и аргиллитов, чрезвычайно бедных органическими остатками. В прибортовых зонах горизонт представлен серыми и темно-серыми известняками, прослоями окремнелыми, с фауной брахиопод и фораминифер; на отдельных участках (Бугровка) известняки чередуются с большим количеством прослоев аргиллитов.

Мощность черепетских отложений 15—25 м на Татарском и Жигулевско-Пугачевском сводах, 18—35 м в Саратовско-Волгоградском Поволжье и возрастает на бортах Камско-Кинельских прогибов до 96 м (Пилюгино и др.).

Кизеловский горизонт широко развит особенно в восточной и южной частях Поволжья, где он отсутствует лишь в отдельных единичных разрезах, по-видимому, в результате последующего размыва. На севере (Котельнич, Вожгалы и др.) и на западе, преимущественно на территории правобережья р. Волги, кизеловский горизонт отсутствует.

Нижняя граница горизонта проводится по исчезновению черепетских форм — массовых *Chernyshinella glomiformis* и *Spiroplectammina tchernyshinensis*, и появлению новых видов фораминифер, характерных для кизеловского горизонта. Присутствие в основании горизонта прослой глины делает эту границу литологически четкой.

В результате обработки материалов по двум опорным скважинам — Краснополянской 1 и Байтуганской 24 О. А. Липина, Д. М. Раузер-Черноусова и Л. Ф. Ростовцева считают, что кизеловский горизонт

по фораминиферовым комплексам может быть подразделен на две части. Нижняя, именуемая О. А. Липиной в разрезе Краснополянской скважины переходными слоями, характеризуется тем, что в комплексе фораминифер наряду с появлением целого ряда новых видов, особенно среди рода *Endothyra*, принадлежащих фауне кизеловского горизонта, отмечается присутствие еще значительного количества черепетских представителей, таких, как чернышинеллы и спиروطектаминны. Верхняя же часть кизеловского горизонта в преобладающей массе содержит верхнекизеловский комплекс фораминифер, а количество элементов черепетской фауны резко сокращается (в некоторых разрезах содержатся единичные чернышинеллы и спиروطектаминны).

Независимо от указанных исследователей отличие в комплексах фораминифер нижней и верхней частей кизеловского горизонта почти одновременно подметил и В. М. Познер (Познер, 1955; Познер, Кирина, Порфирьев, 1957). Он подразделил этот горизонт на две толщи: нижнюю — икчигольскую и верхнюю — раковскую. Учитывая, что обе они в разрезе занимают строго определенное стратиграфическое положение, широко распространены в восточной части Русской платформы и имеют свою палеонтологическую характеристику, решением Московского совещания 1960 г. они переведены в ранг подгоризонтов.

Икчигольский подгоризонт широко распространен в Поволжье и на территории, простирающейся вплоть до Урала, где ему отвечает нижняя часть кизеловского известняка, соответствующая объему нижних двух пачек разреза р. Губахи, выделенных О. А. Липиной по фауне фораминифер. Отложения подгоризонта отсутствуют в северной, западной, а участками и в южной, преимущественно правобережной частях Поволжья, в районах, где полностью или частично смыты отложения и чернышинского надгоризонта. В. М. Познер (Познер и др, 1957; Познер, 1959) считает, что икчигольский подгоризонт отсутствует также в пределах Камско-Кинельских прогибов, что, по его мнению, обусловлено глубоким предверхнекизеловским размывом. Это мнение не подтверждено фактическим материалом. Другие исследователи (Грачевский, 1959; Грачевский и Долицкий, 1962; Хачатрян, 1960, 1962) полагают, что в осевой зоне впадины имеются полные разрезы кизеловского горизонта, представленного породами, близкими к доманиковым фациям.

Представлен икчигольский подгоризонт главным образом темно- и светло-серыми органогенными и органогенно-обломочными известняками. Среди породообразующих органических остатков преобладают водоросли, фораминиферы и членики криноидей. Известняки доломитизированы, часто раслаиваются прослоями глин и в достаточной мере охарактеризованы фораминиферами и спорами. В комплексе фораминифер отмечены: *Tournayella discoidea* Dain, *Septatournayella pseudocamerata* Lip., *S. segmentata* (Dain), *Ammodiscus planus* (Moell.), f. *minima*, *Glomospiranella irregularia* (Moell.), *Plectogyra spinosa* (Lip.), *P. latispiralis* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *P. paracostifera* (Lip.), *P. recta* (Lip.) и др., а также формы, встречающиеся в массовом количестве в нижележащих отложениях черепетского горизонта, — *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Ch. tumulosa* Lip., *Spiroplectammina chernyshinensis* Lip., *S. mirabilis* Lip., *S. pseudocamerata* Lip. и др.

По данным В. М. Познера (1957) в комплексе спор икчигольского подгоризонта преобладают *Trachytriletes minutus* Naum., *T. subintortus* Naum. (суммарно 30%), *T. lasius* Naum. (7%), *T. punctulatus* Naum. (8%), *Leiotriletes inermis* (Waltz.) Naum. (5%), *Acanthotriletes rarispinosus* Juschko (4,5%), *A. crenaceus* (Waltz.),

Naum. (3,5%), *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) *Naum.* (4%), *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Ibr.) *Naum.* (6%), *L. macrotuberculatus* *Juschko* (3%), *L. polymorphus* *Naum.* (3%).

Л. А. Юшко, определявшая этот комплекс спор, пришла к заключению, что по составу он приближается к комплексу, характерному для черепетских слоев, но отличается от него присутствием ряда видов, обнаруженных в отложениях кизеловского горизонта. Мощность икчигольского подгоризонта непостоянна и изменяется от 0 до 25 м, достигающая максимального значения в разрезах юга Куйбышевского Заволжья и в районе г. Бузулука.

Раковский подгоризонт менее широко развит в Поволжье, чем икчигольский. Кроме ранее указанных районов, где отсутствуют икчигольские отложения, он выпадает из разрезов некоторых скважин, расположенных в купольной части локальных положительных структур Татарского свода (Сулеево, Миннибаево, Ямаши и др.).

Исходя из региональных сопоставлений разрезов, следует признать, что в Камско-Кинельской впадине отложения раковского подгоризонта присутствуют повсеместно.

На восточном склоне Токмовского свода, в западной части Ставропольской впадины, на западе Жигулевско-Пугачевского свода (преимущественно в правобережье Волги), а также в Саратовско-Волгоградском Поволжье (западная часть) раковский подгоризонт сильно сокращается в мощности — до 5—7 м и затем к западу полностью выпадает из разрезов. Отсутствие здесь этих отложений обусловлено ранневизейским (радаевским) их размывом.

Отложения раковского подгоризонта представлены главным образом темно- и светло-серыми, иногда зеленовато- и коричневатосерыми органогенно-обломочными известняками, прослоями тонкозернистыми. В пределах Татарского свода, Сергиевско-Абдулинской впадины (Сергиевский район) и Жигулевско-Пугачевского свода известняки детритусовые, иногда с примесью доломита, участками в той или иной степени глинистые, с редкими маломощными прослоями углистого аргиллита.

Органические остатки в раковском подгоризонте представлены брахиоподами, остракодами, фораминиферами, кораллами и спорами. Из брахиопод определены: *Chonetes hardrensis* *Phill.*, *Ch. dalmanianus* (*Kon.*), *Ch. tuberculatus* *M'Coу*, *Megachonetes* ex gr. *zimmermanni* *Paesck.*, *Spirifer konincki* *Den.*, *S.* aff. *attenuata* *Sow.*, *Productus bristolensis* *Muir-Wood*, *Plicatifera* ex gr. *mesoloba* (*Phill.*), *Schizophoria resupinata* (*Mart.*), *Leptaenella analoga* (*Phill.*), *Dietyoclostus* aff. *pinguis* *Muir-Wood* и др.

Для раковских слоев характерно присутствие следующего комплекса фораминифер: *Plectogyra inflata* (*Lip.*), *P. recta* (*Lip.*), *P. paraukrainica* (*Lip.*), *P. costifera* (*Lip.*), *P. spinosa* (*Lip.*), *P. latispiralis* (*Lip.*) и ее варианты, *P. rjausakensis* (*Lip.*), *P. kosvensis* (*Lip.*), *P. oldae* (*Grozd. et Leb.*), *P. distincta* (*Schlyk.*) *Glomospira gordialis* *Jon. et Park.*, *Septabrunkiina krainica* (*Lip.*), *Tournayella discoidea* *Dain*, *T. gigantea* *Lip.*, *T. costata* *Lip.*, *Ouasiendothyr urbanus* *Malakh.*, *Q. parachomatia* *Leb.*, *Ammobaculites naliukini* *Malakh.*, *Septatournayella questita* *Malakh.*, *S. segmentata* (*Dain*), *S. pseudocamerata* *Lip.*, *Carbonella spectabilis* *Dain.*, *Septaglomospiranella dainae* *Lip.*, *Chernyshinella tumulosa* *Lip.*, *Ch. paucicamerata* *Lip.*, амодискусы, гломоспиры, а также (очень редко) более древние формы (*Spiroplectamina*, *Chernyshinella* ex gr. *glomiformis* *Lip.*). Наряду с этим, как указывает В. М. Познер, в раковском подгоризонте в единичных экземплярах встречены первые представители визейских родов *Lituotubella* и *Haplophragmoides*. Среди кораллов во многих разрезах

обнаружены: *Syringopora capillacea* (Ludw.), *S. parallela* Fisch., *S. ramulosa* Goldf., *S. gigantela* Thomps., *S. gracilis* Keys., *Zaphrentis* sp., *Caninia* sp. и др.

Раковский подгоризонт охарактеризован также спорами, в комплексе которых, по С. Н. Наумовой, преобладают *Leiostriletes inermis* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. laevis* Naum., *Archaeostriletes* Naum., *A. reticulatus* Naum., *Trematozonotriletes gonioacanthus* Naum., *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum. и др.

В пределах прибортовых зон (Пилюгино, Аканск, Бугровка, Ново-Мусабай и др.) раковские отложения представлены органогенными, органогенно-обломочными и другими разностями известняков, иногда ближе к кровле глинистыми, содержащими брахиоподы, фораминиферы и другую нормально морскую фауну. В осевой зоне Камско-Кинельских прогибов раковские отложения выражены темно-серыми глинисто-кремнисто-карбонатными породами, часто битуминозными, обильно расслоенными мергелями и аргиллитами; лишь в исключительных случаях встречаются остатки определяемой фауны (Малиновка).

Мощность раковского подгоризонта в Поволжье изменяется в основном от 0 до 15 м; она резко увеличивается до 120—140 м и более в прибортовых зонах Камско-Кинельских прогибов; в осевой зоне мощность вновь сокращается и не превышает 15—20 м. В. М. Познер (Познер и др., 1957) считает, наоборот, что мощность раковского подгоризонта увеличивается от бортовых к осевой части Камско-Кинельских прогибов, где она превышает 80 м.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. Отсутствие турнейских отложений характерно для ряда разрезов скважин, расположенных по южной и восточной окраинам Московской синеклизы, а также в Балахинской, Горьковской, Котельничской, Опаринской скважинах.

В Сундыре турнейские отложения представлены только лихвинским надгоризонтом небольшой мощности. На желтоватых известняках заволжского горизонта (25 м) залегают отложения малевского возраста. Малевский горизонт сложен зеленовато-серыми известняками и карбонатными песчаниками с пропластками микрослоистой глины и доломитизированной глины цитериновых слоев, общей мощностью 12—13 м. Малевский горизонт со следами размыва перекрывается бугристыми известняками упинского горизонта видимой мощности 3—4 м.

В направлении на восток мощности и стратиграфическая полнота разрезов турнейского яруса постепенно нарастают. По южной окраине зоны Вятских дислокаций в районе Мариинского Посада в скв. Р-1, турнейские отложения достигают уже мощности 103 м (интервал 1062—1165 м). Представлены они двумя пачками: нижней — доломитовой и верхней — известняковой. Доломиты серые и желтовато-серые, обычно мелкозернистые, местами глинистые, брекчиевидные. Нижняя пачка (65 м), возможно, соответствует в целом лихвинскому надгоризонту. Известняки серые, реже коричневатые-серые, участками брекчиевидные, местами доломитизированные, с прослоями темно-серого мергеля. Преобладают известняки органогенно-обломочные, органогенные, тонкозернистые, в верхней части мелкозернистые. Из органических остатков встречаются редкие обломки брахиопод, остатки остракод и водорослей. Верхняя пачка известняков (38 м), по-видимому, отвечает чернышинскому надгоризонту.

В направлении на север от Мариинского Посада происходит постепенное уменьшение стратиграфической полноты разрезов турнейского яруса. В районе Советска, по данным Е. Н. Ларионовой (1956), они представлены лишь известняками заволжского и малевского горизон-

тов. Малевские отложения (4 м) сложены известняками мелко- и тонкозернистыми, частично мелкообломочными, местами перемьятыми и брекчиевидными, иногда с запахом битума. В них встречаются членики криноидей, остракоды и фораминиферы бисферовых слоев малевского горизонта: *Bisphaera malevkensis* Vir., *B. irregularis* Vir., *Hyperammina minima* Vir. Известняки перекрываются песчано-глинистыми породами бобриковского горизонта.

В Котельниче турнейские отложения отсутствуют. В Вожгалах к турнейскому ярусу условно отнесены только 9 м разреза нижней части карбона — сильно глинистые доломиты с прослоями зеленоватых мергелей, сланцеватых глин и доломитовой брекчии. Турнейский возраст этой толщи требует уточнения. Севернее, в зоне Вятских дислокаций, турнейские образования отсутствуют.

В центральной части Верхнекамской впадины Глазовской скважиной констатировано отсутствие отложений турнейского яруса. Образование его появляются вдоль южной окраины впадины, смыкающейся с северо-восточным склоном Татарского свода, где наиболее полный разрез яруса вскрыт в Голюшурме, менее полные в Бураново и в Казаковке.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. В центральных частях Токмовского свода (Токмовская и другие скважины) турнейские образования отсутствуют. На южном погружении свода, в районе Иссы, а также в некоторых скважинах Юлово-Ишима, ярус представлен одним заволжским горизонтом. И только в скв. 4 Юлово-Ишима имеется непрерывный переход от заволжских к малевским отложениям (рис. 36).

Заволжский горизонт (17 м) представлен светло-серыми и желтоватыми известняками с пропластками зеленовато-серой иногда углистой глины. В известняках встречены многочисленные *Eridocoencha socialis* Eichw. и трубочки *Serpula vipera* Wep. По данным Л. М. Бириной (1953), граница с вышележащими отложениями малевского горизонта литологически выражена резко по появлению бугристых голубоватых известняков с волнистыми пропластками буровато-черной глины с бисферами и *Quasiendothyra communis* (Raus.), а также брахиоподами *Camarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), *Ambocoelia urei* (Flem.), спорами и пыльцой. В верхней части этой пачки встречен известняковый песок, в то время как обычные для этого уровня голубые глины отсутствуют; это позволяет Л. М. Бириной предполагать неполноту малевского горизонта, видимая мощность которого составляет всего 9 м. Выше лежат отложения бобриковского горизонта визейского яруса.

В отличие от разреза Токмовского свода по северо-восточному склону Татарского свода, в голюшурминском разрезе, по фауне фораминифер условно выделяются все горизонты турнейского яруса, имеющего здесь мощность 110—150 м.

Лихвинский надгоризонт (охарактеризован керном неполно в двух скважинах) представлен преимущественно ступково-сферовыми, реже шламово-детритовыми и строматолитовыми известняками. Из фораминифер преобладают однокамерные виды, реже встречаются эндотеры и спироплектаммины.

Отложения чернышинского надгоризонта сложены известняками, прослоями доломитизированными. В черепетском горизонте (40 м и более) определены характерные *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Spiroplectammina tchernyshinensis* Lip. и др. В кизеловском горизонте (видимой мощностью до 13 м) встречены *Hyperammina vulgaris minor* Raus., *Plectogyra* aff. *cosvensis* (Lip.), *P. latispiralis minima* Lip., *P. paucicamerata* Lip., турнейеллы, септа-турнейеллы и др. Перекрывается кизеловский горизонт пачкой (5—6 м)

темно-серых тонкослоистых аргиллитов, относимых к елховскому горизонту.

Севернее Голышурмы (Бураново, Казаковка) стратиграфическая полнота разрезов турнейского яруса снижается. Кизеловский и черепетский горизонты нередко выпадают из разрезов яруса и западнее, на северном погружении Татарского свода (Н. Бетелев, Л. Ф. Ростовцева и Л. А. Юшко, 1959 г.).

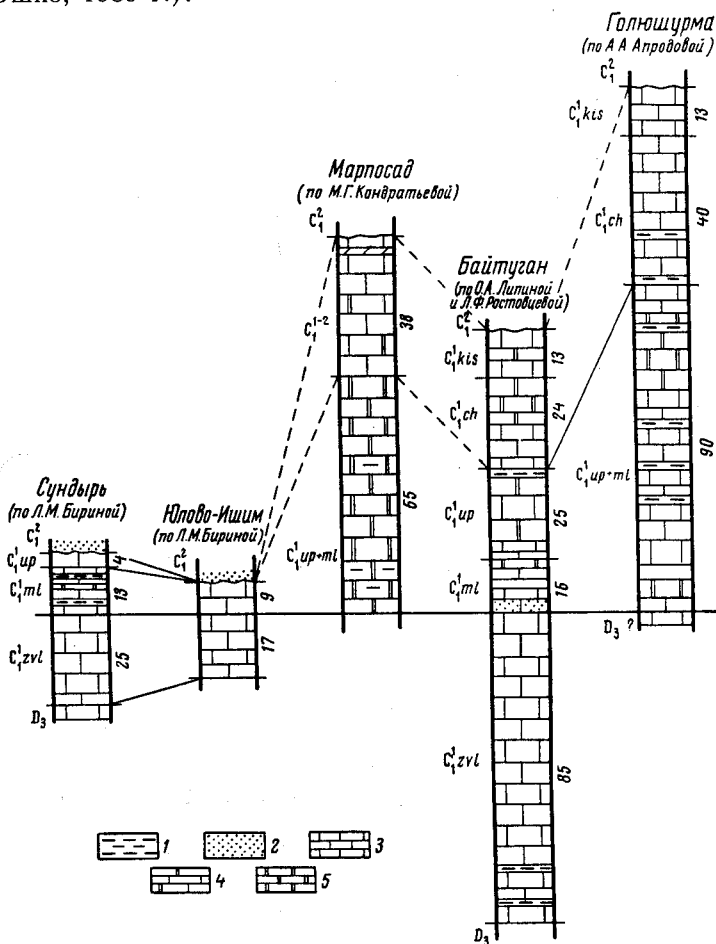


Рис. 36. Сопоставление разрезов турнейского яруса по Токмовскому и Татарскому сводам

1 — глины; 2 — пески; 3 — известняки; 4 — доломитизированные известняки; 5 — доломиты

Типичным для большей части южной вершины Татарского свода является разрез турнейского яруса, вскрытый опорной скв. 24 Байтуган, описанный В. Н. Крестовниковым, О. А. Липиной, Д. М. Раузер-Чернусовой, Е. А. Рейтлингер и др. (Мирчинк, Хачатрян и др., 1965).

В основании турнейского яруса выделен заволжский горизонт (87 м), объединяющий отложения большей верхней части зоны *Septatoripayella gausegae* и всю вышележащую зону *Quasiendothyra communis* и *Q. kobeitusana*. В первой из указанных зон выделяются снизу вверх три пачки пород, из которых (согласно решениям Совещания по уточнению унифицированных схем 1960 г.) только верхние две пачки и верхние 5 м нижней пачки относятся к заволжскому горизонту.

Нижняя пачка (интервал 1392—1414 м) представлена известняками светло-серыми, с прослоями темно-серых глин и отдельными участками доломита. Встречены фораминиферы — *Tuberitina* sp., *Vicinesphaera squalida* Antr., *V. angulata* Antr., *V. solida* Reitl., *Parathuramina bella* Reitl. и др., более высокоорганизованные *Septatourayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), гастроподы *Euomphalus* sp., остракоды *Paraparchites baituganensis* Jam., водоросли *Radiosphaera* Reitl., *Nodosinella* sp.

Средняя пачка (интервал 1370—1392 м) характеризуется преобладанием однообразных известняков светло- и темно-серых, с редкими включениями ангидрита. По литологическому составу и фауне фораминифер эта пачка близка к предыдущей. Здесь определены: *Tuberitina* sp., *Bisphaera irregularis* Big., *Septatourayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra* cf. *communis* (Raus.).

Верхняя пачка (интервал 1318—1370 м) представлена известняками светло-серыми и серыми с нитевидными прослоями черных глин и стилолитовыми швами. Участками известняки пропитаны легкой нефтью. Встречаются брахиоподы — *Schuchertella* sp., *Elytha* sp., остракоды — *Eridoconcha socialis* Eichw., *Bythocypris orientalis* Sam., *Bairdia alveolata* Sem. Увеличивается число видов фораминифер, из которых определены: *Tuberitina* sp., *Archaeosphaera minima* Sul., *Bisphaera irregularis* Big., *Parathuramina tuberculata* Lip., *Hyperamina moderata* Mal., *Septatourayella rauserae* Lip., *Quasiendothyra communis* (Raus.). Водоросли представлены главным образом трубчатymi формами.

Отложения зоны *Quasiendothyra communis* (интервал 1318—1310 м) представлены известняками светло-серыми и серыми, часто глинистыми, прослоями пелитоморфными; в кровле известняки темно-серые со стилолитовыми швами. Из фораминифер появляются разнообразные виды эндотир и др. Среди брахиопод определены: *Ambocoelia urei* (Flem.), *Plicatifera* ex gr. *fallax* (Pand.), *Lamellispirifer tylothyriiformis* Krest. et Kagr. Последняя форма характерна для переходных слоев от девона к карбону на Урале.

Малевский горизонт (16 м), отложения которого выделяются в разрезе по исчезновению массовых *Endothyra communis* Raus. и появлению частых бисфер, представлен в нижней части доломитизированными известняками, в верхней — доломитами с прослоями черных глин и кварцевых алевролитов. Кроме бисфер, характерны *Hyperamina minima* Big. и паратураммины, а многокамерные формы отсутствуют; из брахиопод характерны *Schizophoria upensis* Sok., *Camarotoechia ivanovi* Sok., *Gürichella upensis* Sok., *Athyris pectinata* Sem. et Moell.

Упинский горизонт (25—27 м) сложен известняками, часто комковатыми, густокowymi и обломочными, или карбонатными песчаниками, в верхней части с прослоями доломитов и доломитизированных известняков. Фораминиферы разнообразны, наблюдаются скопления тубертин, обычны однокамерные виды, но вместе с ними встречаются *Tourayella discoidea* Dain., *Plectogyra tuberculata* Lip., *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и др. Из брахиопод отмечена *Paulonia media* (Leb.)

Черепетский горизонт (около 25 м) представлен известняками, главным образом детритусовыми и фораминиферовыми, иногда с гальками афанитового известняка. Фауна фораминифер богатая; наиболее распространены *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и *Spiroplectamina chernyshinensis* Lip.; вместе с ними встречаются и кизеловские виды, такие, как *Plectogyra latisspiralis* Lip., *P. inflata* Lip. и др. Богато представлены и кораллы: *Syringopora gracilis* Keys., *S. ramulosa*

Goldf., *Zaphrentis omaliusi* End. et Heime, *Cyathoclisia tabernaculum* Dingw.

Кизеловский горизонт (13 м) сложен преимущественно водорослево-фораминиферовыми и детритусовыми известняками с прослоями доломитов и глин в верхней части. Фораминиферы сравнительно богаты; наиболее характерны турнейеллы, *Plectogyra inflata* (Lip.), *P. latispiralis* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *P. paracostifera* (Lip.), *P. recta* (Lip.), *Globoendothyra parva* (Tshern.). В нижней части встречаются и черепетские виды, что позволяет выделить икчигольский и раковский подгоризонты.

Существенно иным, по сравнению с байтуганским, является разрез турнейского яруса в Камско-Кинельских прогибах. Здесь в районе Елабуги и севернее при мощности турнейских отложений до 300—350 м отложения заволжского горизонта представлены пачкой (10—15 м) темно-серых пиритизированных тонкослоистых аргиллитов и кремнисто-глинистых известняков и сланцев. В основании мощной нерасчлененной малевско-кизеловской толщи залегают битуминозные кремнисто-глинистые известняки, сменяющиеся вверх по разрезу переслаиванием таких же известняков, мергелей и аргиллитов. Венчается разрез пачкой сильно глинистых известняков, тонко расслоенных аргиллитами и сланцами. Эта толща бедна остатками ископаемой фауны и по своему облику близка к отложениям доманиковой фации. Северо-западнее, в районе Нылги и Можги, мощность заволжских отложений увеличивается до 55—60 м и в них выделяются четыре пачки: здесь в составе условно выделяемых малевско-кизеловских отложений преобладают терригенные породы, подразделяемые также на четыре пачки. В южной прибортовой зоне (Ново-Мусабай и др.) в строении малевско-кизеловской толщи преобладают серые известняки, в нижней части окремнелые, а на северном борту (Бондюг, Первомайск) существенное место в сложении нижней, большей по мощности части этой толщи занимают аргиллиты, среди которых залегают отдельные пачки мергелей и глинистых известняков.

В Мелекесской впадине разрезы прибортового типа в одном из прогибов Камско-Кинельской зоны вскрыты в Аканске, Билярске, а также в Бугровке и близки к разрезам Ново-Мусабайского района. В Бугровке (скв. 8, 19) верхняя часть малевско-кизеловской толщи отличается содержанием большого числа пластов и пачек (2—5 м) аргиллитов.

В Мелекесской опорной скв. 1 заволжский горизонт (34 м) сложен пачкой переслаивания темно-серых (до черных) сланцев, глинистых известняков и аргиллитов, кремнисто-битуминозных известняков с фауной *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Schuchertella planiscula* (Sem. et Moell.), *Posidonomia* cf. *venusta* M'rgst.

Малевский, упинский, черепетский и кизеловский горизонты стратиграфически не расчленены. По литологическому составу малевско-кизеловская толща подразделяется на пять пачек (Семихатова, Елина и др., 1959, с изменениями внесенными Р. О. Хачатряном). Первая пачка (11 м) сложена сланцами, серыми и темно-серыми (до черных), глинисто-кремнистыми и битуминозными, с радиоляриями и спикулами губок. Вторая, третья и четвертая пачки (суммарной мощностью 68 м) представлены переслаиванием мергелей, известняков и глин. Известняки темно-серые, глинистые, мелкозернистые; мергели темно-серые и черные, иногда окремнелые, тонкослоистые; глины серые (до черных), алевритистые и слюdistые, тонкослоистые. Пятая пачка (13 м) сложена серыми и темно-серыми глинистыми и битуминозными,

местами доломитизированными известняками с остатками рыб, радиолариями и единичными брахиоподами.

В пределах Сергиевско-Абдулинской впадины среди отложений турнейского яруса выделяются разрезы, аналогичные мелекесскому (Горький Овраг, Малиновка и др.), байтуганскому (Сосновка, Дерюжка и др.), пилюгинскому (Радаевка).

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды.

Разрез турнейского яруса, вскрытый на юго-западном склоне Оренбургского погребенного свода Пилюгинской скв. 18, близок к разрезам Аканска, Билярска Мелекесской впадины и Ново-Мусабая Сарайлинской седловины. Этот разрез описан В. Н. Крестовниковым, О. А. Липиной, Д. М. Раузер-Черноусовой и др.

Заволжский горизонт (ориентировочно 125 м) представлен серыми и черными известняками, часто кремнисто-глинистыми и битуминозными, в нижней части тонко- и мелкокристаллическими, среди которых отмечены прослои черного кремня и аргиллита. Немногочисленная фауна фораминифер характерна для зоны *Endothyra communis* и *Serratourayella gausegae*. Малевский и упинский горизонты выделяются условно. Отвечающая им толща пород (158 м) делится на две части. В нижней части (интервал 2412—2522 м) преобладают окремненные слоистые известняки темно-серого и черного цвета, реже глинисто-битуминозные, сгустковые и сгустково-детритовые. В верхней части (интервал 2364—2412 м) наблюдаются породы того же типа, но известняки представлены более светлыми, желтовато-серыми разностями, а прослой кремнистых известняков являются более тонкими и редкими. Органическими остатками толща бедна, обильны спиккулы губок и радиоларии.

Черепетский горизонт (интервал 2268—2364 м) представлен темно-серыми окремненными известняками с прослоями (в нижней части) доломитизированных кремнистых пород с пятнистой и псевдобрекчиевидной структурами. Фораминиферы представлены в основном кизеловскими формами, реже встречается *Chernyshinella?* ex gr. *glomiformis* (Lip.). Из брахиопод наиболее характерны *Rugosochonetes zhe-wenskensis* Sov., *E. hardrensis* (Phill.), *Palaeochoristites cinetus* Keys.

Кизеловский горизонт (148 м) условно выделяется на глубине 2120—2268 м; сложен серыми органогенными и органогенно-обломочными известняками, часто псевдобрекчиевидными или пятнистыми, иногда тонкослоистыми, в самой верхней части с прослоями глин. Комплекс фораминифер содержит все характерные для этого горизонта виды. Среди брахиопод отмечены турнейские, но в верхней части появляются и визейские формы.

Пилюгинский тип отложений турнейского яруса установлен вдоль восточной приобортовой зоны Камско-Кинельской впадины в Куйбышевском Заволжье и, в частности, в селах Городецк, Жуковка, Ахрат, Орлянка и др.

В северо-восточной части Бузулукской впадины, в зоне развития одного из прогибов Камско-Кинельской системы, разрезы турнейского яруса очень близки к описанным выше Мелекесскому и Сарайлинскому типам. Однако имеются и отличия. В частности, в районе селений Муханово, Дмитриевки, Михайловки, Коханы, Могутово значительно — до 70—80 м — возрастает мощность заволжского горизонта; он состоит из переслаивания глинистых известняков, битуминозных сланцев, кремнистых аргиллитов и мергелей. Палеонтологически эти отложения не охарактеризованы и заволжский их возраст определяется на основании сопоставления электрокаротажных диаграмм. В разрезах района

Репьевки, Хилково, Георгиевки и др. (западнее с. Муханово), т. е. в прибортовой зоне прогиба, под малевским горизонтом залегает толща (до 120 м) аргиллитов с пачками кремнистых известняков и битуминозных карбонатных сланцев.

На территории Жигулевско-Пугачевского свода турнейские отложения представлены обычно всеми горизонтами. Слагаются они карбонатными породами. На крайнем западе нередко частично или полностью размыт кизеловский горизонт.

В Присызранском районе (скважины 10, 49, 401 и опорная 152) в турнейских отложениях установлены отложения лихвинского и чернышинского надгоризонтов. Заволжский горизонт, в основании которого в двух скважинах (49 и 401) наблюдается 2-метровый пласт известнякового конгломерата, лежит на породах девонской системы с перерывом. Выше располагается толща известняков мощностью от 35 до 55 м, расчленяемая Т. И. Шлыковой и О. А. Липиной на два комплекса. Нижний комплекс — сгустковых и пелитоморфных известняков с неровной поверхностью наслаения, покрытой темно-серой и черной глиной, с частыми *Septatourayella rauserae* Lip., единичными *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Archaesphaera minima* Sul. и редкими *Bisphaera irregularis* Vig. Верхний комплекс представлен зеленовато-серыми, сильно глинистыми, ложноконгломератовидными известняками с детритом водорослей, фораминифер, брахиопод, члеников криноидей и створок остракод. Из фораминифер определены частые *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.), *Q. regularis* Lip., *Paracaligella antropovi* Lip. и др.

Малевский горизонт (18—20 м) представлен сильно глинистыми известняками, прослоями доломитизированными. Участками они тонкослоистые, плитчатые, с неровными бугристыми поверхностями, покрытыми синевато-зеленой глиной. В нижней части горизонта наблюдаются обломочные известняки и песчаниковидный доломит, в основании — известняковый конгломерат. Из фораминифер характерны массовые бисферы, частые паратураммины, спорадические туберитины и мелкие гиперраммины, а также остракоды.

Упинский горизонт (9—13 м) сложен плотными желтовато-белыми известняками, иногда обломочными, слабоглинистыми, нередко доломитизированными, с прослоями сверху песчаниковидных доломитов. Остатки фауны перекристаллизованы, различимы мелкие фораминиферы (первые чернышинеллы, плектогиры и др.) и членики криноидей.

Черепетский горизонт (15—17 м) представлен желтовато-белыми и светло-серыми, слабоглинистыми, в основном водорослево-детритусовыми и шламовыми известняками с частыми тонкими прослоями черного углисто-глинистого материала. В основании прослежены темно-серые глины мощностью несколько метров (аналог агеевской толщи). В нижней половине горизонта органические остатки очень разнообразны. Здесь определены черепетские фораминиферы. В верхней половине они встречаются реже и становятся менее характерными. Не исключена возможность, что самая верхняя часть отложений (6—9 м), отнесенных к черепетскому горизонту, соответствует икцигольским слоям вышележащего кизеловского горизонта.

К западу от г. Сызрани, в районе с. Кикино, а также на западном погружении Жигулевского вала (Комаровка, Варваровка, Голодяевка) мощность турнейского яруса сокращается в результате уменьшения мощностей отдельных его горизонтов за счет полного выпадения из разреза (вследствие размыва) кизеловского, местами частично и черепетского горизонта.

К востоку от Присызранского района, по мере продвижения на восток вдоль Жигулевского вала, а также на востоке Ставропольской впадины горизонты турнейского яруса, сохраняя тот же фациальный состав осадков, несколько изменяют свою мощность.

К числу наиболее хорошо изученных разрезов турнейского яруса Жигулевско-Пугачевского свода относится опорная скв. 1 Красная Поляна, расположенная юго-западнее г. Чапаевска (рис. 37). Разрез

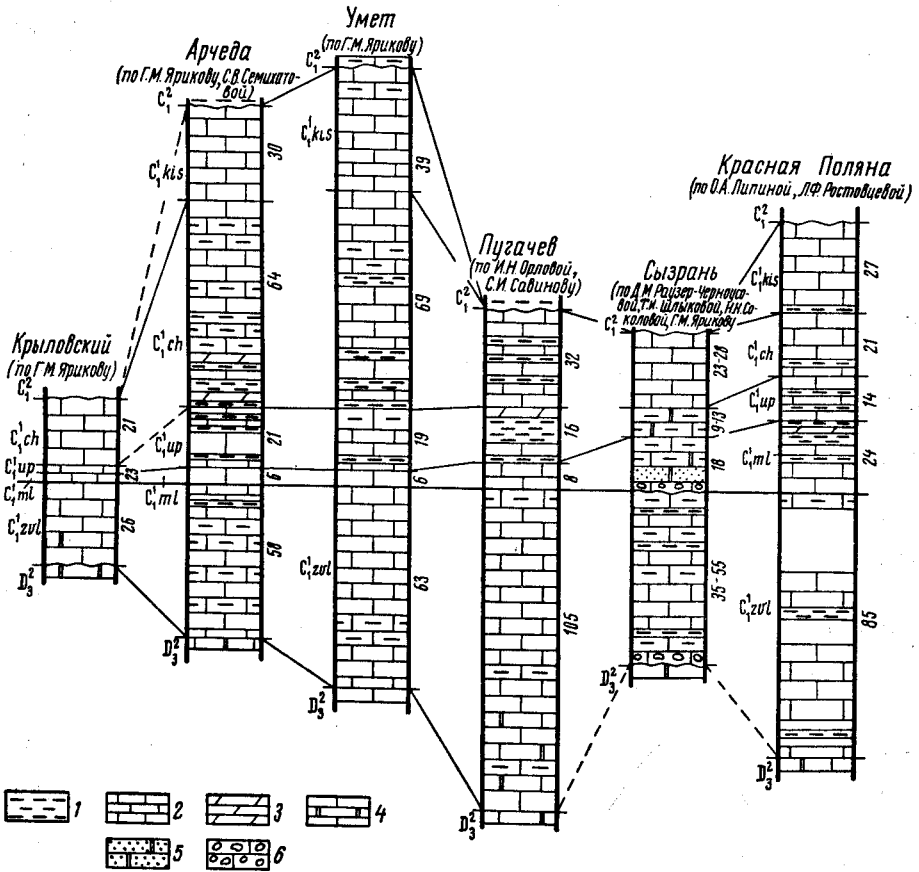


Рис. 37. Сопоставление разрезов турнейского яруса по Сызранско-Саратовскому Поволжью

1 — глины; 2 — известняки; 3 — мергели; 4 — доломитизированные известняки; 5 — песчаные доломиты; 6 — обломочные известняки

этой скважины в интервале 2054—1969 м, согласно решению Совещания 1960 г., принят за стратотип заволжского горизонта.

Заволжский горизонт (85 м) здесь сложен желтовато- и буровато-серыми известняками, иногда органогенно-обломочными, неравномерно доломитизированными, с включениями гипса и ангидрита, с мало-мощными прослоями серовато-зеленой глины. Из фауны, особенно богато представленной в верхней половине горизонта, определены брахиоподы — *Schuchertella* aff. *matyrica* Nal., *Camarotoechia livonica* Buch, *C.* aff. *panderi* Sem. et Moell., *Plicatifera fallax* (Pand.), *Athyris puschiana* Vergn., кораллы — *Syringopora conferta* Keys., *Caniina cornucopiae* Mich., фораминиферы — *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. kobetusana* Raus., остракоды — *Eridoconcha socialis* Eichw.

Малевский горизонт (24 м) представлен в основном обломочными, серыми, коричневато-серыми и зеленоватыми известняками, часто плитчатыми, иногда глинистыми (особенно в нижней части), с частыми прослойками и примазками зеленовато-серых глин. Из фораминифер встречены бисферы, паратураммины, из брахиопод — *Punctospirifer malevkensis* Sok., *Chonetes malevkensis* Sok., *Seminula struniensis* Debee.

Упинский горизонт (14 м) сложен пелитоморфными детритовыми известняками, серыми с желтоватым и коричневатым оттенком, сильно доломитизированными, трещиноватыми, в верхней части с прослоями серых глин. Органические остатки бедны и нехарактерны.

Черепетский горизонт (21 м) представлен серыми плотными известняками с неровными плоскостями наслоения, с прослоями в нижней части зеленовато-серых глин и глинистых доломитов. Известняки в основном фораминиферовые, водорослевые и детритусовые. Среди фораминифер встречены характерные формы *Cheruyshinella glomiformis* (Lip.), *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Spiroplectamina tchernyshinensis* Lip. и др.

Кизеловский горизонт (28 м) представлен более светлыми, коричневато- и зеленовато-серыми плотными известняками с желваками и прослоями черного кремня, с примазками глинисто-органического вещества. Среди фораминифер в нижней части еще обычны чернышинеллы, но есть и кизеловские формы типа *Tournayella discoidea maxima* Lip., *Plectogyra kosvensis* Lip.

К югу от Красной Поляны турнейские отложения детально изучены в скв. 10 близ г. Пугачева С. И. Савиновым, Н. И. Усковой, Е. И. Черновой, И. Н. Орловой. Отложения заволжского горизонта здесь (интервал 1442—1337 м) подразделены на две пачки. Нижняя (35 м) сложена доломитизированными известняками с *Archaeosphaera*, *Bisphaera*, *Quasiendothyra* ex gr. *communis* (Raus.), *Tournayella discoidea* Dain. и обрывками водорослей. Верхняя пачка (70 м) представлена серыми и темно-серыми пелитоморфными известняками с богатой и разнообразной фауной брахиопод, пелеципод, кораллов, фораминифер, остракод, криноидей и др. Отсюда определены *Eridococoncha socialis* Eichw., *Plicatifera fallax* (Pand.), *Productella* ex gr. *herminae* Freks., *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. kobeitusana* Raus., *Parathuramina paulis* Вук. и др. Малевский горизонт (интервал 1337—1329 м) сложен светло-буровато- и темно-серыми, местами пятнистыми перекристаллизованными известняками с частыми стилолитовыми швами. В них определены брахиоподы *Plicatifera fallax* (Pand.), кораллы *Caninia cornucopiae* Mikh., фораминиферы *Bisphaera irregularis* Bir., *B. malevkensis* Bir., *Hyperammia minima* Bir. и др. Нижняя граница горизонта неотчетлива и возможно занижена.

Упинский горизонт (интервал 1329—1313 м) представлен буровато- и зеленовато-серыми конгломератовидными известняками, неравномерно глинистыми, с редкими и тонкими прослойками темно-зеленой глины. Из брахиопод определены *Athyris expansa* Phill., *Plicatifera ivanovi* Sok., из фораминифер — бисферы, паратураммины и др.

Черепетский горизонт (интервал 1313—1282 м) сложен серыми и бурыми, участками конгломератовидными известняками, в различной степени глинистыми, частично перекристаллизованными, с прослоем в средней части зеленовато-серого пелитоморфного, плотного доломита. Из фораминифер определены: *Cheruyshinella glomiformis* (Lip.), *Plectogyra koktjubensis* Raus., *P. tuberculata* (Lip.), *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.). Кизеловский горизонт в разрезе Пугачевской скважины отсутствует.

Рязано-Саратовский прогиб. В пределах Саратовского Поволжья нижнетурнейские отложения распространены повсеместно и имеют сходную с Пугачевским разрезом характеристику. Суммарная мощность их не превышает 160—170 м. Кизеловский горизонт присутствует только в южных районах (Горючка, Песковатка, Багаевка, Иловлинка), где в верхнетурнейских отложениях могут быть выделены икчигольские и раковские подгоризонты.

В правобережных разрезах черепетский и кизеловский горизонты сложены светлыми желтовато-серыми, бурыми и коричневыми, участками битуминозными известняками, микросгустковыми, детритусовыми, с тонкой горизонтальной слоистостью от примеси в них темно-серого, углисто-глинистого материала. Из фораминифер определены *Plectogyra tuberculata* (Lip.), *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и др., из брахиопод — *Cyrtospirifer ziganensis* Krest. et Кагр., из кораллов — *Seminula struniensis* De Hee. Мощность этих двух горизонтов на юге до 50 м; к северу она сокращается до 22—25 м (Хлебновка и Ириновка) за счет размыва верхнего горизонта.

В прилегающем районе юго-восточного склона Воронежского массива отложения турнейского яруса широко развиты. Сравнительно полные разрезы установлены в районах Доно-Медведицких дислокаций и Приволжской моноклинали. Максимальная общая мощность их достигает здесь 210 м. Менее полные разрезы располагаются к западу и югу (Хоперская моноклираль, Донской выступ), где вследствие размыва выпадают отложения кизеловского, частично или полностью черепетского и даже упинского горизонтов. Вследствие этого общая мощность яруса колеблется от 45 до 120 м.

Визейский ярус

Отложения визейского яруса известны на всей территории Среднего Поволжья, но не всегда представлены полностью. Чаще всего в разрезах отсутствуют елховский и радаевский горизонты, а также частично или полностью бобриковский. Сокращена иногда мощность тульского горизонта; не всегда может быть решен вопрос об объеме и возрасте терригенной части разреза. Литологически отложения визейского яруса разделяются на две части: нижнюю — преимущественно терригенную (малиновский надгоризонт, бобриковский горизонт) и верхнюю — карбонатную (тульский горизонт, окский и серпуховский надгоризонт).

В визейском ярусе выделяются три подъяруса: нижний, которому соответствует малиновский надгоризонт, средний, соответствующий яснополянскому надгоризонту, и верхний, объединяющий окский и серпуховский надгоризонты. Стратиграфическое расчленение яруса не везде производится легко. Затруднения, с которыми приходится иметь дело, связаны, во-первых, с разделением на горизонты терригенной толщи и проведением между ними границ, во-вторых, с неоднозначным положением границ между надгоризонтами, в особенности между яснополянским и окским. Из-за сильной доломитизации пород не всегда литологически ясна также граница между окским и серпуховским надгоризонтами. К уточнению ее положения могла бы быть привлечена довольно часто встречающаяся здесь фауна кораллов, но она до сих пор не изучена, а списки предварительных определений свидетельствуют о широком вертикальном распространении отдельных форм. Расчленение отложений визейского яруса производится в основном по фораминиферам. Хорошими показателями возраста горизонтов являются, кроме того, брахиоподы, остракоды, а также споры и пыльца.

Наименьшие мощности визейского яруса — от 60 до 125 м известны в Горьковском Поволжье; мощности от 150 до 200 м наблюдаются в узкой полосе к востоку от этой области (Казанско-Ульяновское правобережье); от 200 до 300 м — на значительной части территории Прикамья в Татарии, южнее в Саратовской области и на северо-востоке и западе Волгоградской области; мощности до 300—450 м — в Куйбышевском Заволжье и в некоторых районах Волгоградской области.

Нижняя граница визейского яруса является спорной. В работах первой половины 50-х годов исследователи (Троепольский, 1955; Килигина и др., 1955; Блудоров, 1956; Тузова, 1956) проводили ее внутри сарайлинской (малиновской) толщи. Иную точку зрения высказывают в более поздних работах В. М. Познер (1959 и др.) и С. В. Семихатова (1958, 1959 и др.). С. В. Семихатова в ряде статей, часть которых написана в соавторстве с Л. М. Елиной, А. А. Рыжовой, Л. Ф. Ростовцевой (1958 г., 1959 г.), основываясь на материалах опорного бурения в Мелекесе и Бузулуке, пишет о необходимости отнесения всей малиновской толщи к визейскому ярусу и соответственно проводит ярусную границу в подошве этой толщи. Сопоставляя со слоями с *Productus sublaevis* нижнемалиновскую толщу (елховский горизонт) и первую пачку верхнемалиновской толщи В. М. Познера, сложенные терригенными образованиями, С. В. Семихатова (1959) допускает, что в некоторых разрезах (Пилюгино, Бузулук) аналоги этих слоев сложены карбонатными породами. Таких же представлений о стратиграфии этой толщи придерживается М. М. Грачевский (1957, 1962 г.), Г. М. Яриков (1962 г.) и Т. В. Бывшева (1957, 1962). Рядом геологов-стратиграфов и палеонтологов Башкирии, среди которых большая роль принадлежит А. Я. Виссарионовой (1959 г.), нижняя граница визейского яруса проводится также в кровле малиновской (сарайлинской) толщи.

Г. И. Теодорович, Р. О. Хачатрян, Н. Н. Соколова (1958) считают, что малиновский надгоризонт состоит из двух различных по возрасту стратиграфических комплексов. Нижний комплекс, включающий нижнемалиновскую толщу и нижнюю часть I пачки верхнемалиновской толщи В. М. Познера, принадлежит к турнейскому ярусу. Верхний комплекс, объединяющий верхнюю часть I пачки и II пачку верхнемалиновской толщи, должен быть отнесен к визейскому ярусу. Нижний комплекс, имеющий верхнетурнейский возраст, авторы именуют малиновскими слоями (елховский горизонт), а верхний, имеющий нижневизейский возраст, — радаевскими слоями (радаевский горизонт). III пачка верхнемалиновской толщи, охарактеризованная смешанным радаевско-бобриковским спорово-пыльцевым комплексом, в котором отмечено некоторое преобладание бобриковских видов спор, условно была ими включена в объем бобриковского горизонта. Несколько позднее, наблюдая тесные преемственные связи между радаевскими и бобриковскими образованиями, Р. О. Хачатрян (1962), М. М. Грачевский и В. А. Долицкий (1962) высказали мнение о целесообразности отнесения бобриковского горизонта к нижневизейскому подъярусу.

Имеющиеся расхождения во взглядах на стратиграфическую принадлежность малиновской толщи являются следствием дискуссии по вопросу о том, как проводить границу между турнейским и визейским ярусами на Русской платформе — в кровле или в подошве слоев с *Productus sublaevis* и их возрастных аналогов. В качестве последних обычно принимаются малиновские слои (елховский горизонт). Необходимо, однако, добавить, что и объем аналогов слоев с *Productus sublaevis* для отдельных районов Поволжья различными исследователями понимается неодинаково.

Вопрос о положении границы между турнейским и визейским ярусами является дискуссионным не только для Поволжья, но и для ряда других районов СССР (в том числе Урала, Кузбасса, Донбасса) и за рубежом (Бельгия и др.).

Согласно решениям, принятым на Совещании по уточнению унифицированных схем палеозоя Волго-Уральской области (1962) и Русской платформы (1964), нижняя граница визейского яруса в Поволжье проводится по кровле отложений кизеловского горизонта и литологически устанавливается по смене карбонатных пород (известняков) терригенными (преимущественно глинистыми). В тех случаях, когда известняки кизеловского горизонта сменяются сверху также известняками, основным критерием является фауна фораминифер, среди которой наряду с турнейскими появляются многие визейские представители.

Малиновский надгоризонт. На территории Поволжья развит не повсеместно. В его объеме выделяют елховский и радаевский горизонты, что в ряде разрезов легко осуществимо по литологическому составу, фауне, спорам и пыльце. Однако в некоторых районах (Саратовско-Волгоградское Поволжье) отложения малиновского надгоризонта, содержащие довольно богатый и своеобразный комплекс фораминифер (более молодой по возрасту, чем обычный для елховского горизонта), рассматривают в целом без подразделения на горизонты.

Елховский горизонт присутствует в подавляющем большинстве разрезов Татарского и восточной части Жигулевско-Пугачевского сводов, на восточном погружении Токмовского свода, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах, на большей восточной части Ставропольского прогиба и в Камско-Кинельских прогибах. Отмечается литологическая и фаунистическая связь отложений его с подстилающими карбонатными породами раковского подгоризонта. Однако связь эта в пределах различных геоструктурных элементов выражена неодинаково. Если в разрезах осевой зоны Камско-Кинельской впадины (Могутово, Муханово, Малиновка, Мелекесс, Елабуга и др.) постепенный переход совершается на протяжении нескольких десятков метров, то на соседних сводах чрезвычайно быстро — в пределах нескольких метров. Тем не менее нижняя граница елховского горизонта (за редким исключением) отчетливая и проводится однозначно на больших территориях по смене известняков аргиллитами.

Отложения елховского горизонта литологически резко отличаются от выше- и нижележащих пород. Представлены они главным образом темно-серыми, почти черными тонкослоистыми пиритизированными аргиллитами преимущественно монтмориллонитового, бейделлитового и гидрослюдистого состава с маломощными (0,5—1,5 м) прослоями микро- и тонкозернистых доломитов, сильно глинистых известняков и сидеритов. В ряде разрезов (Горький Овраг, Малиновка, Михайловка) в толще аргиллитов появляются прослой кварцевых и алевролитовых песчаников. В аргиллитах найдены остракоды, остатки гониатитов, обломки раковин брахиопод, остатки рыб, эстерий, дисциев, иногда спикулы губок, а также макро- и микроспоры. В карбонатных прослоях определены брахиоподы и фораминиферы. В Малиновке, Мелекессе, Бузулуке, Радаевке, Сарайлах, Елабуге и других пунктах определены фораминиферы: *Tournayella discoidea* Dain., *Plectogyra inflata* Lip., *P. cf. latispiralis* Lip., *P. costifera* Lip., *P. paracostifera* Lip., *P. krainica* Lip., *P. kosvensis* Lip., *P. tenuiseptata* Lip., *Quasiendothyra arta* Lip., *Q. urbana* Malakh., *Q. procera* Schlyk., *Q. miranda* Raus., *Carbonella spectabilis* Dain., *Chernyshinella* ex gr. *glomeriformis* (Lip.) и др. (определения Л. Ф. Ростовцевой, И. А. Луньяка, О. А. Липиной и др.). Этот комплекс фораминифер, несмотря на обед-

ненность, по составу очень близок к комплексу, характерному для подстилающего раковского подгоризонта кизеловского горизонта и не содержит видов, характерных для визейского яруса. Относительная обедненность комплекса может быть объяснена наступлением общерегрессивных условий преимущественно терригенного осадконакопления. Именно с этой неблагоприятной фациальной обстановкой седиментации следует связывать отсутствие переходных турнейско-визейских форм фауны фораминифер с неустойчивыми видовыми признаками, которые в своем развитии отстают от других групп.

В елховских отложениях обнаружены многочисленные остракоды: *Entomis sarajlensis* Posn., *Carbonita assimetrica* Tsehig., *Amphissites mosquensis* Posn., *Kirkbya mellekessensis* Tsehig., *Cavelina minuta* Posn., *Carboprimitia alveolata* Posn., *Paraparchites microphaltmus* Eichw., *Quasiparaparchites malinovkensis* Grach. и др. (определения В. М. Познера и В. А. Чижовой). Среди брахиопод обычно указываются: *Schizophoria* cf. *resupinata* (Mark.), *Leptaenella* cf. *analoga* (Phill.), *Spirifer konincki* Dew., *Chonetes dalmaniana* Kon., *Megachonetes* ex. gr. *papillionacea* Phill., *Plicochonetes* aff. *waldschmidti* Paesck., *P. tricornis* Sem., *Plicatifera* sp. (несколько напоминающая *P. zyabronensis* Sok.), *P. aff. spelunca* Nal., *Avonia lichvini* (Liss.), *Cancrinella* aff. *undata* Dort., *Pustula pixidiformis* (Kon.), *R. pustulosa* Phill., *P. aff. pustulosiformis* Pot., *Productus* aff. *terres Muir-Wood*, *Athyris* ex gr. *ambigua* (Sok.), *Camarotoechia* sp., *Spirifer* sp., *Sp.* ex gr. *tornacensis* (?), *Buxtonia* cf. *lichvini* Liss., лингулы и др. (определения Д. В. Наливкина и С. В. Семихатовой).

Здесь, среди форм, встречаемых в турнейском ярусе, имеются виды (например, *Megachonetes papillionacea* Phill., *Chonetes dalmaniana* Kon.), найденные в Поволжье, на Урале и в других районах не только в верхнетурнейских, но и в нижневизейских отложениях. Этот комплекс брахиопод характеризуется смешанным турнейско-визейским составом. В елховских отложениях отмечено также обилие фауны головоногих. Определены гониатиты *Imitoceras ornatissimum* Kon., *Pericyclus* sp., *Münsteroceras* (?) sp. Фауна головоногих, встречаемость которой уменьшается от подошвы к кровле, указывает, по заключению Л. С. Либровича, на соответствие этого горизонта подзоне С₂ разрезов Англо-Бельгийского бассейна.

На Горькоовражной площади (скв. 23) Е. Ф. Чирковой-Залесской обнаружена ихтиофауна, определенная Д. В. Обручевым как *Acanthodes lopatini* Ron.; она является характерной формой для отложений быстринской свиты турнейского яруса Минусинской впадины.

По данным Т. В. Бышевой (1959 г., 1962), в осевой зоне Камско-Кинельской впадины в нижней части терригенных отложений нижнего карбона выделяются три спорово-пыльцевых комплекса. В нижнем (I) комплексе присутствует пыльца подгруппы *Sophosphaera* Naum., *Perisaccus* Naum. Детальное изучение этого своеобразного комплекса, в котором имеются элементы спор и пыльцы девонского облика, еще не закончено. Для среднего (II) комплекса (елховского) характерными являются мелкие споры с гладкой шиповатой и бугорчатой экзиной, среди которых доминируют споры подгрупп *Lophotriletes* Naum. (до 60%), *Leiotriletes* Naum. (до 30%), *Acanthotriletes* Naum. (до 14%). Здесь преобладают следующие виды: *Lophotriletes rugosus* Naum., *Leiotriletes subintortus* (Waltz) Naum., *L. inermis* (Waltz) Naum., *L. glaber* Naum., *L. microrugosus* (Ibr.) Naum., *L. macrograniferus* Juschko, *L. minor* Naum., *Trachytriletes punctulatus* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes notabilis* Naum. и иногда *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum.; в меньшем количестве присутствуют *Acantho-*

triletes spinotuberosus Jus chko, *A. rotundiformis* Jus chko in litt., *Trachytriletes minutus* Jus chko in litt., *Hymenozonotriletes genuinus* Jus chko in litt.

В верхнем (III) комплексе (верхнеелховском) присутствуют споры, встречающиеся как в ниже-, так и в вышележащих отложениях; этот комплекс спор отличается от среднего (II) присутствием форм с оторочкой. В III комплексе указываются: *Lophotriletes rugosus* Na um., *Lophozonotriletes rarituberculatus* (L uber) Na um., *L. macrotuberculatus* Jus chko, *Hymenozonotriletes glominus* Jus chko, *H. notabilis* Na um., *H. subauranthiacus* Jus chko, *Dictyotriletes magnus* Na um., *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Na um., *E. macrodiscus* (W altz) Jus chko, *E. orbiculatus* (W altz) Na um., *Simozonotriletes kiselensis* Na um.

В осевой полосе Камско-Кинельских прогибов (Могутово, Дмитриевка, Муханово, Мелекес, Елабуга, Сарайлы и т. д.) елховский горизонт представлен наиболее полно и имеет мощность до 180—220 м. В прибортовых их зонах (Бузулук, Городецк, Жуково) сохраняется нижняя часть его мощностью до 45—48 м. В пределах сводов и их склонов елховские отложения сложены аргиллитами. По данным спорово-пыльцевых анализов нескольких разрезов елховские отложения представлены здесь лишь частью, охарактеризованной II спорово-пыльцевым комплексом, и имеют мощность от 1,5—2 до 5—7 м. Верхняя часть горизонта, охарактеризованная III спорово-пыльцевым комплексом, выпадает из разрезов и на отложениях нижней части елховского горизонта несогласно залегают отложения радаевского горизонта или чаще всего бобриковского горизонта визейского яруса.

Радаевский горизонт на территории Поволжья достоверно выделен в Камско-Кинельских прогибах и в некоторых районах южной вершины Татарского свода, где его отложения охарактеризованы спорово-пыльцевыми комплексами. Присутствие радаевских отложений в других районах палеофитологическими данными не доказано, хотя можно полагать, что они развиты также на отдельных участках восточной части Жигулевско-Пугачевского свода и по западному борту Мелекесской впадины. На погребенном Котельническом и Токмовском сводах, включая восточный склон последнего, а также на юго-восточном окончании Рязано-Саратовского прогиба и в прилегающей зоне восточного склона Воронежского массива радаевские отложения обычно отсутствуют. Однако не исключено, что спорадически они могут быть развиты в узких локальных зонах.

В Камско-Кинельской впадине радаевские отложения представлены наиболее полными разрезами и располагаются на образованиях елховского горизонта, как правило, с размывом, заполняя пониженные участки подстилающего их ложа. На бортах этой впадины и на тех участках Татарского и восточной части Жигулевско-Пугачевского сводов, где радаевские отложения присутствуют в разрезах, они залегают непосредственно на нижней части елховского горизонта. Радаевские отложения в свою очередь перекрываются несогласно залегающими породами бобриковского горизонта. Это несогласие в разрезах сводов и бортовых частей впадины (Бузулук, Городецк и др.) приобретает характер стратиграфического, в результате чего радаевский горизонт полностью выпадает из разрезов.

Радаевский горизонт сложен преимущественно песчано-алевролитовой толщей пород с отдельными пачками и пластами аргиллитов, к которым приурочены стяжения и линзообразные пропластки сидерита и углистых сланцев. Обычно выделяется три пласта песчано-алевролитовых пород, наиболее мощным из которых является нижний (до 60 м),

залегающий в основании горизонта. Песчано-алевролитовые пласты в ряде мест нефтеносны.

Для песчаных пластов характерна косослоистость, а для алевролитов текстура перемешивания осадков ходами червей-илоедов.

Радаевские отложения бедны остатками фауны. В средней пачке обнаружены раковины *Lingula*, скелетные остатки рыб и много остракод, среди которых В. А. Чижовой определены *Carboprimitia alveolata* P o s n., *Lunnularis archaedensis* T s c h i g., *Glyptopleura plicata* (J. et K.) и др. Отсюда же Е. Ф. Чирковой-Залесской описаны комплексы флоры: *Stigmara ficoidus* St., *Lepidodendron tenerimum* A. et G., *Bothrodendron* sp., *Achantites* sp., *Archaeopteris* sp. Отложения радаевского горизонта содержат характерный (IV по Т. В. Бывшевой) спорово-пыльцевой комплекс, в котором, по данным радаевских скважин, преобладают *Euryzonotriletes orbiculatus* (Waltz) Naum. (6—19%), *E. megalothelites* Waltz (13%), *E. subcrenatus* Naum. (7—8%), *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum. (16—20%), *Trematozonotriletes bialatus* var. *gibberosus* Naum. (80%), *Simonozonotriletes duplicatus* And. (5—8%), *Euryzonotriletes macrodiscus* (Waltz) Naum. (5%), *E. eiliatomarginatus* (Waltz) Naum. (до 5%), *E. subcrenatus* Naum. (4—5%), *Stenozonotriletes rauseri* Naum. (6,5%), *Hymenozonotriletes genuinus* Juschko in litt. (2%), *Trematozonotriletes intermedius* Naum. и мелкие споры с шиповатой и бугорчатой экзиной. Кроме перечисленных, найдены и новые виды: *Archaeozonotriletes macrotuberculatus* Bivsch., *Hymenozonotriletes gigantus* Bivsch. и др.

Мощность радаевских отложений в Поволжье изменяется от нуля до 120—140 м. Максимальные значения отмечены в наиболее полных разрезах Камско-Кинельской впадины. В разрезах бортовых частей (Радаевка, Раковка и др.) мощность 45—60 м, на сводах, где радаевские отложения присутствуют лишь в единичных разрезах, их мощность составляет несколько метров. В последнее время (1962—1963 гг.) Г. М. Яриковым и А. С. Мельниковой в Волгоградском Поволжье (главным образом в районе Приволжской моноклинали) выявлена карбонатно-терригенная толща пород, которая по фауне фораминифер сопоставлена ими с зонами C_1^{va} , C_1^{vb} и низами C_1^{vc} Донбасса. Эта толща мощностью от 24 до 36 м (Чухонастовка, Умет) отнесена названными авторами к малиновскому надгоризонту.

Яснополянский надгоризонт. Надгоризонт включает бобриковский и тульский горизонты; первый из них сложен терригенными, а второй терригенно-карбонатными породами. Нижняя и верхняя границы надгоризонта условны и не всегда обосновываются палеонтологическим материалом. Мощность надгоризонта колеблется от 0 до 215 м; наибольшие мощности отмечены на юго-востоке Камско-Кинельской впадины.

Бобриковский горизонт установлен в разрезах только к востоку от линии, проходящей от Вожгал на севере к Юлово-Ишиму на юге. К западу от этой линии, а также за пределами изучаемой территории находится весьма обширная область, в которой бобриковские отложения или отсутствуют или представлены вместе с тульским горизонтом толщей незначительной мощности. Исключение составляет лишь разрез Котельнича, где можно предполагать несколько большую мощность бобриковского горизонта.

По данным В. М. Познера (Познер и др., 1957), отложения бобриковского горизонта отсутствуют в некоторых разрезах Татарского свода (Акташ). В Камско-Кинельских прогибах они представлены наиболее полно и с подстилающими образованиями залегают согласно. Вне этих прогибов отчетливо виден несогласный характер их залегания, вплоть

до полного выпадения из разрезов радаевских и елховских отложений, а местами также и кизеловского горизонта. Вне пределов впадины точное проведение нижней границы бобриковского горизонта затруднительно, а порой по литологическим признакам просто невозможно.

По спорово-пыльцевым данным бобриковский горизонт может быть подразделен на две пачки: нижнюю — со смешанным радаевско-бобриковским комплексом (V^a комплекс по Т. В. Бывшевой, 1959 г.) и верхнюю — с комплексом, в котором преобладают формы, характерные лишь для бобриковского горизонта (V^6 комплекс). Нижняя пачка (от 0 до 28—30 м) состоит из переслаивания темно-серых алевролитов и аргиллитов преимущественно каолинитового состава (с примесью гидрослюда), с линзами и прослоями сидеритов, с подчиненными прослоями кварцевых песчаников; наблюдаются частые прослой углистых сланцев и углей с сохранившимися отпечатками стигмарий. По данным Т. В. Бывшевой, в разрезах скважин Радаевки и Дмитриевки (Куйбышевская область) характерный для пачки спорово-пыльцевой комплекс состоит из *Euryzonotriletes sulcatus* Naum. (12—18%), *Stenozonotriletes literatus* Naum. (2—5%), *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Naum., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum. (до 9%), *Trematozonotriletes commutatus* (Waltz) Naum. (0,8%), *Simonozonotriletes conduplicatus* Andr. (4,5%); отмечаются также виды, встреченные в радаевских слоях: *Hymenozonotriletes genuinus* Juschko in litt (1,5%), *Euryzonotriletes* aff. *megalothelis* Waltz. (3%).

Верхняя пачка сложена в основном кварцевыми разно- и мелкозернистыми песчаниками с тонкими прослоями глин. Среди песчаников встречаются маломощные (0,5—2 м) пласты кварцевых алевролитов (с ходами илоедов) и темно-серых аргиллитов с прослоями углистых сланцев и углей; последние в виде отдельных пропластков залегают также в верхней части горизонта.

Песчаники обычно залегают в верхней части разреза, но в некоторых районах (Сызрань, Тепловка, Ромашкино, Аксубаево, Булдырь и др.) они приурочены и к нижней, выполняя иногда мулды эрозонного рельефа (Тепловка, Сызрань). В песчаниках отмечается растительный детрит, наличие пирита, иногда встречаются остатки пеллеципод. Спорово-пыльцевой комплекс верхней пачки содержит: *Euryzonotriletes sulcatus* Naum. (до 30%), *E. subcrenatus* Naum. (7,5%), *Stenozonotriletes literatus* Naum. (до 20%), *Hymenozonotriletes pusillus* (Ibr.) Naum. (до 40%), *H. aff. macrotuberculatus* (до 12%), *H. fossulatus* Naum. (5%), *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum. (до 6,5%), *Trematozonotriletes incisus* Naum. (5%), *T. bialatus* (Waltz) Naum. (11%), *T. variabilis* (Waltz) Naum. (3,5%), *Aletes reticulatus* Naum. (до 20%) и другие споры, характерные для верхней части бобриковского горизонта Подмосковского бассейна. В нижней части разреза Пилюгино определены споры и пыльца, характерные для нижней части этого горизонта Подмосковского бассейна, что позволяет предполагать одновременность образования бобриковских отложений Поволжья и Подмосковского бассейна. В самой верхней части терригенных отложений мощностью до 5—6 м, залегающих ниже первого известняка с тульским комплексом фораминифер, определены споры, характерные для тульского горизонта. Мощность отложений верхней пачки бобриковского горизонта колеблется от 0 до 60 м; максимальные значения ее наблюдаются в разрезах Камско-Кинельских прогибов.

В аргиллитах нижней и верхней пачек бобриковского горизонта Е. Ф. Чирковой-Залесской определен тот же комплекс ископаемой флоры, что и в радаевских слоях. Кроме того, здесь найдены *Stigmaria*

rugosa Tschirk., *Adiantites bradyana* Tschirk. и хвощевые *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth.

Мощность бобриковского горизонта в Поволжье колеблется от 0 до 95 м. В северо-западной части территории она равна нулю, или всего нескольким метрам (за исключением, возможно, района Котельнича). Мощность 8—22 м наблюдается на востоке, в Татарии, на западе и северо-востоке Куйбышевской области; 20—40 м в Саратовском и отчасти в Волгоградском Поволжье, возрастает до 95 м в Камско-Кинельских прогибах.

Тульский горизонт представлен почти повсеместно и возможно отсутствует лишь в Казакларе (к северу от Казани). Нижняя граница горизонта на севере и западе Поволжья проходит в литологически однообразной терригенной толще и устанавливается по первому прослою известняков или известковистых глин с тульской фауной фораминифер. В большинстве разрезов появление последних совпадает со сменой терригенных пород терригенно-карбонатными.

Отложения тульского горизонта имеют явные признаки трансгрессирующей серии. В нижней части на всей северной половине территории развиты терригенные отложения: глины, алевролиты, реже пески и песчаники, с прослоями известняков и углистых сланцев, редко углей. В Куйбышевском Поволжье и Заволжье, а также в Нижнем Поволжье в основании тульского горизонта залегают глинистые известняки, иногда окремненные, а глины, песчаники и алевролиты образуют лишь прослои (за исключением Жирновско-Линевского района). В верхней половине горизонта преобладают известняки, нередко глинистые с прослоями мергелей, глин, доломитов, реже песчаников и алевролитов. Окраска пород обычно темная, особенно в нижней части. Исключением являются северные районы (Котельнич—Глазов), где тульский горизонт слагается пестрыми ожелезненными терригенными породами. Углистые прослои редки и наблюдаются лишь в разрезах отдельных скважин (Булдырь); доломитизация пород отмечена в Вожгалах, в Горьковском Поволжье и в северо-западной Татарии (Казаклар, Булдырь). В остальной юго-восточной части территории доломиты отсутствуют или образуют незначительные прослои, чаще в верхней части горизонта.

Органические остатки в отложениях тульского горизонта очень богаты и разнообразны. Наиболее характерны: фораминиферы — *Endothyranopsis crassus compressus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *P. exilis* Raus., *Archaediscus karreri* Brady, *A. spirillinoides* Raus., *A. moelleri* Raus., *Tetrataxis angusta* Viss., *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. mediocris* Viss. и др.; кораллы — *Dibunophyllum concinnum* Kon., *Lithostrotion rossicum* Stuck.; брахиоподы — *Chonetes (Daviesella) comoides* Sow.; *Ch. papilionacea* Phill., *Gigantoproductus mirus* Frd., *G. maximus* Schw., *Spirifer ustyensis* Sem.; остракоды — *Paraparchites armstrongianus* (Jon. et Kirkby), *Bairdia flora* Nas. и др.; встречаются известковые водоросли (унгдареллы), споры и пыльца.

Наименьшая мощность горизонта 4—18 м отмечена в западной части Поволжья (зоны Алатырских и Сурско-Мокшинских поднятий), участками в западной и восточной частях Татарии; более обычны средние значения — до 20—45 м. Значительные увеличения мощностей — до 101—121 м характерны для востока Волгоградской области (Умет, Чухонастовка).

Окский надгоризонт. Этот надгоризонт обычно проходится скважинами без выноса керна и поэтому в ряде районов он охарактеризован очень слабо. Распространены окские отложения повсеместно и

налегают на тульские отложения без видимого перерыва. В Токмово частично размыта верхняя часть разреза (веневские отложения). На остальной территории происходит постепенная смена отложениями серпуховского надгоризонта.

Нижняя граница окского надгоризонта не всегда четкая и проводится чаще в однообразной карбонатной толще пород по появлению алексинской фауны фораминифер и брахиопод. Иногда в основании надгоризонта отмечается карбонатный обломочный материал (Токмово, Байтуган), в некоторых районах рассматриваемой территории (Красная Поляна, Пилюгино, Саратов и южнее) — терригенный материал (глинистые и алевроитовые прослои).

В целом надгоризонт представлен известняками и доломитами с редкими прослоями глин. Песчанистость доломитов отмечена по всему надгоризонту только в Вожгалах. Резкое преобладание известняков над доломитами или даже исключительно известняковый состав отложений надгоризонта являются характерными для всей западной части территории — Ульяновского, Саратовского и Волгоградского Поволжья. Резкое преобладание доломитов над известняками наблюдается на севере (Котельнич и Вожгалы) и в Татарии (Булдырь, Сарайлы, Заинск, Шугурово, Аксубаево). Для разрезов надгоризонта в Горьковском Поволжье, Чувашской АССР, северной части Прикамья и Куйбышевской области характерно переслаивание известняков и доломитов; первые преобладают в нижней части надгоризонта, вторые — в верхней.

Фауна окского надгоризонта обычно богатая. Так, в разрезах на крайнем западе Среднего Поволжья и в Саратовской области отмечаются фораминиферы, часты кораллы (*Lithostrotion junceum* Fl am., *Lonsdaleia duplicata* M art.) и брахиоподы — банки *Striatifera striata* F i s c h., *Gigantoproductus giganteus* (M art.), *G. moderatus* (S c h w.), *G. praemoderatus* (S a r.).

Мощность окских отложений: наименьшая (30—65 м) в Горьком, Порецком, Токмово, Иссе; возрастает до 100—160 м на севере — в Удмуртии и в Чувашии, в западной части Татарии, Куйбышевской, Саратовской областях и на юго-западе Волгоградской области; еще большие мощности (170—220 м) наблюдаются на востоке и юго-востоке Куйбышевской области (Пилюгино, Красная Поляна, Дергуновка) и на Приволжской моноклинали в Волгоградской области.

В составе окского надгоризонта выделяются алексинский, михайловский и веневский горизонты.

Алексинский горизонт представлен на территории Поволжья повсеместно. Верхняя его граница определяется обычно довольно легко, по появлению в известняках михайловского комплекса фораминифер.

Алексинские отложения характеризуются темно-серой окраской, преобладанием известняков над доломитами. Фауна характерна и разнообразна: фораминиферы — *Plectogyra samarica* (R a u s.), *Bradyina rotula* (E i c h w.), *Archaeodiscus moelleri gigas* R a u s., *Eostaffella proikensis* R a u s. и др.; кораллы — *Palaeosmilia purchisoni* E d w. et H e i m, *Lithostrotion junceum* F l e m.; брахиоподы — *Semiplanus semiplanus* (S c h w.), *Chonetes hardrensis* P h i l l., *Athyris expansa* P h i l l., *A. ambigua* S e m., остракоды — *Healdinella darwinuloides* P o s n., *Amphissites mosquensis* P o s n., *A. batalinae* P o s n., *Scrobicularia scrobiculata parva* P o s n. Часто встречаются известковые водоросли *Calcifolium okense* S c h w. et B i r., унгареллы и сифонниковые.

Мощность алексинского горизонта колеблется от 11 до 100 м, составляя обычно около одной трети от общей мощности подъяруса. Относительное и абсолютное возрастание мощности алексинского горизонта

наблюдается на востоке и юго-востоке Куйбышевской области (Пилюгино, Красная Поляна, Ореховка и др.) и в Волгоградской области (Коробки, Чухонастовка).

Михайловский горизонт известен повсеместно. Верхняя граница нечеткая, проводится в карбонатной толще пород по появлению веневского комплекса фораминифер. Представлены михайловские отложения более светлыми по сравнению с алексинскими известняками и доломитами. В подошве и в кровле отмечаются прослойки микрозернистых известняков. В разрезах Волгоградской области широко развиты коричнево-бурый стигмариевые известняки. В Вожгалах продолжает встречаться песчаный материал и даже обломки красноватых пород. Фауна по-прежнему богата и разнообразна, но уже менее характерна. Обычны фораминиферы — *Endothyranopsis crassus* Brady, *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.), *Climacammina prisca* Lip., *Permodiscus vetustus* Dutk., *Eostaffella ikensis* Viss., *Parastaffella propinqua* Viss. и др.; брахиоподы — *Striatifera striata* Fisch., *Semiplanus semiplanus* Schw., *Phricodothyris lineata* (Mart.), *Gigantoproductus striatosulcatus* (Sedgw.) и др.; остракоды — *Paraparchites suborbiculatus* (Mürst.), *Carbonita fabulina* Jon. et Kirkby, *Bairdia districta* Eichw., *B. alta* Jon. et Kirkby и др.; встречаются известковые водоросли — *Calcifolium okense* Schw. et Bir., *C. punctatum* Masl., ундареллы и др.

Мощность михайловского горизонта колеблется от 11 до 76 м, соответственно колебаниям мощностей окского надгоризонта в целом.

Веневский горизонт распространен повсеместно, однако в районе Токмово и Усть-Бузулука веневские отложения срезаны позднейшей эрозией. Верхняя граница нечеткая и обосновывается фауной фораминифер (более частые *Endothyranopsis crassus sphaericus* и янишевскины), иногда кораллов *Lonsdaleiastrea*. Представлены отложения горизонта доломитами или переслаиванием доломитов и известняков, реже известняками.

Фауна сравнительно бедная и часто плохой сохранности. Наиболее характерны фораминиферы — *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Cribrostomum recurrens* Lip., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Globivalvulina* sp.; остракоды — *Paraparchites suborbiculatus* (Mürst.), *Carbonita fabulina* Jon. et Kirkby, *Microcheilinella suborbuloidea* Jon. et Kirkby.

Мощность горизонта колеблется соответственно колебаниям мощности надгоризонта в целом. Значительные мощности горизонта отмечаются в Пилюгино, Красной Поляне и других разрезах юга и востока Куйбышевской области; резкое сокращение мощности веневского горизонта (до 26—45 м) отмечено в Нижнем Поволжье.

Серпуховский надгоризонт. Представлен почти повсеместно, за исключением некоторых районов Горьковского и Волгоградского (Усть-Бузулук) Поволжья, а также Токмово, где они оказались размытыми. Верхняя граница четкая и обосновывается обычно появлением в разрезе доломитов с протвинским комплексом фораминифер. Выделяются очень часто условно (трудно отчленяются один от другого) тарусский и стешевский горизонты. Представлены оба горизонта в основном доломитами. В основании серпуховского надгоризонта в узкой полосе Куйбышевского Заволжья прослежена 25—30-метровая пачка глинисто-доломитовых пород, именуемая «покровской пачкой».

Фауна серпуховских отложений бедная, плохой сохранности. Часто встречаются кораллы и брахиоподы. Кораллы отмечены в Иссинском и Марийском разрезах, особенно обильны они в Байтугане, найдены и

в разрезах Татарии. Характерны фораминиферы — *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.); кораллы — *Carcinophyllum cf. lonsdaleiforme* Salem., *Chaetetes fischeri* Stuck.; брахиоподы — *Striatifera striata* Fisch. (банки), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *Buxtonia scabricula* Mart.

Мощность серпуховских отложений в западных районах Среднего Поволжья не более 35 м; в западной Татарии, на Самарской Луке, в Саратовской области и на Приволжской моноклинали она возрастает до 61 м; в Ижевско-Вятском районе и в восточной Татарии достигает 80—90 м; в Куйбышевском Заволжье (в том числе в Красной Поляне, Дергуновке) мощность увеличивается до 135—150 м.

Разрезы визейского яруса по сравнению с турнейскими изучены значительно слабее; поэтому во многих разрезах выделить все горизонты не представляется возможным, часто приходится ограничиваться обобщенной характеристикой.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. В окраинных зонах Московской синеклизы, входящих в пределы рассматриваемой территории, нижние горизонты визейского яруса (малиновский и яснополянский надгоризонты) часто выпадают из разрезов. Разрез визейского яруса (60—80 м), сокращенный за счет выпадения самой нижней и верхней его частей, известен в Горьковском Поволжье, где изучен С. В. Семихатовой и Л. М. Бириной по Балахнинским и Горьковской (№ 2) скважинам. В Балахнинских скважинах к яснополянскому надгоризонту условно отнесена пачка (15 м) кварцевых песчаников и слюдистых глин с растительными остатками.

Вышележащая толща карбонатных пород — доломитов (внизу) и известняков (вверху) в обоих районах отнесена к окскому надгоризонту на основании определения фораминифер. В Горьковской скважине по той же фауне выделены алексинский (12 м), михайловский (10 м) и веневский (17 м) горизонты. Известняки верхней части алексинского горизонта имеют светлую окраску, известняки михайловского горизонта серые и микрослоистые, а веневского белые, сахаровидные, тонкозернистые. Обращает на себя внимание бедность сообщества фораминифер и отсутствие крупных форм типа форший, гаплофрагмелл и литуотубелл. В Горьковской скважине на глубине 688 м отмечается прослой черного микрозернистого известняка, который является, по-видимому, аналогом стигмариевых слоев Подмосковного бассейна. По кровле его проведена верхняя граница михайловского горизонта. Мощность ^{визейских} окских отложений 65 м в Горьковской и около 50 м в Балахнинских скважинах.

Серпуховский надгоризонт в указанных выше разрезах, по-видимому, отсутствует, а если представлен кое-где, то лишь небольшой пачкой (не более 5—6 м). Поверхность визейских отложений несет явные следы размыва.

В разрезе Опаринской скважины мощность визейского яруса 72,5 м. Яснополянский надгоризонт (23 м), налегающий с размывом на отложения воронежского горизонта верхнего девона, начинается конгломератом, выше сложен пестроцветными алевролитами и глинами.

Оско-серпуховские отложения (49,5 м) сложены внизу (3 м) криноидно-фораминиферовыми известняками пестрой окраски, выше (9 м) — пестроокрашенными, частью глинистыми и окремнелыми доломитами с прослойками глин и ангидрита, еще выше (37,5 м) — светлосерыми, частью окремнелыми доломитами.

В Котельниче (опорная скв. 1) в основании визейского яруса залегает пачка терригенных пород мощностью 36 м, возраст которой определяется как яснополянский. Подразделить ее на горизонты не представляется возможным. Эта пачка пород сложена чередующимися

между собой (при мощности прослоев от 0,5 м до нескольких метров) светло-серыми песчаниками и аргиллитами буровато-темно-серой, светло-серой, темно-фиолетовой, красновато-коричневой, горчично-желтой, фисташково-зеленой окраски.

Песчаники обычно разнозернистые, встречаются тонко- и мелкозернистые разности. В глинах и аргиллитах нередки зеркала скольжения и включения пирита. По плоскостям наслоения в них видны углистые остатки растений. Вышележащая толща окского и серпуховского надгоризонтов мощностью 98 м сложена светло-коричневато-серыми доломитами тонко- и мелкозернистыми, иногда глинистыми, местами кремневыми, загипсованными, с прослойками голубоватого ангидрита, местами с вкраплениями пирита. Из органических остатков иногда различимы кораллы, криноидеи и фораминиферы. Среди последних из нижней части определены *Globoendothyra* ex gr. *globulus* и зоштафеллы.

В зоне Вятских дислокаций визейский ярус выражен в основном доломитами, а в нижней части плохо фаунистически охарактеризованными терригенными отложениями.

В Вожгалах для визейских отложений характерна частота доломитов, доломитизация и глинистость известняков, присутствие обломков красноцветных пород в верхней части разреза, бедность макро- и микрофауны. Отложения малиновского надгоризонта и бобриковского горизонта отсутствуют. Тульский горизонт представлен внизу (9 м) толщей терригенных пород, подразделяемых А. С. Ердяковым (1940) на три пачки. Первая (снизу) пачка (4 м) сложена глинами, шоколадными, пестрыми и темными (до черных), сланцеватыми, песчанистыми внизу и алевролитовыми вверху, с прослоями розовато-серых и темно-серых известковистых песчаников, серых и буровато-красных сильно глинистых песчанистых известняков. Вторая пачка (3 м) представлена алевролитами пестрыми (с преобладанием буровато-красного цвета) с прослоями почти черных, битуминозных, сланцевых глин. Третья пачка (2 м) сложена доломитами, зеленовато-коричневыми, известковистыми, глинистыми, и глинами, коричневыми, красно-бурыми, иногда темно-серыми до черных, песчанистыми, слабоизвестковистыми. Характерным является преобладание в терригенной толще алевролитов, полное отсутствие слюды, повышенное содержание турмалина и циркона.

Алексинский горизонт (40 м) сложен известковистыми и песчанистыми доломитами. Михайловский горизонт (44 м) представлен белыми, слабозеленоватыми доломитами с оолитовым серым известняком в основании. В кровле предполагаемого михайловского горизонта найдены фораминиферы: *Plectogyra* ex gr. *omphalota* (R a u s. et Re it l.), *Eostaffella* ex gr. *parastruvei* R a u s.

Веневский, тарусский и стешевский горизонты (33 м) сложены светлыми доломитами. Из фораминифер в них встречена *Eostaffella* ex gr. *parastruvei* R a u s.

В Верхнекамской впадине в опорном разрезе Глазовской скважины визейский ярус (201 м) подразделяется на терригенные образования яснополянского надгоризонта (45 м) и карбонатную толщу окского и серпуховского надгоризонтов (156 м). Контакт с девонскими отложениями не прослежен. Яснополянский надгоризонт слагается пестроцветными аргиллитами, глинами и имеющими подчиненное значение алевролитами и песчаниками. К западу от Глазова мощность уменьшается. В толще окских и серпуховских образований преобладают частью пестроцветные доломиты, иногда с включениями ангидрита и кремня. В кровле залегает 5-метровая пачка известняков со стратиферами. Из кораллов встречен *Lithostrotion junceum* Fle m., из фораминифер эндоциты *Eostaffella* ex gr. *ikensis* V i s s. и *Hyperammina* sp.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. В пределах Токмовского свода визейские отложения представлены сокращенными разрезами. В Токмовской опорной скважине в строении разреза участвуют образования яснополянского, окского и серпуховского надгоризонтов общей мощностью 43,5 м (рис. 38). Залегают они на размытой поверхности данково-лебединских пород и покрываются верейскими отложениями со следами глубокого закарстовывания верхних девяти метров визейских отложений. Нижние 16 м

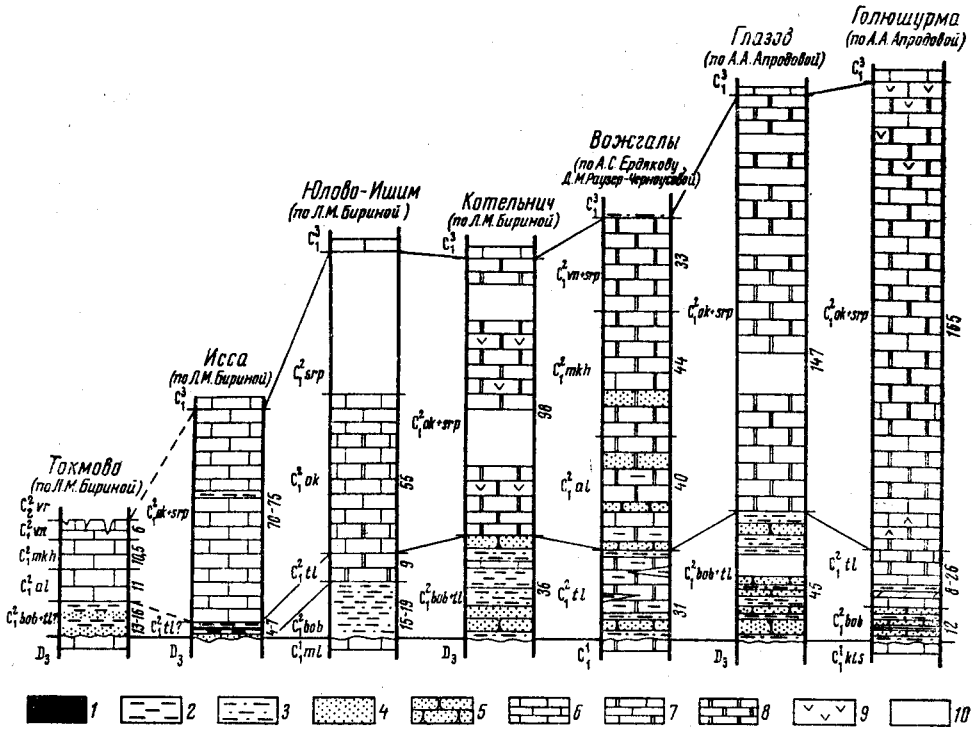


Рис. 38. Сопоставление разрезов визейского яруса по Токмовскому своду, зоне Вятских дислокаций и Верхнекамской впадине

1 — уголь; 2 — глины; 3 — алевролиты; 4 — пески; 5 — песчаники; 6 — известняки; 7 — доломитизированные известняки; 8 — доломиты; 9 — ангидритизация; 10 — перерыв в наблюдениях (керф отсутствует)

сложены терригенными отложениями, относимыми Н. С. Ильиной (1955 г., 1957) к яснополянскому надгоризонту, остальная часть разреза — известняками. На основании довольно богатой фауны фораминифер, кораллов и брахиопод в карбонатной толще выделяются: алексинский (11 м), михайловский (10,5 м) и веневский (неполная мощность 6 м) горизонты.

На южном погружении Токмовского свода, в Юлово-Ишимских скважинах, подробно изученных и описанных Л. М. Бириной (1953₁), визейский ярус отличается значительной полнотой. Общая мощность его колеблется от 120 до 200 м. Малиновский надгоризонт, по-видимому, здесь отсутствует. Бобриковский горизонт (15—19 м) представлен в основном темноцветными микрослоистыми глинами с растительными остатками и глинистыми кварцевыми алевролитами. Возраст этих отложений установлен по спорам. К тульскому горизонту (9 м, скв. 2), относится, вероятно, нижняя часть вышележащей карбонатной

толщи пород, представленная глинистыми доломитами с волнистыми прослойками черного органического вещества. Не исключено, что сюда следует присоединить еще и верхнюю часть терригенной толщи. Окский надгоризонт сложен известняками (и доломитизированными их разностями) с фауной фораминифер, кораллов и брахиопод. В некоторых разрезах удается выделить все три горизонта. Общая мощность 55 м (скв. 4). Серпуховский надгоризонт в отличие от более восточных разрезов сложен здесь нацело светлыми сахаровидными известняками. В нижней половине, а также в прослоях брахиоподово-детритусовых известняков встречена небогатая фауна.

Значительные — до 200 м и более — мощности характерны для визейских отложений северной части Татарского свода. Наибольшие мощности наблюдаются в Голюшурме; к северу от нее, к Бураново, они уменьшаются, за исключением терригенной части разреза яснополянского надгоризонта, мощность которой остается довольно постоянной — около 40 м. Фаунистическое обоснование стратиграфического расчленения этих разрезов слабое.

Бобриковский горизонт сложен в основном песчаниками, алевролитами и глинисто-углистыми сланцами. Незначительный процент падает на долю аргиллитов, углей и глин. Последние часто относятся к бокситовидным. Еще меньше карбонатных пород — известняков, доломитов и сидерита. Мощность бобриковского горизонта в Голюшурме 12 м, в Бураново 36 м, в Варзи-Ятчах 20—45 м и в Казаковке 10—20 м.

Тульский горизонт выделяется по фауне фораминифер. Литологически представлен в нижней части чередованием известняков, мергелей, алевролитов, песчаников, глин и сланцев. Выше в разрезе преобладают известняки и доломиты. Известняки обычно серые и темно-серые, песчаные, неяснокосослоистые. На плоскостях наслоения имеют примазки глин. Из фораминифер определены: *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *P. similis* (Raus. et Reitl.), *Archaeodiscus kareri* Brady, *A. krestovnikovi* Raus., *Planoarchaediscus spirillinoides* Raus., *Eostaffella parastruvei* Raus. Мощность горизонта в Варзи-Ятчах и Бураново равна 12 м, в Казаковке 20—25,5 м, в Голюшурме 10—18 м.

Вышележащая мощная (165 м) карбонатная толща пород стратиграфически не расчленяется и относится к окскому и серпуховскому надгоризонтам. Нижняя часть этой толщи сложена главным образом светло-серыми и серыми известняками детритусовой, шламмовой и фораминиферовой структуры; встречаются прослойки доломита. На Казаковском поднятии окский и серпуховский надгоризонты сложены почти исключительно серыми и светло-серыми, микрозернистыми доломитами; в нижней части они часто сахаровидные, с включениями ангидрита и кремня.

В Сарайлинском прогибе Татарского свода визейские отложения также развиты повсеместно и отличаются полнотой разреза. Здесь хорошо представлены отложения малиновского надгоризонта и бобриковского горизонта (Сарайлы, Елабуга, Ново-Мусабай, район Мензелинска и Актаныша и др.). Малиновский надгоризонт постепенными переходами связан с нижележащими кизеловскими отложениями турнейского яруса. Представлен елховским и радаевским горизонтами. Наиболее полные разрезы елховского горизонта (180 м) наблюдаются в Сарайлинских скважинах 1 и 2 (район Набережных Челнов). Здесь он сложен темно-серыми тонко- и микрослоистыми аргиллитами с редкими прослоями доломита, конкреционного сидерита и песчаника. Богата и разнообразна фауна цефалопод, брахиопод, пелципод и конодонт. Отсюда, по данным В. М. Познера (Познер и др., 1957) опреде-

лены: цефалоподы — *Imitoceras ornatissimum* Коп., *Pericyclus* sp., *Muensteroceras* (?) sp.; брахиоподы — *Megachonetes* ex gr. *papillionacea* Phill., *Plicatifera* aff. *spelunca* Nal., *Pustula subpustulosa* Thom., *Avonia aculeatorugata* Nal.; остракоды — *Entomozae* sp., *Carbonita* sp. Радаевский горизонт (80 м) сложен светло-серыми кварцевыми песчаниками плохо отсортированными, с неясной косой слоистостью, переслаивающимися с темно-серыми алевролитами и глинами с обрывками остатков флоры. Характерно присутствие тонких (0,1—0,2 м) прослоев сидерита, углей и углистых сланцев. К бортам прогиба мощность постепенно уменьшается (до 20—40 м). Отложения радаевского горизонта обычно полностью выклиниваются в центральных частях северной и южной вершин Татарского свода; они сохранились лишь местами. Так, в Ново-Ибрайкино, Поповке и других местах радаевские отложения небольшой мощности (7—8 м) устанавливаются по спорным комплексам.

Выше лежащие отложения яснополянского надгоризонта имеют, по данным В. И. Крупина, наибольшую (до 120 м) мощность в осевой зоне Сарайлинского прогиба; к окраинным частям южной вершины Татарского свода она убывает до 70—80 м, к центральным до 30 м, иногда и меньше. Надгоризонт характеризуется наличием в его основании песчаников (часто нефтенасыщенных); выше среди песчано-глинистых пород имеются залежи угля, особенно мощные (до 18—20 м и даже до 36—40 м) в окраинных зонах свода. Лежащая над яснополянским надгоризонтом окско-серпуховская карбонатная толща достигает мощности 220—250 м.

Вдоль южного склона Татарского свода в разрезе Байтуганской скв. 24 в визейском ярусе установлены яснополянский, окский и серпуховский надгоризонты общей мощностью 304 м (рис. 39).

Бобриковский горизонт (12 м) сложен темными песчанистыми слюдястыми глинами, кварцевыми алевролитами. Из органических остатков отмечены только споры и пыльца *Archaeozonotriletes literatus* (W.) Naum., *Trematozonotriletes vulgaris* Naum., *T. gibberosus* Naum., *Hymenozonotriletes pusillus* Naum. и др. В нижней части разреза наблюдаются сообщества спор I и II спорово-пыльцевых комплексов угленосной толщи Подмосковского бассейна, а в верхней уже тульские элементы. Не исключено, что аргиллиты, лежащие в основании горизонта, будут соответствовать по возрасту еще елховскому горизонту.

Тульский горизонт (25 м) представлен в нижней части почти черными глинистыми известняками с тонкими прослоями глин, в верхней — серыми и бурыми известняками. В нижней части разреза органические остатки сравнительно редки, но характерные для тульского горизонта споры, фораминиферы и брахиоподы (*Chonetes laguessianus* Коп., *Spirifer* ex gr. *ustyensis* Sem., *Productus redesdalensis* M. — W.) встречены уже от самого основания разреза толщи. В верхней части тульских отложений много водорослей, имеется богатая и разнообразная фауна фораминифер с преобладанием мелких эндотир и архедискусов.

Алексинский горизонт (44 м) сложен в нижней части серыми и бурыми, в основном детритусовыми известняками с известняковыми гальками в основании, вверху — переслаиванием известняков и доломитов. Наиболее богатая и типичная фауна фораминифер, брахиопод и кораллов отмечена в нижней части горизонта. Здесь появляются: *Archaediscus moelleri gigas* Raus., *Eostaffella proikensis* Raus., *Semiplanus semiplanus* (Schw.), *Gigantoproductus* ex gr. *submaximus* (Bolch.), *Palaeosmia murchisoni* Edw. et Heime, *Lonsdaleia* cf. *duplicata* (Mart.) и окские споры.

Михайловский горизонт (52 м) представлен переслаиванием известняков и доломитов, в верхней части с преобладанием последних. Органические остатки встречаются в отдельных прослоях. Наиболее характерными являются: фораминиферы — *Climacamina prisca* Lip.,

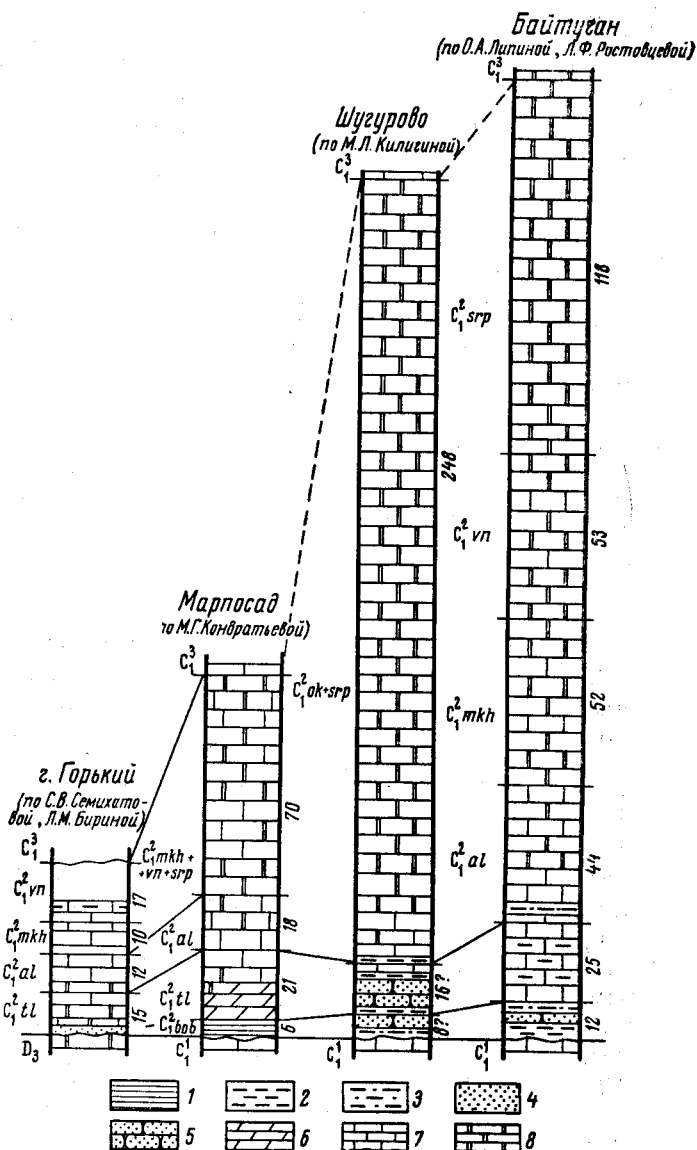


Рис. 39. Сопоставление разрезов визейского яруса по Токмовскому и Татарскому сводам

1 — аргиллиты; 2 — глины;
3 — алевролиты; 4 — пески;
5 — песчаники; 6 — мергели;
7 — известняки; 8 — доломиты

Plectogyra omphalota minima Raus. et Reitl. (массовая вблизи кровли), *Parastaffella propinqua* Viss., *Eostaffella tujmasensis* Viss.; кораллы — *Lithostrotion junceum* Flemm., *Lonsdaleia* sp.; брахиоподы — *Athyris* cf. *adepressiora* Eipog. и др.

Венеvский горизонт (53 м) — это в основном светлые и темные доломиты с прослоями серых известняков, с включениями ангидрита. Уже с основания горизонта в большом количестве появляются характерные фораминиферы: *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.),

Spiroplectamina syzranica Lip., *Cribrostomum recurrens* Lip. Кораллы (возможно тоже характерные) пока еще не обработаны (различные виды *Lonsdaleia* и др.). Из брахиопод встречены *Striatifera striata* (Fisch.) и др.; обильны и своеобразны известковые водоросли.

Серпуховский надгоризонт (118 м), соответствующий совокупности тарусского и стешевского горизонтов, представлен однообразными серыми плотными доломитами. Из органических остатков определены только кораллы. В нижней части они нехарактерны; в верхней (около 50 м) встречены многочисленные и разнообразные *Lonsdaleia duplicata* (Martis), новые виды того же рода, *Dibunophyllum turbinatum* М'Соу, *Palaeosmia murchisoni* Edw. et Heime и др. Это сообщество обычно характерно для протвинского горизонта, но возможно и более раннее появление его, особенно на востоке Русской платформы.

В Мелекесской впадине визейские отложения хорошо изучены в районе г. Мелекесса по материалам опорной скважины, обработанной С. В. Семихатовой, Л. М. Елиной и другими сотрудниками ВНИГНИ (1959). Разрез начинается елховским горизонтом, связанным с подстилающими породами постепенными переходами. Сложен он глинами и аргиллитами, чередующимися с мергелями и глинистыми доломитами. Карбонатные разности пород — глинистые доломиты и доломитизированные мергели — преобладают в нижних 18 метрах разреза. В этой части определены остракоды — *Amphissites mosquensis* Росп., *Carbonita asymmetrica* Tschig., *Kirkbya melekessensis* Tschig., и остатки рыб из семейства Palaeoniscidae и Elonichidae.

Вышележащая часть (94 м) елховского горизонта представлена преимущественно глинами и аргиллитами с подчиненными прослоями глинистых известняков и доломитов. В известняках и глинах определены: брахиоподы — *Pustula* cf. *pyxidiformis* Коп., *Spirifer* ex gr. *tor-nacensis* Коп., *S. konincki* Dew., *Punctospirifer* sp., *Chonetes* ex gr. *hardrensis* (Phill.), *Megachonetes* ex gr. *papilionacea* (Phill.), *Lep-taenella* cf. *analoga* (Phill.) и др.; фораминиферы — *Tournayella discoidea* Dain., *Septatournayella segmentata* (Dain.), *Plectogyra recta* (Lip.), *P. tenuiseptata* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *Quasiendothyra urbana* Malakh и др.; остракоды — *Paraparchites microphtalmus* Eichw., *Selebratina triceratina* (Росп.) и др. В средней части елховского горизонта определены споры *Leiotriletes subintortus* (W.) Naum., *L. inermis* (W.) Naum., *L. glaber* Naum., *Acantotriletes spinosus* Naum., *Lophotriletes rugosus* Naum., в верхней части — *Lophozonotriletes rarituberculatus* (Luber) Naum., *L. macrotuberculatus* Juschko, *Trilobozonotriletes inciso-triletes* Naum., *Euryzonotriletes macrodiscus* Naum. и др.

Радаевский горизонт (108 м) сложен в основном алевролитами и песчаниками с пачками глин, аргиллитов, углей и углисто-глинистых сланцев. Почти все они содержат обуглившиеся, иногда пиритизированные растительные остатки и их отпечатки. В некоторых прослоях глин много остатков рыб, отмечаются тонкие (4—15 см) прослой буровато-серого сидерита. Из спор Т. В. Бывшевой определены: *Euryzonotriletes macrodiscus* (Waltz) Naum., *Hymenozonotriletes subauranthiacus* Bivsch., *H. notabilis* Naum., *Lophozonotriletes macrotuberculatus* Juschko, *L. rarituberculatus* (Luber) Naum. и различные виды родов *Trilobozonotriletes* Naum., *Trematozonotriletes intermedius* Naum.

Бобриковский горизонт (67 м) представлен песчаниками, песками, алевролитами, переслаивающимися с редкими и небольшими по мощности прослоями глин, аргиллитов, углисто-глинистых сланцев и углей. Все они переполнены обуглившимися растительными остатками; ме-

стами отмечается много стигмарий с прикрепленными к ним ризоидами; содержат включения пирита и сидерита, часто характеризуются косой слоистостью и наличием следов деятельности роющих организмов. В нижней части горизонта определены споры *Trematozonotriletes bialatus* (W.) N a u m., *Stenozonotriletes literatus* N a u m., *Euryzonotriletes sulcatus* N a u m., *Hymenozonotriletes pusillus* N a u m., *Simozonotriletes sublobatus* N a u m., *Lophotriletes rugosus* N a u m., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* N a u m. В верхней части, кроме указанных, встречаются также *Dictyozonotriletes reticulatus* N a u m., *Trematozonotriletes variabilis* (W a l t z) и др.

Тульский горизонт подразделяется на нижнюю — терригенную и верхнюю — карбонатную части. Нижняя часть (18 м) сложена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками с прослоями глин, аргиллитов и глинистых известняков. Они заключают тульский комплекс спор. Верхняя пачка (7 м) представлена известняками с подчиненными прослоями доломитов. В известняках встречены брахиоподы — *Schizophoria* sp., *Gigantoproductus* aff. *okensis* S a r., многочисленные фораминиферы — *Eostaffella mediocris* V i s s., *Endothyranopsis* ex gr. *crassus* (B r a d y), *Plectogyra prisca* R a u s. et R e i t l., *Archaeodiscus krestovnicovi* R a u s. и др.

Алексинский горизонт (42 м) сложен серыми органогенно-обломочными и органогенно-детритусовыми известняками и в меньшей степени доломитами с гнездами и прожилками ангидрита. Встречаются прослойки известняковых конгломератов.

Михайловский горизонт (21 м) литологически представлен двумя пачками. Нижняя пачка (13 м) — это темно- и буровато-серые органогенно-детритусовые известняки; верхняя (8 м) — светло- и буровато-серые известковистые, часто окремненные, доломиты.

Веневский горизонт (67 м) подразделяется на пять литологических пачек, представляющих собой чередование известняков и доломитов. Первая (6 м), третья (5 м) и пятая (18 м) пачки сложены буровато-серыми органогенными, органогенно-детритусовыми, местами окремненными, доломитизированными известняками; вторая (23 м) и четвертая (15 м) пачки — буровато- и коричневатого-серыми, перекристаллизованными доломитами с небольшим количеством плохо сохранившейся фауны, с включениями голубовато-серого ангидрита.

Тарусский горизонт (26 м) представлен в нижней части (11 м) серыми и темно-серыми органогенно-детритовыми, обычно глинистыми известняками с массовыми брахиоподами; в верхней части — пачкой (14 м) бурых и коричневатого-бурых, прослоями окремненных доломитов, содержащих сильно разрушенные одиночные кораллы и отпечатки брахиопод.

Стешевский горизонт (58 м) сложен доломитами, сходными с подстилающими. Некоторым отличием является более высокая пористость и кавернозность их и значительно большее содержание ангидрита. Граница с тарусским горизонтом условная.

Алексинский, михайловский, веневский и тарусский горизонты охарактеризованы фауной брахиопод и фораминифер, полные списки которых приведены в работе С. В. Семихатовой, Л. М. Елиной и др. (1959).

Визейские отложения западной части Сергиевско-Абдулинской впадины (Горький Овраг, Малиновка и др.) тяготеют к разрезу Мелекесской скважины, а восточной части (Сосновка, Аканск и др.) — к разрезу байтуганского типа, отличаясь от последних несколько большими мощностями окско-серпуховских отложений.

Среди разрезов визейского яруса (особенно нижних двух подгоризонтов) западной части впадины наиболее хорошо изучены отложения скважин Сергиевского и Исакинского районов (Горький Овраг, Малиновка, Радаевка, Боровка, Чесноковка и др.), описанные В. М. Познером (Познер и др., 1957), Г. И. Теодоровичем, Р. О. Хачатряном, Н. Н. Соколовой (1958), И. Б. Палантом (1959₁, 1962₁), Д. А. Гроссгейм (1960 г.), И. А. Луньяком, Г. Э. Алексеевой, М. И. Фадеевым (1959 г.) и многими другими. В этих районах имеются стратиграфически полные разрезы малиновского горизонта (Горький Овраг, Малиновка), очень близкие к разрезам Мелекесской скважины; разрезы промежуточного типа (Радаевка), в которых елховский горизонт представлен только нижней своей частью, и разрезы (Боровка, Якушкино и др.), где отложения радаевского горизонта отсутствуют. По материалам Малиновской скв. 20 и Радаевских скважин 7, 4, 1 здесь установлены стратотипы елховского и радаевского горизонтов (см. Решения совещания 1960 г., опубликованные в 1962 г.).

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды. На западе Жигулевско-Пугачевского свода наиболее хорошо изучены разрезы визейского яруса по скважинам 401, 402 и опорной 152 Сызранского района. Начинаящий эти разрезы бобриковский горизонт ложится на размытую поверхность (выполняя неровности) турнейского яруса. Мощность колеблется от 12 до 25—27 м. Нижняя часть бобриковского горизонта представлена мелкозернистыми кварцевыми песками, песчаниками и алевролитами разного типа (белыми, слюдистыми, со стигмариями, с ходами илоедов, углистыми), с прослоями черной глины. Верхняя часть характеризуется преобладанием алевролитов и черных глин с растительными остатками и углистыми сланцами. Песчаники нередко темно-серые и черные, сажистые, с обуглившимся детритом растительных остатков и ходами червей-илоедов.

Тульский горизонт (45 м) состоит из двух частей. В нижней — карбонатно-глинистой (15 м) преобладают черные углистые глины с растительными остатками, известковистые аргиллиты со створками пелеципод, брахиопод и остракод, алевролиты с ходами илоедов и углистые сланцы. Известняки (темные, глинистые) образуют лишь прослой в нижней части горизонта. Верхняя часть (30 м) глинисто-карбонатная, с преобладанием серых, темных, бурых глинистых фораминиферовых известняков; породы сильно пиритизированы, содержат тонкие прослойки углистой массы, богатые слюдой. В большинстве разрезов в основании тульского горизонта прослеживается пласт окремленного известняка с остатками фораминифер и спикулами губок. В нижней части горизонта встречены фораминиферы *Endothyranopsis crassus compressus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra omphalota minima* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mediocris* Viss. и брахиоподы *Camarotoechia* и *Chonetes*. Тот же комплекс, но более богатый, имеется и в верхней части разреза, только к преобладающим внизу мелким архедискусам группы *Archaediscus karreri* и *A. krestovnikovi* присоединяются мелкие формы из группы *A. moelleri*. Из водорослей встречаются сифонниковые и ундареллы, обычные для тульского горизонта (верхняя часть).

Алексинский горизонт (42—53 м) по литологическому составу близок к тульскому, но отличается большим содержанием светлых фораминиферовых известняков, среди которых отмечаются прослой темно-бурых глинистых разностей и прожилки темной битуминозной массы. Встречаются: брахиоподы — гигантопродуктусы, *Chonetes hardrensis* Phill., *Athyris expansa* Phill.; разнообразные фораминиферы, среди них руководящие *Bradyina rotula* Brady, *Archaediscus moelleri* var.

gigas R a u s., *Eostaffella proikensis* R a u s. и др.; частые сифонниковые водоросли особого типа и унгдареллы.

Михайловский горизонт (около 65 м) отличается от нижележащего преобладанием доломитов, среди которых отмечаются прослои более светлых известняков. Доломиты бурые, кристаллические, с включениями гипса и ангидрита, с прослойками и примазками углисто-глинистой массы. Из органических остатков встречены: частые водоросли *Calcifolium okense* и нодозинеллы, сифонниковые водоросли двух типов, унгдареллы; разнообразный и очень богатый комплекс фораминифер с руководящими формами: *Endothyranopsis crassus* (B r a d y), *Plectogyra omphalota* (R a u s. et R e i t l.), пермодискусы, *Eostaffella ikensis* V i s s., *Parastaffella propinqua* V i s s. с вариететом; брахиоподы — *Striatifera striata* (F i s c h.), *Gigantoproductus* aff. *striatosulcatus* (S o w.) var. *semiglobosa* P a e c k.

Веневский горизонт (45 м) сложен буровато-серыми органогенно-обломочными известняками, нередко тонкослоистыми, глинистыми, с прослоями кристаллических доломитов. Наиболее характерны массовые *Endothyranopsis crassus sphaericus* (R a u s. et R e i t l.). Из других органических остатков отмечены *Calcifolium okense*, унгдареллы, из брахиопод только *Striatifera striata* (F i s c h.) и остракоды.

Серпуховский надгоризонт (55—60 м) сложен в основном голубовато-серыми, плотными, мраморовидными, сахаровидными (зернисто-кристаллическими) доломитами и известняками. Из брахиопод определены только *Striatifera striata* (F i s c h.). Фораминиферы немногочисленны и малохарактерны; среди них встречаются овоидные эоштафеллы группы *Eostaffella singularia-protvae*.

К юго-востоку от Самарской Луки визейские отложения увеличиваются в мощности, не претерпевая существенных литолого-фациальных изменений. В районе опорной скв. 1 Красной Поляны (рис. 40) в визейском ярусе (418 м), представленном яснополянским, окским и серпуховским надгоризонтами, хорошо охарактеризована нижняя часть, слабее средняя и плохо верхняя.

Бобриковский горизонт (32 м) представлен чередованием глин, алевролитов и песчаников. Тульский горизонт расчленяется на две толщи: нижнюю — глинисто-карбонатную (34 м) и верхнюю — карбонатную (38 м). Верхняя толща многими исследователями относится к основанию окского надгоризонта.

Алексинский горизонт сложен известняками с прослоями доломитов, мергелей и глин. Обычно выделяются две толщи. Нижняя (19 м) представлена серыми водорослево-фораминиферовыми известняками, часто глинистыми, иногда окремнелыми. Верхняя толща (44,5 м) — известняково-доломитовая, характеризуется переслаиванием детритусовых, реже шламовых известняков с доломитами и единичными тонкими прослоями темного мергеля и известковистой глины. Обильны членики криноидей и водоросли; последние встречаются чаще вблизи кровли.

Михайловский горизонт (47,5 м) представлен переслаиванием известняков и доломитов. В основании горизонта лежит пачка (6,5 м) черных и серых доломитов с прослоями черных известковистых глин и известняков со стигмариями. Известняки и доломиты остальной, большей части разреза (41 м), в которой появляется характерная михайловская фауна, темно-серые, серые, часто глинистые, детритовые, участками окремнелые, с прослойками черного глинисто-органического вещества. Веневский горизонт (67 м) из-за доломитизации пород и неполноты ядра изучен слабо; представлен толщей доломитов с единичными тонкими прослоями известняка и примазками глинисто-органиче-

ского вещества. Все горизонты окского надгоризонта охарактеризованы руководящим комплексом фауны фораминифер.

Выделение серпуховского надгоризонта и расчленение его на горизонты произведено предположительно по литологическим признакам.

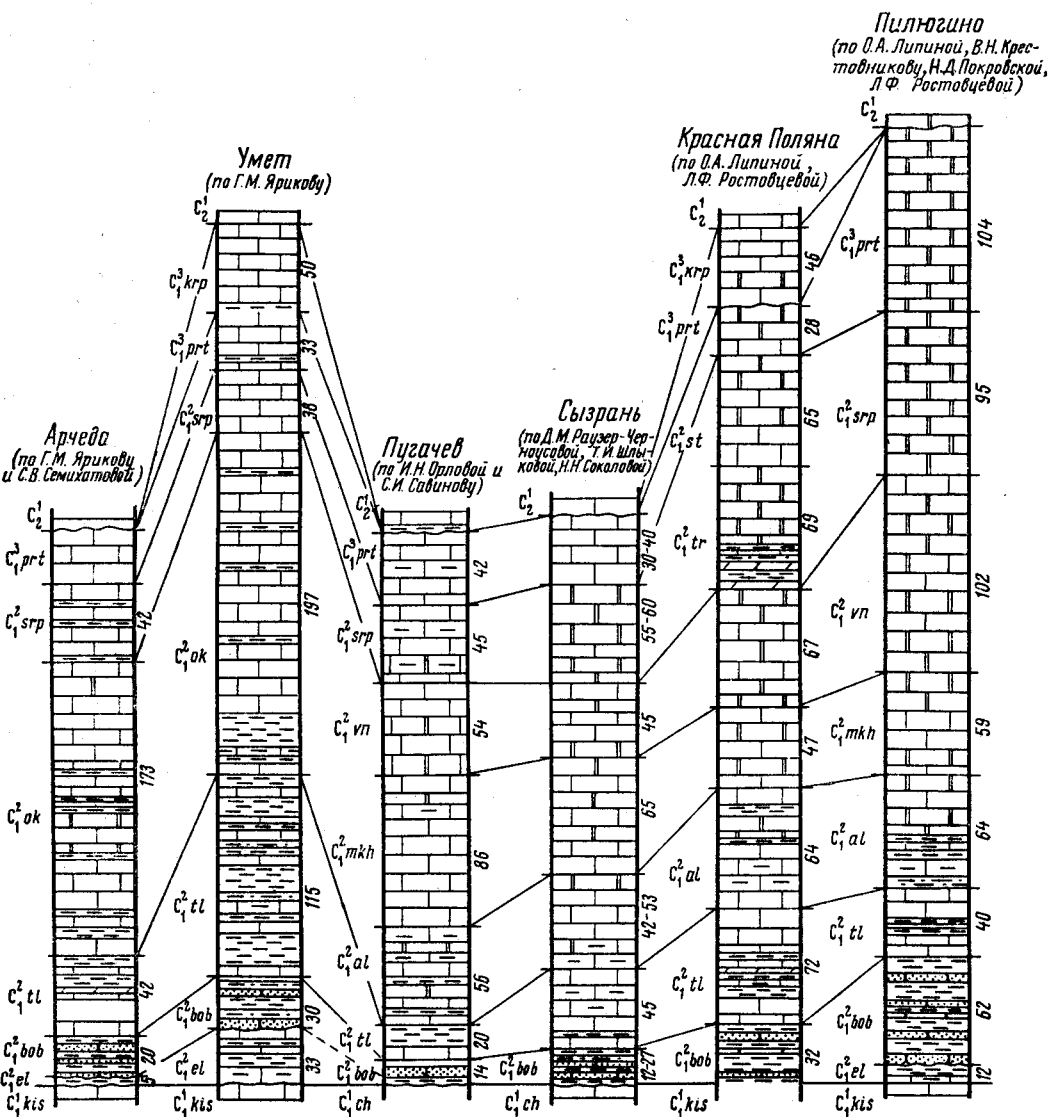


Рис. 40. Сопоставление разрезов визейского и намюрского ярусов по Сызранскому и Саратовскому Поволжью и району Пилюгино.

Условные обозначения см. на рис. 39

Тарусский горизонт (69 м) подразделяется на две толщи. Нижняя (20 м) — глинисто-доломитовая толща, она же «покровская пачка», выражена переслаиванием глин и доломитов с прослоями известняков. Органические остатки бедны и малохарактерны. Верхняя толща (49 м) представлена коричневатой и темно-серыми доломитами, плотными, изредка кавернозными, трещиноватыми. Органических остатков не содержит. Стешевский горизонт (65,5 м) сложен в основном доломитами

с редкими прослоями известняков и голубовато-серого ангидрита. Доломиты и известняки темно- и светло-серые, плотные, редко мелкокавернозные, трещиноватые (трещины выполнены ангидритом), участками окремнелые, иногда с примазками зеленой сланцевой глины. Органические остатки редки. Отмечены фораминиферы, членики криноидей, тонкоробристые брахиоподы, мшанки и остракоды.

К югу от Красной Поляны визейские отложения также широко развиты. В Пугачевской скв. 10 разрез визейского яруса начинается бобриковским горизонтом, породы которого залегают на размытых карбонатных отложениях черепетского горизонта. Бобриковский горизонт (12 м) представлен толщей темноцветных песчаников, переслаивающихся с глинами, черными, сильно углистыми, с зеркалами скольжения. Тульский горизонт (18 м) сложен темными неравномерно глинистыми известняками с прослоями серовато-бурого мелкозернистого доломита; в кровле залегают прослой темно-серой сильно уплотненной глины. Из фораминифер определены *Eostaffella mosquensis* Viss., *Endothyra crassa* var. *compressa* Raus. et Reitl. и др.

Алексинский горизонт (51 м) представлен коричневато-бурыми мелкозернистыми известняками, переслаивающимися с буровато-серыми доломитами; последние книзу переходят в более светлые, пористые, кавернозные разности. Отмечаются редкие прослой глиен. В основании залегают пачка (8 м) брекчиевидных известняков. Из фораминифер определены: *Archaediscus moelleri gigas* Raus., *A. moelleri moelleri* Raus., *A. embolicus* Schlyk., *A. grandiculus* Schlyk., *Endothyranopsis crassus rossicus* (Raus.), *Plectogyra obsoleta* (Raus.), *P. ophalota infrequentis* Schlyk. и др.

Михайловский и веневский горизонты (общей мощностью 144 м) сложены главным образом известняками и доломитами. Известняки светло-бурые, прослоями брекчиевидные, глинистые, в той или иной мере доломитизированные, мелкокристаллические, иногда органогенно-обломочные, редко конгломератовидные. Доломиты буроватые с включениями гипса и ангидрита. Из фораминифер определены: *Janischewskina operculata* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus moelleri* Raus., *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra obsoleta* (Raus.), *Parastaffella propinqua* Viss., *Eostaffella ikensis* Viss. Встречены водоросли *Calcifolium okense* Schw. et Bir., брахиоподы *Striatifera striata* Fisch. var. *gonilulata* Zan., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., кораллы *Lithostrotion junceum* Flem.

Серпуховский надгоризонт (38 м) на тарусский и стешевский горизонты не подразделен. Сложен светло-серыми мелкокристаллическими, местами брекчиевидными органогенными известняками. Местами они выщелочены. В нижней части присутствует пачка бурого мелкокристаллического известковистого доломита (4 м). Определены *Glomospira gordialis* Jones et Parker, *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya globulus* (Eichw.), *Plectogyra mosquensis* (Viss.), *Cribrostomum recurrens* Lip., *Parastaffella struweii* (Moell.).

В Бузулукской впадине, в Кинель-Черкасском районе в отличие от краснополянского разреза на ряде площадей (Мухановская, Дмитриевская, Марьевско-Михайловская, Новоключевская, Коханская) присутствуют отложения малиновского надгоризонта в объеме елховского и радаевского горизонтов (Теодорович, Хачатрян, Соколова, 1958, 1959 г.).

Елховский горизонт сложен темно-серыми (до черных) тонкослоистыми аргиллитами с прослоями глинистых известняков, доломитов и сидеритов, а также алевролитов и песчаников. Эти отложения (до

220 м мощности) содержат фауну цефалопод, брахиопод, фораминифер, остракод, а также споры и пыльцу растений.

Радаевский горизонт представлен рядом литологических пачек. В основании, на размытой поверхности елховских аргиллитов, выполняя неровности рельефа подстилающего ложа, залегает пачка (мощностью от 10—15 до 70—75 м) кварцевых мелко- и разномерных песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Выше лежит пачка (5—12 м) темно-серых тонкослоистых аргиллитов с тонкими прослоями слюдистого алевролита, со стяжениями темно-бурого сидерита и маломощными пропластками углей и углистых сланцев. Еще выше прослежена вторая пачка песчаников (до 12 м), которая перекрывается аргиллитами (10—12 м) с прослоями сидеритов, углей и углистых сланцев. Заканчивается разрез горизонта пачкой переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с обуглившимися растительными остатками и тонкими прослоями сидеритов. В Дмитриевской скв. 21 (интервал 2265—2356 м) определен IV, по Т. В. Бывшевой, спорово-пыльцевой комплекс: *Euryzonotrites macrodiscus* (Waltz) Naum. (5%), *E. megalothelis* Waltz (6%), *E. ciliatomarginatus* (Waltz) Naum. (2,5%), *E. subcrenatus* Naum. (4,5%), *Stenozonotrites rauteri* Naum. (6,5%), *Trilobozonotrites inciso-trilobus* Naum. (14%) *Simonozonotrites conduplicatus* Andr. (5,5%), *Trematozonotrites intermedius* Naum. (5,5%). Встречаются также мелкие формы с шиповатой и бугорчатой экзиной. Общая мощность радаевского горизонта 120—140 м; она постепенно уменьшается к бортам Камско-Кинельской впадины, где эти отложения местами выклиниваются (Бузулук, Пилюгино, Городецк).

Яснополянский надгоризонт представлен полно. Бобриковский горизонт сложен в нижней половине (около 40 м) толщей переслаивания аргиллитов, алевролитов и песчаников. Среди этих пород залегают пласты угля, углистого сланца и редкие пропластки темно-бурого сидерита. Верхняя половина (45—55 м) горизонта представлена мелко- и крупнозернистыми кварцевыми песчаниками с пропластками алевролита и глины, в верхней части углистых сланцев и углей.

Тульский горизонт в отличие от ранее описанных разрезов сложен в основном известняками; единичные тонкие (1—2 м) прослои терригенных пород присутствуют только в верхней части.

Более молодые отложения визейского яруса (окский и серпуховский надгоризонты) по литолого-фациальной характеристике, содержащемуся комплексу фауны и мощностям очень близки к описанному выше разрезу Красной Поляны.

Разрез визейского яруса территории погребенного Оренбургского свода наиболее полно изучен на его юго-западном склоне, по Пилюгинской скв. 18. Здесь визейский ярус (330 м) представлен малиновским надгоризонтом в объеме только одного елховского горизонта, яснополянским, окским и серпуховским надгоризонтами.

Елховский горизонт (12 м) сложен в основном аргиллитами с тонкими прослоями глинистых алевролитов, глинистых известняков, а в верхней части песчаников.

Бобриковский горизонт (62 м) залегает с размывом на елховском и представлен чередованием глин, алевролитов и песчаников с плохой сортировкой зерен. В нижней части преобладают глины, в которых определены споры *Archaeozonotrites reticulatus* Naum., *A. literatus* Naum., *Hymenozonotrites pusillus* Naum. и др., встречающиеся обычно в нижних комплексах бобриковского горизонта Подмосковского бассейна. В верхней части разреза преобладают алевролиты и песчаники с более светлой окраской.

Тулеский горизонт (40 м) отбивается по подошве мощного кремне-ного известняка со спикулами губок и тульскими фораминиферами *Endothyranopsis crassus compressus* (Raus. et Reitl.) и др. Выше выделяются кораллы *Lithostrotion junceum* Flem. В составе горизонта выделяются две толщи: нижняя — глинисто-карбонатная (23 м) и верхняя — карбонатная (17 м). В нижней преобладают темные глинистые, иногда битуминозные, кремнеелые (спикуловые) известняки. Фауна обедненная. Верхняя толща представлена серыми известняками с прослоями черных битуминозных, глинистых, доломитизированных известняков. Фауна фораминифер обильна, но крупные формы отсутствуют.

Алексинский горизонт (64 м) в нижней части представлен темными глинистыми известняками с тонкими прослоями слюдистых песчаных глин и мергелей. Из фораминифер появляются *Archaediscus moelleri gigas* Raus., *Eostaffella proikensis* Raus. и другие алексинские виды, но брэдины отсутствуют. В верхней части наблюдается переслаивание битуминозных известняков и доломитизированных их разностей с доломитами, местами кремнеелыми.

Михайловский горизонт (59 м) сложен известняками и доломитами, прослоями глинистыми, кремнеелыми. В нижней части преобладают сгустково-водорослевые известняки с фораминиферами. В основании залегает известняк с характерными для этого горизонта фораминиферами — частые *Endothyranopsis crassus* (Grady), *Cribrostomum recurrens* Lip., *Climacammina prisca* Lip., *Eostaffella tujmasensis* Viss. Выше развиты фораминиферные доломиты и детритовые известняки; наблюдается псевдобрекчиевидная структура. Фауна фораминифер в отложениях горизонта очень богата и характерна, появляются крупные формы.

Веневский горизонт (102 м) выделен условно по появлению мощной толщи доломитов. В нижней части они кремнеелые, темные, в верхней — светлые, иногда пятнистые, слоистые, с примазками глинисто-органического вещества. Органические остатки очень бедные и редкие. Встречаются *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Dibunophyllum* aff. *turbinatum* McCoy, обычные для михайловского и веневского горизонтов.

Серпуховский надгоризонт (95 м) представлен светлыми однородными доломитами. Нижняя граница отбивается условно, по исчезновению веневской фауны и однообразию доломитов. В нижней части они иногда кремнеелые, пятнистые, имеют включения глины, ангидрита, реже пирита. Доломиты верхней части почти белые, сахаровидные. Встречены кораллы (*Lonsdaleia duplicata* Mart.), членики криноидей и створки брахиопод плохой сохранности.

В направлении на юг, к Бузулуку, фациальный состав визейских отложений несколько меняется. Это в первую очередь относится к верхней части окского и серпуховского надгоризонтов. Так, в районе Бузулукской опорной (скв. 81) широко развиты ангидриты, чередующиеся с доломитами.

Рязано-Саратовский прогиб. Разрезы визейского яруса Присаратовского района (Хлебновка, Елшанка, Багаевка, Песчаный Умет, Соколова гора, Курдюм и др.) близки к разрезу г. Пугачева (см. рис. 40). Однако в ряде мест они отличаются появлением малиновских отложений, возрастанием мощности терригенного комплекса в яснополянском надгоризонте и появлением таких же пород в нижней части алексинского горизонта. Общая мощность визейского яруса возрастает до 330—360 м.

Малиновский надгоризонт установлен в разрезах Иловли, Горючки, Багаевки Г. М. Яриковым и А. С. Мельниковой (1962 г.). Представлены отложения горизонта небольшой по мощности (2—17 м) терригенно-карбонатной толщей, лежащей между кизеловскими известняками и песчаниками бобриковского горизонта. На Иловлинской и Багаевской площадях они охарактеризованы фауной фораминифер: в скважинах 15 и 18 (Иловля) И. Н. Орловой определены *Tournayella discoidea* Dain, *T. discoidea* f. *maxima* Lip., *T. segmentata* Lip., *Plectogyra costifera* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *P. tenuiseptata* (Lip.), *P. inflata maxima* (Lip.), *P. recta* (Lip.). Возможно эта толща соответствует елховскому горизонту. Радаевский горизонт в разрезе не установлен.

Бобриковский горизонт обычно расчленяется на две пачки. Нижняя, залегающая на размывтой поверхности пород турнейского яруса, сложена песками и песчаниками (иногда известковистыми) с прослоями глин; реже она представлена глинами с прослоями песчаников и углистых сланцев. В сводовой части Тепловской и Ириновской структур эта пачка выклинивается. Верхняя пачка представлена темными слоистыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов, глинистых сланцев и углей. Мощность горизонта колеблется от нуля на северных участках (Хлебновка, Слепцовка, Елшанка) до 24—27 м на южных участках (Песковатка).

Тульский горизонт (мощностью от 8—17 до 100—106 м на юге, в Иловле) сложен темно-серыми, реже более светлыми известняками с прослоями доломитов. Преобладают органогенно-обломочные, фораминиферовые известняки, реже криноидные, остракодовые, водорослевые и пелитоморфные. В Песчаном Умете, Соколовой горе и на других площадях в нижней части широко развиты глинистые известняки и доломиты, глины и песчаники; в более северных разрезах (Казанла, Гусиха) они отсутствуют. Из фораминифер наиболее характерны: *Endothyranopsis crassus compressus* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra convexa* (Raus.), *Eostaffella mediocris* Viss. и др. В нижней части разреза отмечены *Rectocornuspira isatchukensis* Dain., *Quasiendothyra vera* Orł., *Eostaffella variabilis* Orł., *Paraarchaediscus dubitabilis* Orł. Из брахиопод характерны: *Gigantoproductus mirus* (Fred.), *G. maximus* (Mc Coy), *Chonetes papilionacea* Phill., *Ch. papilis* Paesck., *Daviesiella comoidea* (Sow.) и др.

Отложения окского надгоризонта (150 м) связаны постепенным переходом с яснополянскими и представлены в основном карбонатными породами. Из брахиопод С. И. Савинов указывает *Chonetes zimmermani pinquicostata* Sav., *Gigantoproductus giganteus* Mart., *G. moderatus* (Schw.), *G. praemoderatus* (Sag.), *Semiplanus semiplanus* (Schw.), *Striatifera striata* (Fisch.); из кораллов известны *Dibunophyllum* sp., *Lithostrotion junceus* Flemm. и *Lonsdaleia duplicata* (Mart.). По фораминиферам возможно расчленение на горизонты. Алексинский горизонт (50—60 м) представлен желтовато-серыми и серыми известняками, часто органогенно-обломочными, фораминиферовыми, водорослевыми, с прослоями бурых доломитов. В южных районах в нижней части известняки темные, глинистые, с прослоями глин, алевролитов. Из руководящих форм встречены *Archaediscus moelleri gigas* Raus., *Bradyina rotula* Eichw. В кровле горизонта появляются кальцифолиумы.

Михайловский горизонт (62—72 м) сложен желтоватыми, коричневатой и светло-серыми известняками различной структуры (водорослевые, фораминиферовые, органогенно-обломочные и др.) с редкими прослоями доломитов. Из фораминифер характерны *Endothyranopsis crassus crassus* (Grady), *Ecstaffella ikensis* Viss., *Parastaffella propinqua*

angulata Raus.; из водорослей наиболее часто встречается *Calcifolium okense* Schw. et Big.

Веневский горизонт (54—65 м) выделяется по смене чистых известняков михайловского возраста доломитизированными разностями и по появлению массовой *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.). Известняки светло-серые, органогенно-обломочные.

Серпуховский надгоризонт (35—45 м) включает тарусский и стешевский горизонты. Он представлен белыми и сине-белыми сахаровидными органогенно-обломочными известняками, местами доломитизированными, иногда с прослоями глин. Фауна фораминифер довольно разнообразная; характерно доживание некоторых окских форм — *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.) и др. Из брахиопод встречены *Striatifera striata* (Fisch.) с вариантами (банки, особенно часто в верхней части) и *Buxtonia scabricula* (Mart.).

Намюрский ярус

Отложения намюрского яруса, объединяющего протвинский и краснополянский горизонты, на большей части территории развиты не полностью. На западе, в пределах Токмовского свода и его окраин, они или отсутствуют (г. Горький), или представлены только нижней половиной протвинского горизонта. В целом степень сохранности намюрских отложений в разрезах зависит от глубины предсреднекаменноугольного размыва, имевшего региональный характер. Отложения краснополянского горизонта зафиксированы только в юго-восточных районах Куйбышевского Заволжья и в некоторых местах Саратовско-Волгоградского Поволжья. Мощность яруса колеблется от 0 до 121 м.

Отложения протвинского горизонта четко выделяются в разрезе по литологическим признакам и хорошо прослеживаются на большей части территории, даже если они фаунистически охарактеризованы слабо. Более или менее полные разрезы горизонта известны по всей территории (за исключением указанных районов полного отсутствия намюрского яруса).

Верхняя граница протвинского горизонта всюду четкая, так как проводится по поверхности размыва. В большинстве разрезов на отложения протвинского горизонта ложатся породы среднего отдела каменноугольной системы, чаще всего башкирского яруса.

Нижняя граница с серпуховскими отложениями литологически устанавливается по смене доломитов стешевского горизонта известняками протвинского. В тех местах, где протвинский горизонт сложен доломитами, провести границу трудно.

Представлен протвинский горизонт светло-серыми, иногда почти белыми, часто сахаровидными известняками, органогенными, реже органогенно-обломочными и микрозернистыми, пористыми и кавернозными, с единичными прослоями глины. Известняки прослоями доломитизированы; в районе Сундыря, Лысково, Пилюгино и в некоторых других местах горизонт сложен доломитами.

Отличительным признаком горизонта является сравнительно богатая и разнообразная фауна, прослеженная во многих разрезах. Из фораминифер определены: *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Globoendothya globulus* Eichw., *Bradyina* ex gr. *cribrosotomata* Raus. et Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *E. subsphaerica* Gan., *Parastaffella illustrata* Viss. Обильна макрофауна: кораллы — *Lonsdaleia duplicata* Mart., *Dibunophyllum turbinatum* (M'Co y), *Palaeosmia* aff. *multiplex*

(Keys.), *Chaetetes rossicus* Sow.; брахиоподы — *Striatifera striata* Fisch. (банки), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *G. ex gr. edelburgensis* (Phill.). Встречаются также водоросли: унгареллы, первые донещеллы и березеллы.

Мощность протвинского горизонта колеблется от 10—15 до 70 м, причем уловить какую-либо закономерность в изменении мощностей по отдельным крупным областям не удастся, что объясняется, по-видимому, различной степенью размыва отложений в разных структурах. Так, в районе Сундыря на долю протвинских отложений приходится всего лишь 16—17 м (пачка сильно измененных в верхней части пород с розовыми и лиловыми пятнами); в соседних — Марпосадском и Поречком районах сохранилась от размыва толща пород мощностью уже до 38 м. Любопытно сокращение мощности протвинского горизонта до 10 м в районе Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций (к югу от Тепловки и Абрамовки), тогда как на Приволжской моноклинали (за пределами описываемой территории) она составляет 40—42 м, на юге, в Тормосино, до 44 м.

Отложения краснополянского горизонта установлены только в двух районах: на юго-востоке Куйбышевского Заволжья (Красная Поляна, Ореховка, Бузулук и др.) и на юге Волгоградского Поволжья (Приволжская моноклинали, Тормосино). Они, по-видимому, могут присутствовать в ряде разрезов Саратовского Заволжья.

Верхняя граница проходит в однообразной толще известняков и проводится по появлению северокельтменского комплекса фораминифер. Отложения краснополянского горизонта представлены светло-серыми и серыми детритовыми, фораминиферовыми, сильно стилолитовыми известняками с редкими прослоями доломитов. Органические остатки очень разнообразны. Из фораминифер характерны плоские и эволютные зоштафеллы групп: *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. varvariensis* Brazhn., *E. postmosquensis* Raus., *Climacammina inperta* Reitl., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Plectogyra bradyi* (Mich.), а также архедискусы *Archaediscus postrugosus* Reitl., *A. timanicus* Reitl. и др.; нередко встречаются водоросли донещеллы. Мощность горизонта колеблется от 10—20 до 40 м (Тормосино).

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. На крайнем западе рассматриваемой территории, в районе г. Горького, намюрский ярус отсутствует. Севернее и восточнее Горького он представлен одним только протвинским горизонтом.

Протвинский горизонт в Опаринской скважине сложен белыми стилолитизированными сахаровидными известняками, в верхней части с примазками пестроцветных глин; имеет мощность всего 12 м.

Южнее горизонт (33 м) литологически и фаунистически хорошо выделяется в Марпосадской скв. 1, где представлен известняками, белыми и светло-серыми, неяснослоистыми, прослоями органогенными, в шлифах шламово-детритовыми, загипсованными, с гнездами ангидрита. Многочисленна фауна фораминифер, в том числе *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Janischewskina* sp.

В Котельниче протвинский горизонт (53 м) сложен светло-серыми доломитизированными известняками, сильно кавернозными, с включениями белого и розоватого гипса, местами (в середине) голубоватого ангидрита. Из органических остатков встречены кораллы, криноидеи и фораминиферы; среди последних определены *Tolypammina* sp., *Globivalvulina* sp., *Hyperammina vulgaris* Raus. et Reitl., *Parastaffella propinqua* Viss.

В Вожгалах (рис. 41) по А. С. Ердякову (1940 г.) протвинские отложения (18 м) представлены известняками и доломитами, серыми, темно-серыми и коричневыми, иногда розоватыми, нередко сахаровидными, с зернами кварца, полевых шпатов и рудных минералов. Определены типичные фораминиферы: *Eostaffella protvae* R a u s., *E. paraprotvae* R a u s., *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* R a u s. et Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др. Из брахиопод присутствует *Striatifera striata* (Fisch.).

В Глазовском разрезе к протвинскому горизонту отнесена 15-метровая толща известняков сахаровидных, детритовых, со стилолитовыми швами и налетами зеленой и бурой глины, с обломками брахиопод.

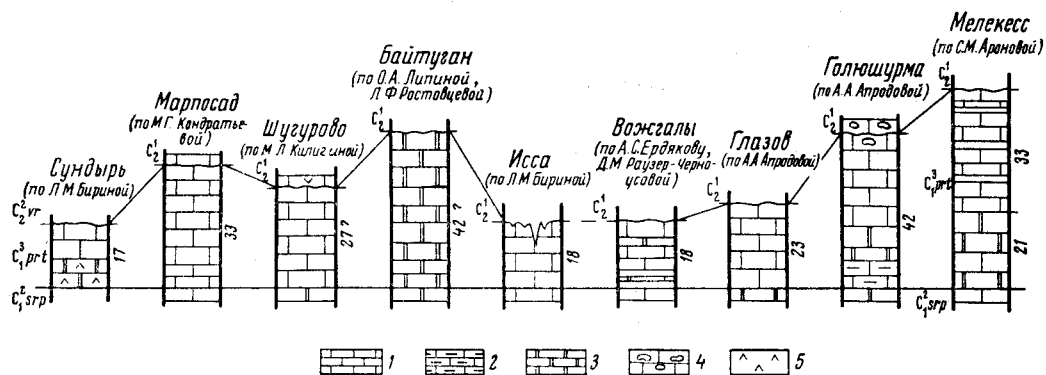


Рис. 41. Сопоставление разрезов намюрского яруса по Токмовскому и Татарскому сводам, Верхнекамской и Мелекесской впадинам

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — обломочные известняки; 5 — заглинованность

Фораминиферы представлены эштафеллами (*E. prisca* R a u s., *E. cf. parastruwei* R a u s.) и параштафеллами (*P. sublimis* Schlyk., *P. intermedia* Schlyk.).

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. Протвинский горизонт по северной окраине Токмовского свода, в Лысково, при мощности 16 м сложен в нижней части желтовато-серыми доломитами, в верхней — доломитами сахаровидными, брекчиевидными, кавернозными, с лиловатыми и розоватыми пятнами и потеками, вверху проросшими гипсом, участками ожелезненными. Из фауны указываются: *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* R a u s. et Reitl., *Eostaffella subsphaerica* G a n., кораллы, членики криноидей. Верхняя поверхность несет следы перерыва в осадконакоплении и размыва. Южнее, в районе Иссy, в протвинских отложениях (18 м) появляются прослои микрозернистых известняков, характерных обычно для михайловского горизонта. Встречены банки брахиопод: *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.); обычные кораллы: *Palaeosmia* aff. *multiplex* (Keys.), *Lonsdaleia duplicata* M a g t., *Dibunophyllum turbinatum* (M'Co y), имеющие распространение также в михайловском горизонте. Из фораминифер определены: *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* R a u s. et Reitl., *Endothyranopsis sphaericus* (R a u s. et Reitl.), миллиреллы и др.

Вдоль западного склона Татарского свода в разрезах Аксубаевской скв. 7 и Булдырской скв. 1 в верхней части сахаровидных, перекристаллизованных известняков и доломитов, часто пористых и кавернозных, встречен комплекс фораминифер, позволяющий отнести эту часть карбонатной толщи к протвинскому горизонту. Здесь определены: *Fostaf-*

fella protvae R a u s., *E. paraprotvae* R a u s., *Parastaffella* aff. *propinqua* V i s s., *Globoendothyra* cf. *globulus* (E i c h w.).

На северо-восточном склоне Татарского свода протвинский горизонт присутствует в Голюшурме и Бураново, Акаршуре, Варзи-Ятчах и Казаковке. Представлен он в основном доломитами серыми, светло-серыми, микрозернистыми, с примазками зеленовато-серого аргиллита. Мощность горизонта в Голюшурме 42 м (см. рис. 41).

На южном склоне Татарского свода, в Байтуганской скв. 24, к протвинским отложениям должны быть, по-видимому, отнесены белые сахаровидные известняки мощностью 42 м с *Endothyranopsis crassus sphaericus* (R a u s. et R e i t l.), с банками *Striatifera striata* (F i s c h.) и гигантопродуктусами (верхняя часть разреза).

В Мелекесской впадине протвинский горизонт (54 м) изучен по Мелекесской опорной скв. 1 (Семихатова, Елина и др., 1959). Представлен он двумя пачками пород. Нижняя (21 м) сложена в основном светло-серыми и белыми сахаровидными, иногда окремнелыми, в различной степени перекристаллизованными доломитами с подчиненными прослоями известняков, в которых определены: *Globivalvulina* sp., *Eostaffella* ex gr. *prisca* R a u s., *Parastaffella* sp. и *Tubertina* sp. Верхняя пачка (33 м) представлена органогенно-обломочными и органогенно-детритовыми, перекристаллизованными и сахаровидными известняками, среди которых отмечены прослой глины и известняковых конгломератов. Определены кораллы: *Dibunophyllum turbinatum* М'С оу, *Lonsdaleia duplicata* (M a r t.). Среди фораминифер появляются молодые виды: *Archaeodiscus timanicus* R e i t l., *Eostaffella* aff. *varvariensis* B r a z h n. et P o t.

В Сергиевско-Абдулинской впадине, судя по данным скважин Сергиевского района, протвинский горизонт (45—48 м) сложен светло-серыми известняками с редкими маломощными прослоями почти белых доломитов, приуроченных преимущественно к верхней части разреза; здесь же отдельными участками встречаются известняки оолитовой структуры, сильно трещиноватые, заполненные высококолоидальной глиной, иногда гипсом или ангидритом.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды. На юго-западе Жигулевско-Пугачевского свода, в Сызранском районе (скважины 152, 401, 402), намюрские отложения представлены одним лишь протвинским горизонтом (см. рис. 41). Они сложены (30—40 м) светло-серыми органогенно-обломочными известняками, участками глинистыми, с отдельными прослоями окремнелых известняков. Из брахиопод указываются лишь *Striatifera striata* (F i s c h.). В довольно разнообразном комплексе фораминифер определены бредиины типа *Bradyina cribrostomata*, представители многочисленной группы *Eostaffella pseudostruvei* R a u s. et B e l., *Asteroarchaeodiscus baschkiricus* (K r e s t. et T h e o d.), *Plectogyra bradyi* (M i k h.), т. е. формы, характерные и для башкирского яруса. Появляются также впервые водоросли типа *Donezella* и унгдареллы башкирского типа.

К юго-востоку от Самарской Луки в Краснополянской опорной скв. 1 появляется и верхняя часть намюрского яруса — краснополянский горизонт (см. рис. 40). Протвинский горизонт (28,5 м) представлен преимущественно известняками светло-серыми, белыми, плотными, иногда окремнелыми, с примазками зеленовато-серой глины. Вблизи кровли известняки перемятые, строматолитовые (строматолиты появились в разрезе впервые). В средней части горизонта имеется прослой (до 15 см) светло-зеленой глины. Из органических остатков встречены кораллы, членики криноидей, мшанки, брахиоподы, остракоды и водоросли. Из фораминифер наиболее характерны *Endothyranopsis crassus*

sphaericus (Raus. et Reitl.), *Archaeodiscus* ex gr. *karreriformis* Reitl., из водорослей *Beresella machaevi* Kul.

Краснополянскй горизонт (46 м) сложен темно- и светло-серыми известняками, обычно обломочными, детритовыми, оолитовыми или пелитоморфными, с прослоями желтовато-серых доломитов. Доломиты и известняки стилолитизированы, часто мелкокавернозные, трещиноватые. Органические остатки довольно разнообразны. Встречены членики криноидей, обломки брахиопод, мшанок, раковин гастропод и остракод; из растительных остатков споры, пыльца и редкие донецеллы. Из фораминифер особенно характерны дисковидные и сжатые с боков, иногда эволютные эоштафеллы групп *Eostaffella postmosquensis*, *E. pseudostruvei* и др.

Южнее намюрский ярус (56 м) установлен в опорной Пугачевской скв. 10. Он представлен протвинскими светлыми пелитоморфными и мелкокристаллическими известняками, прослоями органогенно-обломочными, участками сахаровидными, изредка брекчиевидными и со стилолитовыми швами. Из фораминифер встречаются: *Parastaffella illustria* Viss., *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl. и др.; из брахиопод—*Striatifera striata* Fisch., *Athyris expansa* Phill.

На территории Оренбургского погребенного свода намюрские отложения (протвинский горизонт 104 м) условно выделены в Пилюгино, где они сложены в основном доломитами, нередко глинистыми, иногда с прослоями мергелей. Доломиты светло-серые, белые, сахаровидные, реже серые. Из органических остатков определены лишь кораллы *Lonsdaleia* sp.

Рязано-Саратовский прогиб. В правобережных районах Саратовского Поволжья (Багаевка, Песчаный Умет, Соколова гора, Елшанка и др.) протвинский горизонт выделяется по появлению *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl. из однородной толщи сахаровидных известняков, нижняя часть которых относится к серпуховскому надгоризонту. Известняки имеют характерную синевато-снежно-белую или желтовато-белую окраску и значительно богаче серпуховских отложений по фауне фораминифер, кораллов и брахиопод.

Среди фораминифер наиболее характерны *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Endothyranopsis crassus sphaericus* (Raus. et Reitl.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Parastaffella illustria* Viss. Из макрофауны встречаются *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G.* ex gr. *edelburgensis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.) с разнообразными вариантами, *Athyris expansa* Phill. и др., ядра мелких гастропод, трилобиты, кораллы *Lonsdaleia duplicata* Mart., *Chaetetes rossicus* Sow. и *Syringopora* sp.

Поверхность протвинских отложений несет следы древнего карста в форме каверн, заполненных терригенным веществом. Мощность горизонта 40—45 м, местами сокращается до 25—30 и даже 10 м (Соколова гора).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Среднекаменноугольные отложения широко развиты на всей территории Поволжья. Они представлены довольно однотипно: в основании карбонатными породами, сменяющимися вверх по разрезу терригенными и выше снова карбонатными. Башкирский и московский ярусы среднего карбона делятся на подъярусы и горизонты.

Нижняя граница отдела очень четкая — всюду обнаружен перерыв в осадконакоплении и разрыв нижнекаменноугольных известняков,

имеющих закарстованную поверхность. На этом же уровне отмечена резкая смена различных групп фаун. Верхняя граница отдела менее четкая, считается условной и почти всюду проводится в подошве пестроцветных глин и по исчезновению последних видов фузулинид среднекаменноугольного возраста.

Мощность отложений отдела для большей части территории Поволжья колеблется от 230 до 860 м. В Волгоградской области она увеличивается до 1005 м, в переходной зоне к Преддонецкому прогибу составляет более 1672 м.

С среднекаменноугольными отложениями (башкирскими, верейскими и каширскими) на территориях Жигулевско-Пугачевского, в меньшей степени Татарского сводов связан ряд залежей и месторождений нефти.

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса развиты неповсеместно. Они отсутствуют в наиболее западных районах Поволжья, хотя некоторые исследователи и пытаются без фаунистического обоснования отнести несколько метров разреза нижней части среднего отдела к башкирскому ярусу. На юго-западе и юге ярус представлен главным образом терригенными породами, на севере — почти исключительно карбонатными.

Нижняя граница башкирского яруса очень четкая. В подошве охарактеризованных среднекаменноугольной фауной башкирских отложений повсеместно прослеживается размытая закарстованная поверхность сахаровидных известняков или доломитов протвинского горизонта с кораллами и банками стриатифер.

Мощность башкирских отложений колеблется от 0 до 87 м, в Саратовско-Волгоградском Поволжье она увеличивается на 166—225 м.

В башкирском ярусе выделяются (не во всех разрезах) два подъяруса — нижний и верхний и четыре горизонта: северокельтменский и прикамский горизонты в нижнебашкирском подъярусе, черемшанский и мелекесский горизонты в верхнебашкирском подъярусе.

Отложения северокельтменского горизонта развиты ограниченно; они установлены в Красной Поляне, Пилюгино, в Ульяновском и Саратовском Поволжье, на Татарском своде (Ижевско-Вятский и Байтуганский районы), в Волгоградском Поволжье. Всюду, за исключением площадей юга Куйбышевского Заволжья, отложения северокельтменского горизонта ложатся на закарстованную поверхность протвинских карбонатных пород. Представлен горизонт светло-серыми и белыми известняками, иногда сахаровидными, с глинистыми примазками, с прослоями доломитов. Известняки детритовые, фораминиферовые, местами оолитовые. Хорошо выражена частая ритмичность в чередовании различных типов известняков и сильная стилолитизация. Из органических остатков преобладают фораминиферы, брахиоподы и водоросли донцеллы. Наиболее характерны: из фораминифер архедискусы, *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др.; из брахиопод — *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Schw., *Chonetes fenia* Rot., *Marginifera* cf. *posterosa* Rot. Мощность горизонта колеблется от 9 м в Байтугане до 25 м в Саратовском Поволжье и 30 м в Красной Поляне.

Отложения прикамского горизонта более широко развиты. Они открыты всеми скважинами, кроме Иссинской. Нижняя граница горизонта нередко трансгрессивная; известняки, содержащие терригенный материал и оониды, лежат на сильно закарстованной поверхности протвинского горизонта. Фаунистически граница определяется появле-

нием первых профузулинид и шубертелл (*Profusulinella staffellaeformis* Kir. и др.).

Прикамский горизонт представлен светлыми известняками с редкими прослоями глин. Известняки обычно брекчиевидные, сильно стилолитизированные, прослоями обломочные, оолитовые или псевдооолитовые, детритовые, фораминиферовые и водорослевые со значительным количеством карбонатного обломочного материала. Только в Пилюгино прикамский горизонт (возраст определен предположительно) сложен доломитами, в основании криноидными, с обломочными карбонатными частицами и с глауконитом. Органические остатки разнообразны: фораминиферы — *Archaediscus baschkiricus* Krest. et Theod., частые *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacamina volgensis* Reitl., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. proozawai* Kir., *Profusulinella staffellaeformis* Kir.; брахиоподы *Choristites bisculcatiformis* Sem., *Ch. inferus* Iv., *Chonetes carboniferus* Sok.; табуляты — *Chaetetes radians* Fisch., *Ch. ex gr. rossicus* Sok.

Мощность прикамского горизонта во всей юго-восточной области колеблется от 25 до 35 м; значительно меньше (до 8—12 м) (кроме Глазова) она в Татарии и севернее. По западной окраине (разрезы Юлово-Ишима) мощность предположительно 5 м.

Отложения верхнебашкирского подъяруса развиты почти на всей территории Поволжья, за исключением большей части Татарии и прилегающих к ней областей (Байтуган и др.), где они в значительной степени, по-видимому, размыты.

Нижняя граница верхнебашкирских отложений определяется фаунистически по появлению разнообразных фузулинид (профузули-нелл, верелл, эофузулин, озаваинелл группы *Ozawainella pararhomboidalis*, псевдоштаффелл группы *Pseudostaffella gorskyi* и др. Нередко она выражена и литологически появлением терригенного или обломочного карбонатного материала. Верхняя граница резкая и проводится по появлению фаций и фауны верейского типа. На основании распределения фораминифер в ряде разрезов Поволжья (зоны Вятских дислокаций, Мелекесской впадины, Татарского свода) выделяются черемшанский и мелекесский горизонты.

Верхнебашкирский подъярус в целом представлен неоднотипно. В восточной и северной полосе (в Татарии и севернее) это в основном известняки с прослоечками и примазками пестрых глин; в Сызранском районе, а также западнее и южнее его в значительном количестве появляется терригенный материал. В разрезах от Саратова до северных границ Куйбышевской области известняки характеризуются неправильной бугристой поверхностью с примазками зеленоватой глины и сильной стилолитизацией, что придает им брекчиевидность («странные» или «очкастые» известняки Саратова). Другим характерным признаком этого подъяруса является широкое развитие в известняковых фациях конгломерато-брекчий и вообще обломочного карбонатного материала. Конгломераты образуют иногда несколько прослоев на разных уровнях. В то же время нередки и микрозернистые известняки. На севере известняки этого подъяруса отличаются значительной глинистостью и присутствием лимонита (Вожгалы). В Саратовском Поволжье глинистые известняки, слагающие только нижнюю часть верхнебашкирского подъяруса, переслаиваются с глинами, песчаниками и алевролитами. В Пилюгинском разрезе верхнебашкирский подъярус слагают доломиты, здесь появляются также оолитовые (или псевдооолитовые) и брединово-климакамминовые породы.

В юго-западной части Поволжья терригенные отложения слагают или весь подъярус (Волгоградская область), или его значительную часть выше глинистых известняков (Саратовская область, возможно южная часть Ульяновской — в Барановке, Борлах), или же заполняют руслообразные ложбины в известняках (Сызранский район, возможно Исса). Эти терригенные отложения имеют в основном темно-серую окраску, состоят из переслаивания глин, алевролитов и песчаников с прослоями конгломератов и известняков; отмечается углистое вещество, прослоями сидерит, иногда глауконит и часто пирит. Органические остатки довольно разнообразны, но в каждом районе не богаты и своеобразны. Для черемшанского горизонта характерны: *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *O. birinae* Raus. et Dalm., *Profusulinella primitiva* Sosn., *P.* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen. С начала мелекесского времени появляются вереллы, зофузулины и альютовеллы. Для подъяруса в целом характерны фораминиферы — *Seminovella elegantula* Raus., *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella pararhomboidalis* Man., *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen., *Aljutovella fallax* Raus., *Verella spicata* Dalm., *Eofusulina* ex gr. *triangula* (Raus. et Bel.) и др.; брахиоподы *Choristites bisulcatiformis* Sem., *Ch. notabilis* Rot., *Ch. vetus* Rot., *Ch. pseudobisulcatus* Sem., *Ch. inferus* Iv., *Buxtonia scabricula* (Mart.), в глинисто-песчаных толщах лингулы и дисцины; пелециподы (в нижней части терригенной толщи) — *Anthracomya sagittata* Tschern., *Carbonicola angulata* Tschern. и др. Растительные остатки, представленные *Neuropteris heterophylla* Bragn., *N. gigantea* Sternb., *Lepidodendron* Sternb., *Calamites undulatus* Sternb., приурочены главным образом к верхней части терригенной толщи. В известняковых толщах очень часты донцееллы.

Мощность верхнебашкирского подъяруса очень разнообразна. На юго-востоке и в Глазове, в районах исключительного развития карбонатных фаций она составляет 25—35 м; в других районах развития той же фации она значительно меньше, возможно из-за последующего размыва. На юго-западе, в Саратовской области, мощность подъяруса достигает около 117 м, из них на долю терригенных отложений приходится до 97 м. Еще южнее, в Волгоградском Поволжье, максимальная мощность подъяруса до 140 м.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. Западная граница распространения отложений башкирского яруса прослеживается от района западнее г. Шарьи на юг к г. Козьмодемьянску. В районе Опарино башкирские отложения отсутствуют. Повидимому, их нет и в разрезе Котельничской опорной скважины, так как в нижней части толщи, отнесенной здесь Л. М. Бириной (1949 г. и др.) к башкирскому ярусу, определены фораминиферы визейского типа. В зоне Вятских дислокаций отложения башкирского яруса представлены неполно, а местами (разрез Советской скважины), по данным Е. Н. Ларионовой и Т. П. Сафоновой (1955), они совершенно отсутствуют. В Вожгальской скв. 1 на размытой и закарстованной поверхности мелкообломочной известняково-доломитовой брекчии с протвинским комплексом фораминифер залегает небольшая (8 м) толща пород прикамского горизонта. Она сложена светло-серыми сахаровидными глинистыми известняками с прослоями пестроокрашенных глин и пестрых крепких песчанистых доломитов. Обломки псевдооолитовых известняков в базальном конгломерате указывают на возможный размыв северокельтменских слоев.

К верхнебашкирскому подъярусу (13 м) Д. М. Раузер-Черноусова (1961) отнесла нижнюю пачку «верейского» (по А. С. Ердякову) гори-

зонта по слабовыраженной в ней пестроцветной окраске и отсутствию типичной верейковой микрофауны. Эта пачка пород представлена серыми и розовато-серыми известняками и глинами с частыми остатками криноидей, фораминифер [*Profusulinella staffellaeformis* Kir.,

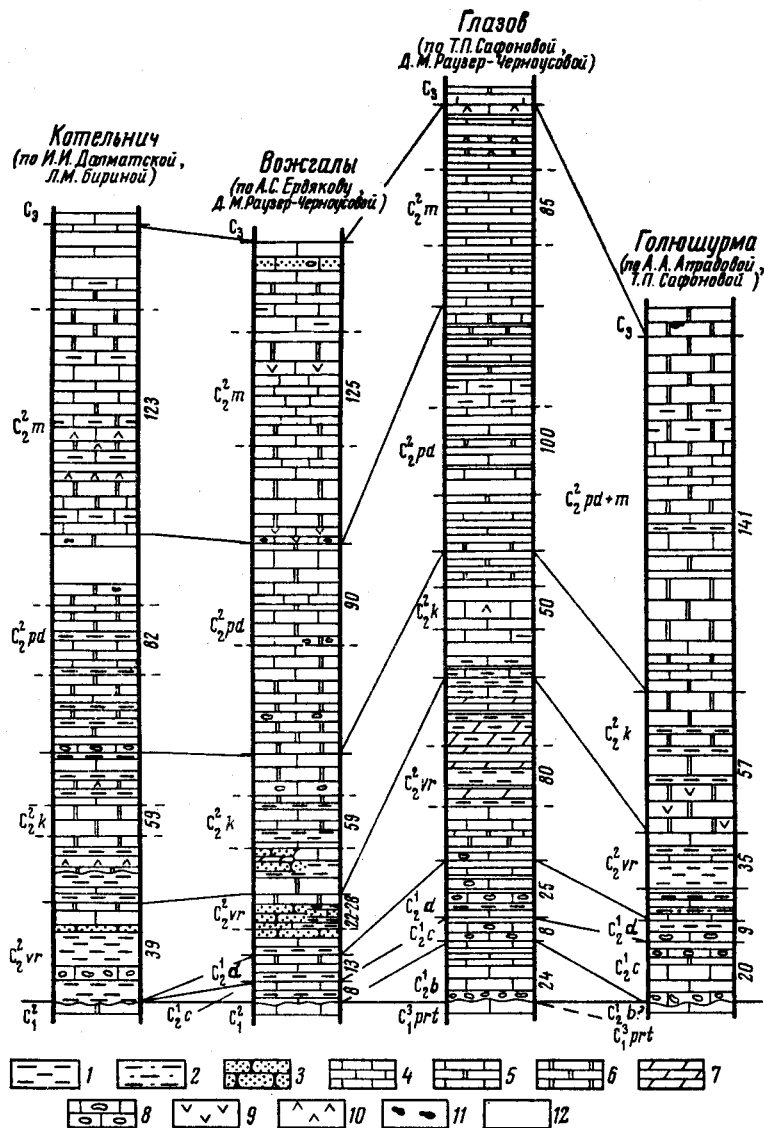


Рис. 42. Сопоставление схематизированных разрезов среднекаменноугольных отложений от Котельнича к Голошурме

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — известняки; 5 — доломитизированные известняки; 6 — доломиты; 7 — мергели; 8 — обломочные известняки; 9 — ангидритизация; 10 — загипсованность; 11 — конкреции кремня; 12 — перерыв в наблюдении (кери отсутствует)

Aljutovella fallax Raus., *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), с морскими ежами и брахиоподами.

В Глазовской опорной скважине вскрыт прикамский горизонт нижнебашкирского подъяруса и оба горизонта верхнего подъяруса (рис. 42). В основании прикамского горизонта (около 24 м) имеется прослой (2,4 м) известнякового конгломерата с яркой малиново-крас-

ной окраской. В гальках определены визейские формы, указывающие на размыв визейских, возможно протвинских отложений. Выше залегают серые детритовые и шламовые известняки с редкими примазками пестрых глин. В них определены: *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacamina inerta* Reitl., *Deckerella mirabilis* Reitl., *Archaediscus donetzianus* Sosn., *Pseudostaffella uralica* Kir., *Profusulinella staffellaeformis* Kir. и многие другие. В основании черемшанского горизонта (около 8 м) также прослеживается прослой (до 3 см) известнякового конгломерата. Представлен горизонт серыми и светло-серыми известняками с прослойками пестрых глин. В известняках определены фораминиферы, встречающиеся в верхнебашкирском подъярусе (*Pseudostaffella antiqua posterior* Saf., *P. paracompressa extensa* Saf., *Ozawainella pararhomboidalis* Map., *Pr. primitiva* Sosn.).

Мелекесский горизонт (25 м) представлен подобными же известняками, иногда окремнелыми, с глинистыми пестроцветными примазками. В породах нередко включения глауконита. Из фораминифер встречаются: *Novella primitiva* Raus., *Seminovella elegantula* Raus., *Aljutovella tikhonovichi* Raus. (редко), *A. fallax* Raus., *Verella varsanofievae* Dalm.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. Вдоль восточного склона Токмовского свода располагается окраинная зона распространения башкирских отложений. Полное их выклинивание происходит вдоль линии, проходящей от Козьмодемьянска через Поречное, Саранск, Пензу. Характерными для окраинной полосы развития башкирских отложений являются разрезы их в районе Исы (рис. 43), где выше визейских отложений, под пестроцветными глинами верейского горизонта, обнаружена

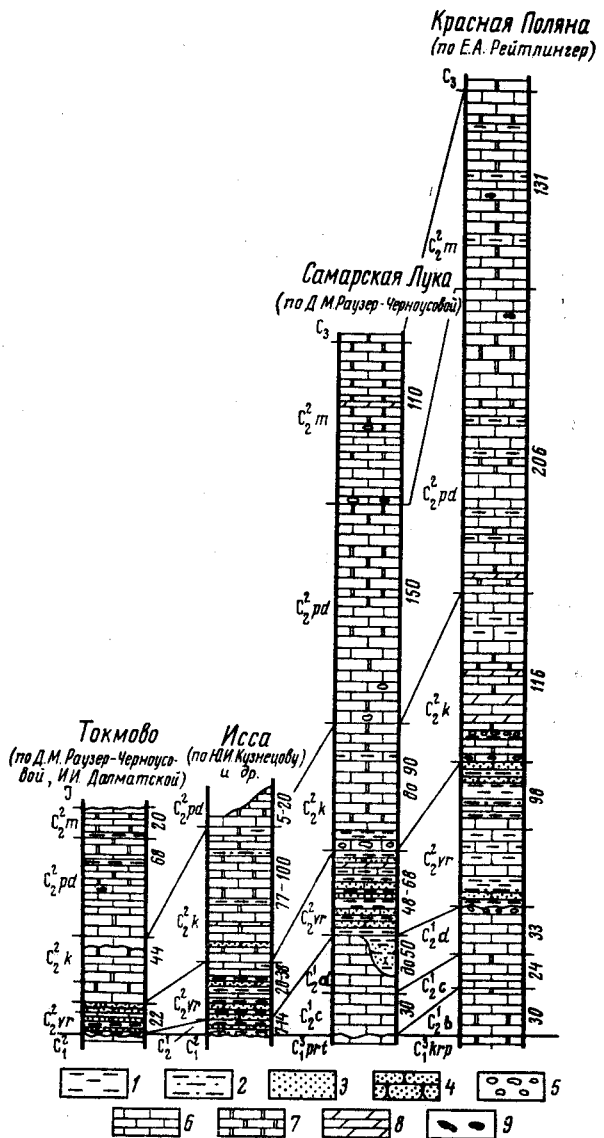


Рис. 43. Сопоставление схематизированных разрезов среднекаменноугольных отложений от Токмово к Красной Поляне

1 — глины; 2 — алевролиты; 3 — пески; 4 — песчаники; 5 — галька; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — конкреции кремня

темноцветная маломощная (7—14 м) песчано-глинистая толща пород, сходная с тепловской свитой Саратовского Поволжья. Эту толщу условно следует считать по возрасту верхнебашкирской. Здесь верхнебашкирские отложения представлены темно-серыми глинами с растительными остатками и лингулами, черными углистыми песчаниками с карбонатным цементом и брекчиевидными конгломератами незначительной мощности.

Полнее представлены башкирские отложения на южном окончании Токмовского свода, в двух Юлово-Ишимских скважинах, описанных Л. М. Бириной, Д. М. Раузер-Черноусовой и И. И. Далматской. В скв. 1 имеется толща (20 м) известняков, предположительно относимых к прикамскому горизонту на основании появления вместе с шубертеллами песчаного карбонатного материала в верхних пяти метрах. В скв. 4 сходство с башкирскими отложениями востока Русской платформы выражено литологически более четко. Г. Д. Киреевой и И. И. Далматской (1960) в верхнебашкирских отложениях этой скважины выделен черемшанский горизонт с *Ozawainella pararhomboidalis* M a n. и мелекесский с *Eofusulina* ex gr. *triangula* R a u s. et B e l. и *Verella* sp. По-видимому, сходный разрез башкирского яруса имеется и к юго-востоку от Юлово-Ишима, в Кикино.

Башкирские отложения Мелекесской впадины описаны по Мелекесской и Ульяновской опорным скважинам, обработанным С. В. Семихатовой, Л. М. Елиной и И. И. Далматской (1958) и И. И. Далматской (1961). В этой скважине башкирские отложения (45 м) фаунистически можно подразделить на три части. Нижняя часть (26 м), предположительно сопоставляемая с прикамским горизонтом, сложена светло-серыми известняками, сильно стилолитизированными, с примазками зеленой глины, участками окремнелыми; преобладают детритовые, обломочные разности, реже микрозернистые и оолитовые. Средняя часть (10 м) литологически сходна с вышеописанной, но появление *Ozawainella pararhomboidalis* M a n. вместе с шубертеллами и *Seminovella elegantula* R a u s. позволяет относить ее к верхнебашкирскому подъярису (черемшанскому горизонту). Верхняя часть (9 м) разреза (мелекесский горизонт) отличается появлением глауконитовых алевролитов, мергелей и глин. Определены вереллы, *Profusulinella primitiva* S o s n., *P. bona* G r o z d. et L e b.

Южнее башкирские отложения мощностью от 50 до 80 м вскрыты скважинами в районе Борлов. Здесь по С. В. Семихатовой (1953) они представлены двумя литологически отличными толщами. Нижняя (около 35 м) состоит из серых пиритизированных известняков (с примазками по плоскостям наложения чешуек хлорита, зеленоватой и голубоватой глины), в верхней части доломитизированных и сильно стилолитизированных. Встречаются обломки и гальки известняка; остатки фауны окатаны. Комплекс фораминифер и брахиопод обычный для прикамского горизонта.

Верхняя толща (15—45 м) известняково-терригенная, сопоставляется с верхнебашкирским подъярусом. В нижней части преобладают серые кварцевые пески и песчаники с тонкими прослоями известняков. В верхней части известняки сильно стилолитизированные и доломитизированные. Фауна фораминифер разнообразная — *Endothyra spirilliformis* B r a z h. et P o t., *Schubertella* ex gr. *obscura* L e e et C h e n., *Profusulinella rhomboides* L e e et C h e n., *Aljutovella tikhonovichi* R a u s., *Verella spicata* D a l m. Из брахиопод указаны: *Chonetes carboniferus* K e y s., *Choristites* cf. *bisulcatiformis* S e m. По всему горизонту встречены водоросли *Donezella*, членики криноидей, обрывки мшанок и редко зубы рыб.

Небольшие мощности башкирского яруса — от 6 (Красновка и др.) до 31 м (Булдырь) характерны в западных участках северной вершины Татарского свода. Он представлен толщей светло-серых, почти белых известняков, часто коричневых вследствие пропитывания нефтью. Известняки имеют многочисленные стилолитовые поверхности и примазки по ним зеленой и зеленовато-серой глины; нередко своеобразная брекчиевидная структура. Обнаружены представители грубо- и тонкорестристых хориститов: *Choristites pseudobisulcatus* Rot., *Chonetes carboniferus* Key s. Встречаются хететиды *Chonetes radians* Fisch., *Ch. ex gr. rossicus* Sok., единичны кораллы *Dibunophyllum* sp. Сообщество фораминифер наиболее близко к фауне прикамского горизонта. По-видимому, северокельтменский горизонт здесь отсутствует. Возможно отсутствуют и верхнебашкирские отложения, хотя присутствие тонкорестристых хористит указывает на верхнюю часть башкирского яруса.

Башкирские отложения северо-восточного погружения Татарского свода (разрезы скважин Голюшурмы и Бураново) близки к аналогичным отложениям Глазова, Кельтмы и Пермского Приуралья, и в то же время они резко отличаются от разрезов, развитых в более южных и западных областях.

Северокельтменский горизонт (12—15 м) сложен светло-серыми, почти белыми сахаровидными, участками окремнелыми доломитизированными известняками с прослоями доломитов, чаще известковистых. Для известняков характерно наличие сутуро-стилолитовых поверхностей, промазанных шоколадно-коричневой глиной со следами зеркал скольжения, и преобладание мелкозернистой, тонкозернистой и пелитоморфной структур. Иногда наблюдаются ракушниковые известняки (Голюшурма), сложенные обломками гастропод, сцементированных гипсом с ангидритом и кальцитом. Из фораминифер в северокельтменском горизонте определены *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl. Частой является водоросль *Donezella*.

Нерасчлененная толща прикамского горизонта и верхнебашкирского подъяруса сложена исключительно известняками светло-серыми и серыми, чаще слабо доломитизированными. Наряду с ними встречаются прослой базальных конгломератов, кластический материал которых состоит из обломков известняка темно- и коричневато-серой окраски, содержащих обычно фауну нижнего карбона. Из фораминифер в прикамском горизонте и верхнебашкирском подъярусе определены следующие: частые зоштаффеллы, параштаффеллы и *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P.* ex gr. *krasnopolskyi* (Dutk.), *P.* ex gr. *praegorskyi* Raus., *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *P.* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen. Весьма часто отмечается водоросль *Donezella*.

Мощность прикамского горизонта и верхнебашкирского подъяруса колеблется от 29 до 36 м в Голюшурме и от 7,5 до 24 м в Бураново (Яганке).

На южной вершине Татарского свода и по его окраинам отложения башкирского яруса изучены в Черемшане, Акташе, Серафимовке, Туймазах, Байтугане и других местах. Однако все эти разрезы неполные и изучены недостаточно. В Байтуганской опорной скв. 24 на сахаровидных известняках и доломитах тарусского и протвинского горизонтов (с кораллами и банкамистриатифер) со значительным перерывом лежат породы нижнебашкирского подъяруса. Нижнюю часть разреза (до 9 м) по обедненной фауне фораминифер можно сопоставить с северокельтменским горизонтом; верхняя часть (около 26 м), по-видимому, соответствует прикамскому горизонту. Вся толща представ-

лена известняками (см. рис. 44), среди которых преобладают псевдооолитовые, оолитовые и фораминиферо-детритусовые разности. Кроме того, в прикамском горизонте очень распространены микрозернистые и комковато-сгустковые породы в верхней части горизонта присутствуют и строматолитовые известняки. Органические остатки разнообразны; среди фораминифер характерны *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacammina volgensis* Reitl. зоштафеллы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) с близкими формами *P. proozawai* Kir., *Profusulinella staffellaeformis* Kir. Верхнебашкирские отложения в Байтуганской скважине отсутствуют (по-видимому, размыты).

В пределах Сергиевско-Абдулинской впадины отложения башкирского яруса изучались в Сергиевском районе на ряде разведочных площадей: в Малиновке, Большой Раковке, Радаевке, Боровке, Серноводске и Якушкино. В Радаевке к башкирскому ярусу (35—50 м) отнесена нижняя толща доломитов со стилолитами и с примазками зеленой глины и верхняя, сложенная известняками. Известняки часто биоморфные (фораминиферовые, водорослево-фораминиферовые, криноидно-фораминиферовые) и детритовые, прослоями брекчиевидные и мелкообломочные, пористые и кавернозные. По всей пачке наблюдаются обломки пелитоморфных известняков, а также большая или меньшая доломитизация пород. На Якушкинской площади, расположенной к востоку от Радаевки, Т. И. Шлыковой в известняках башкирского яруса определены: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Schubertella* ex gr. *sphaerica* Sul., зоштафеллы и редкие архедискусы.

Жигулевско-Пугачевский и погребенный Оренбургский своды. В области Жигулевско-Пугачевского свода башкирский ярус представлен прикамским горизонтом и нерасчлененным верхнебашкирским подъярусом. Типовым может считаться разрез скв. 401 вблизи Сызрани (Раузер-Черноусова, 1961). Здесь на размытой и закарстованной поверхности протвинских отложений с кораллами залегают светло-серые плотные известняки прикамского горизонта (около 30 м) с прослоями характерных фораминиферовых, детритусовых, оолитовых, псевдооолитовых и мелкообломочных известняков. Присутствуют *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Climacammina volgensis* Reitl., архедискусы, зоштафеллы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) с вариантом *grandis* Shlyk., *Ps. praegorskyi* Raus., частая *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Parastaffella moelleri* Ozawa.

Верхнебашкирский подъярус (30—40 м) представлен подобными же породами, но их отличает резко выраженная стилолитизация, неровные и бугристые поверхности с примазками зеленой глины. В верхней части известняки пиритизированы и ожелезнены. Наиболее характерно для подъяруса появление грубого обломочного материала в виде галек (иногда с фузулинидами) и полуокатанных обломков темно-серого известняка. В толще иногда отмечается глауконит. Среди обычной для башкирского яруса фауны фораминифер отмечены *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen, *P. cf. pararhomboides* Raus. et Bel., *Aljutovella tikhonovichi* Raus.

В центральной части Сызранской площади верхнебашкирская карбонатная толща, увеличиваясь в мощности до 40—45 м, постепенно превращается в карбонатно-глинистую. По данным Р. М. Пистрак и Н. Н. Соколовой (1938 г.), она сложена в основном темными, почти черными глинами, глинистыми сланцами, сажистыми песчаниками, алевролитами с редкими прослоями глинистых известняков.

Полные разрезы башкирского яруса (87 м) хорошо изучены Е. А. Рейтлингер (1961) в районе Красной Поляны. Здесь (скв. 1) северокельтменский горизонт (30 м) сложен светло-серыми известня-

ками с прослоями серых крупнозернистых доломитов. Доломиты трещиноватые, стилолитизированные с примазками глинистого вещества, известняки прослоями оолитовые. Из фораминифер преобладают архедискусы, бредины, зоштаффеллы; появляются первые более примитивные *Pseudostaffella antiqua* Dutk. Из брахиопод отмечены *Canocrinella* sp., *Chonetes fenia* Rot., *Marginifera* cf. *postserosa* Rot.

Прикамский горизонт (24 м) представлен тоже известняками, но оолитовые прослои достигают своего наибольшего развития и имеют мощность до 1,5 м. Особенно характерно наличие микрозернистых и микробрекчиевидных пород, сгустковых и обволакивающих образований синезеленых водорослей. Органические остатки сходны с таковыми нижележащих горизонтов, но в большем количестве появляются *Bradyina cribristomata* Raus. et Reitl., *Climacammina volgensis* Reitl., разнообразные псевдоштаффеллы групп *Pseudostaffella antiqua* и *P. compressa*, и первые шубертеллы.

Верхнебашкирский подъярус (33 м) не подразделяется на горизонты. Представлен он коричневато-серыми и серыми, пятнистыми известняками, пористыми и трещиноватыми; участками кремнелыми, прослоями обломочными, брекчиевидными и пелитоморфными. Для кровли башкирского яруса характерны известняковые брекчии и конгломераты. По всей толще часто отмечаются стилолитовые швы с примазками зеленоватых остатков. Особенно характерны фораминиферы и водоросли — донецеллы. Среди фораминифер впервые появляются профузулиеллы, озаваинеллы и *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.). Встречен *Choristites* ex gr. *pseudobisulcatus* Rot.

К западу от меридиана Красной Поляны, а также на северо-восток от этого пункта разрез башкирского яруса сокращается за счет выпадения в первую очередь нижнего горизонта нижнебашкирского подъяруса.

В области Оренбургского погребенного свода разрез башкирского яруса слагается почти нацело доломитами (рис. 44). В Пилюгинской скв. 18 (Раузер-Черноусова, 1961) башкирские отложения (80 м) установлены в интервале 1523—1603 м. К северокельтменскому горизонту (17 м) предположительно отнесены породы, лежащие на глубине 1586—1603 м, к прикамскому (33 м) — на глубине 1553—1586 м. В этом горизонте появляется карбонатно-обломочный материал и более обильные остатки криноидей. Верхнебашкирский подъярус (30 м) выделен в интервале 1553—1523 м. Здесь среди обычных доломитов отмечены прослои первичных псевдооолитовых, оолитовых и обломочных разновидностей карбонатных пород с брединами и климакками типично башкирского облика.

Рязано-Саратовский прогиб. В Рязано-Саратовском прогибе (Саратовское Поволжье) отложения башкирского яруса широко развиты как в правобережье, так и в левобережье (Заволжье). Западная граница их распространения проходит в правобережье от Пензы на севере к району западнее г. Баланды на юге. Типовым разрезом башкирских отложений может считаться Пугачевский, расположенный на южной окраине Жигулевско-Пугачевского свода. В Пугачевской скв. 10, по данным Е. И. Черновой (1961), С. И. Савинова и Е. А. Тазловой, выделены нижнебашкирский подъярус, расчлененный на северокельтменский и прикамский горизонты, и верхнебашкирский подъярус.

Северокельтменский горизонт (интервал 939—964 м) представлен белыми и светлыми известняками, часто перекристаллизованными, прослоями оолитовыми и конгломератовидными, детритусовой или сгустковой структуры. Отмечаются стилолитовые швы, выполненные глини-

стым материалом, и трубчатые водоросли. Комплекс фораминифер обычный.

Прикамский горизонт (интервал 915—939 м) литологически сходен с нижележащим, но для его пород характерна пиритизация и включения углистого вещества. Из фораминифер определены группы *Pseudo-*

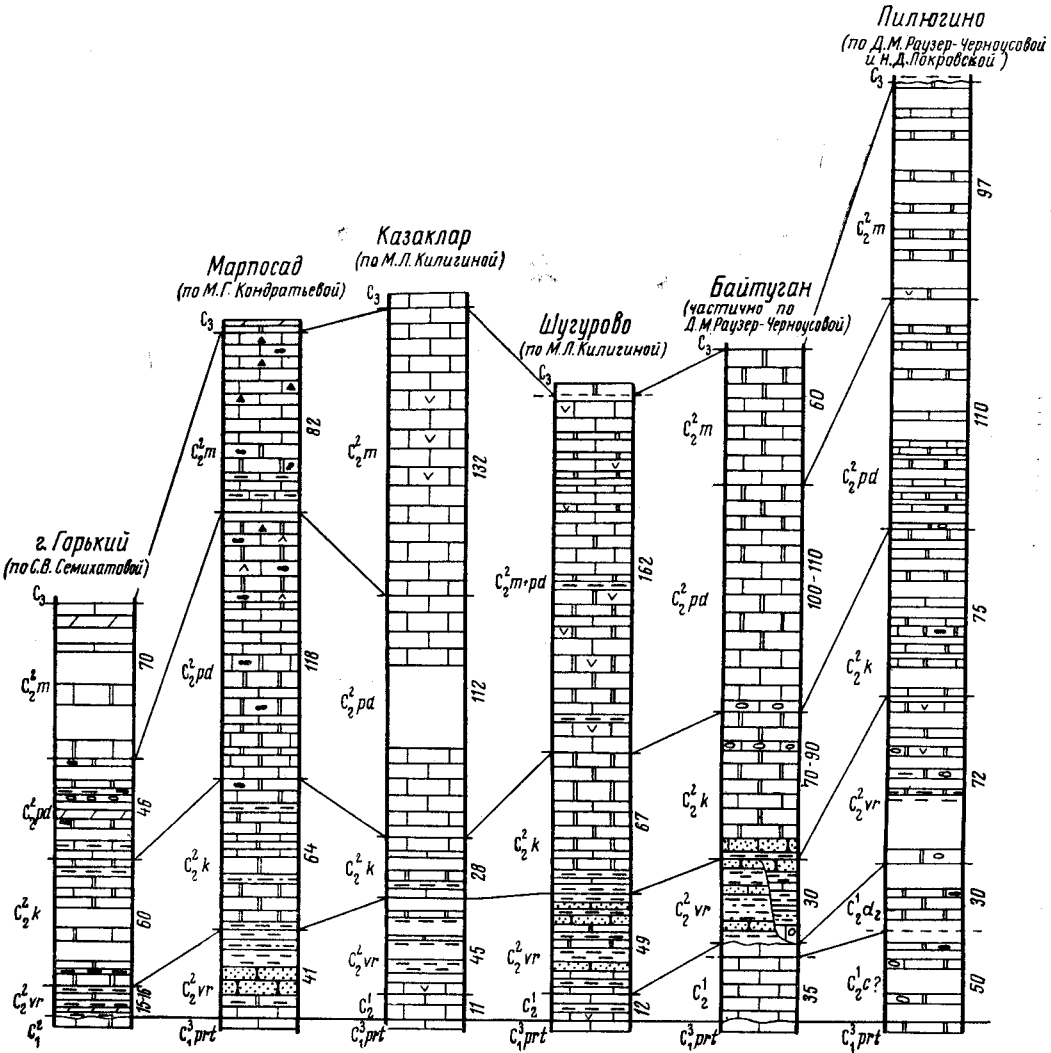


Рис. 44. Сопоставление схематизированных разрезов среднекаменноугольных отложений от Горького к Пиллугино. Условные обозначения см. на рис. 42 и 43

staffella antiqua (D u t k.), *P. sofronizkyi* S a f., *Schubertella* sp. и др. Из брахиопод указывается *Choristites yanghoukouensis crassa costata* S e m i c h.

Верхнебашкирский подъярус включает две пачки: нижнюю — карбонатную (интервал 895—915 м) и верхнюю — терригенную (интервал 798—895 м). Нижняя пачка (20 м) состоит в основном из известняков светлых, участками органогенно-обломочных и криноидно-фораминиферовых. Кверху они приобретают серую окраску, часто становятся водорослевыми, шламовыми и конгломератовидными, трещиноватыми, со стилолитами. Из фораминифер определены: *Pseudostaffella proozawai*

Kir., *P. uralica* Kir., *P. antiqua* Schlyk., *P. gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella* ex gr. *primitiva* Sosn. и др. Многочисленны водоросли *Dvinella*. Встречен характерный для башкирского яруса *Choristites bisulcatisimilis* Sav.

Верхняя пачка (97 м) представлена серыми глинами, местами песчаными, с прослоями алевролита, песчаника и брекчиевидного известняка. В породах отмечены обугленный растительный шлам и включения пирита. В нижней части глин встречены *Hyperamminoides* sp., *Ammodiscus* sp., *Hyperammina* sp.

Московский ярус

Отложения этого яруса повсеместно развиты и изучены довольно полно по многим разрезам скважин. Они расчленяются на два подъяруса, четыре горизонта, а внутри их часто на зоны, пачки или подгоризонты. Нижний подъярус характеризуется широким развитием внизу терригенных пород, вверху карбонатных. Верхний подъярус сложен преимущественно известняками с прослоями доломитов; терригенные породы играют подчиненную роль. Все горизонты прослежены в большинстве районов. Однако при недостатке каменного материала они часто объединяются в подъярусы.

В западной части Поволжья, где отсутствуют башкирские отложения, нижняя граница яруса литологически и фаунистически очень четкая, но в восточной части не всегда ясная, особенно в разрезах с развитием терригенных фаций в нижележащем верхнебашкирском подъярусе. Некоторые верхнебашкирские алытовеллы (группы *Aljutovella fallax*, *A. dagmarae*) переходят и в верейский горизонт; последний иногда в нижней основной по мощности части почти совершенно лишен фораминифер. И только по появлению *Eostaffella mutabilis* Ra u s., *Schubertella pauciseptata* Ra u s. можно с уверенностью говорить о верейском возрасте отложений. Верхняя граница яруса в ряде случаев выражена неотчетливо, обосновывается фаунистически или проводится ниже пачки красных глин верхнего карбона.

Мощность московского яруса колеблется от 95—108 м (Токмовский свод) до 780 м в Волгоградском Поволжье.

В московском ярусе установлены нижний подъярус, расчлененный на верейский и каширский горизонты, и верхний, включающий подольский и мячковский горизонты.

Верейский горизонт. Отложения верейского горизонта широко развиты. Нижняя их часть представлена в основном песчано-глинистыми породами с карбонатными прослоями. На северо-востоке (Глазов, Голюшурма, большая часть Татарского свода и восточная часть Куйбышевского Заволжья) в разрезах преобладают карбонатные отложения; в Бугуруслане и Пилюгино они полностью слагают весь верейский горизонт. На крайнем западе, в Куйбышевском Поволжье, в Саратовской и Волгоградской областях, а также в Вожгалах нижняя часть горизонта сложена в основном терригенными породами; известняки в большом количестве появляются только в верхней части горизонта. Известняки обычно песчанистые (с зернами кварца), часто детритусовые и фораминиферовые. Доломиты слагают весь горизонт только в Пилюгинском и Бугурусланском районах, в остальных районах образуют редкие прослои, чаще в верхней части горизонта (Саратов, Исса, Сызрань, Марпосад, Котельнич). Терригенная часть разреза обычно представлена переслаиванием глин, алевролитов, песков и песчаников, реже мергелей. Среди минералов преобладают кварц, полевые шпаты, слюды, в тяжелой фракции — циркон, рутил,

турмалин и гранат. Нередко в большом количестве появляется глауконит. Особенно много его в породах, развитых в полосе, протягивающейся от Юлово-Ишима до Красной Поляны, далее на Самарскую Луку и Пилюгино (по-видимому, область какого-то течения).

Характерной для верейских отложений является пестроцветная окраска пород (красные, фиолетовые и зеленоватые тона), наблюдаемая на большей части территории, за исключением восточных участков.

Органические остатки разнообразны. Из них наиболее распространены: фораминиферы — *Hyperammina aljutovica* Reitl., *Brunsiella ammodiscoidea* (Raus.), *Hemigordius simplex* Reitl., *Endothyra eostaffelloides* Reitl., *E. aljutovica* Reitl., *Eostaffella mutabilis* Raus., *Novella primitiva* Raus., *Schubertella pauciseptata* Raus. с подвидами *globulosa* Saf. и *miranda* Leont., *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *P. subquadrata* Grozd. et Leb., *Profusulinella arta* Leont., *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *A. skelnevatica* (Putrja), *A. cybea* Putrja et Leont., *Eofusulina triangula* (Raus. et Bel.); брахиоподы — *Choristites inferus* Iv. с подвидами *teschevi* Iv. и *mosquensis* Eichw., *Ch. priscus* Eichw., *Brachythyrina strongwaysi* Vern., *Dictyoclostus moelleri* Iv., *D. gruenewaldti* Krot., *Paeckelmania aljutovica* E. Iv., *Linoproductus latiplanus* Iv. и др.; пелециподы — *Aviculopecten* sp. и др.; табуляты — *Chaetetes radians* Fisch.; известковые водоросли — редкие донцеллы, березеллы, иногда сифонниковые и строматолиты; споры и пыльца — *Hymenozonotriletes verriculatus* Naum., *H. warsanofievi* Naum., *Leiotriletes microrugosus* Naum., *L. subintortus* Naum., *Lophotriletes gibbosus* Naum., *L. intortus* Naum.

В ряде разрезов удалось наметить расчленение верейского горизонта на три части. Нижняя часть с преобладанием более тонкозернистого и терригенного материала с нехарактерным сообществом фораминифер (*Hemidiscus simplex* Saf., брунзиеллы, гипераммины); средняя часть — с наибольшим количеством детритусовых известняков с *Schubertella pauciseptata* (с подвидами) и с альтовеллами групп *Aljutovella aljutovica* и *A. skelnevatica*; верхняя часть — с тонкозернистыми породами (красные глины в Сызрани) или с признаками обмеления (оолиты в Токмово, строматолиты в Пилюгино и др.), с нехарактерными мелкими фораминиферами.

Мощность верейского горизонта колеблется от 15 до 110 м. Наименьшие мощности (15—17 м) наблюдаются на западе — Горький, Лысково, Сивинь; несколько большие (до 38 м) — в Токмово, Котельниче, Вожгалах, Иссе и на востоке на Татарском своде (до 30—35 м). К востоку и югу — в Глазове, на Самарской Луке и в Пилюгино — мощность возрастает до 68—80 м, в районе Красной Поляны — до 98 м; в Саратовском Заволжье мощность горизонта снова сокращается до 44—50 м. Наибольшие мощности (180—258 м) верейских отложений прослежены в Волгоградском Поволжье.

Верхняя граница верейского горизонта четкая, в большинстве разрезов определяется по смене преимущественно терригенных пород карбонатными с характерным каширским комплексом фауны. Труднее устанавливается эта граница в разрезах Куйбышевского Заволжья (Пилюгино, Калиновка и др.), где верейский горизонт сложен карбонатными породами, плохо отличимыми от нижележащих и покрывающих его образований.

Каширский горизонт широко распространен по всему Среднему и Нижнему Поволжью. Верхняя граница его обычно резкая, подчеркивается появлением обломочных детритусовых, местами оолитовых известняков с характерной подольской фауной. Отложения горизонта представлены в основном известняками и доломитами с прослоями мер-

гелей и терригенных пород. Наибольшее количество терригенного материала отмечается на юге, в Волгоградской области и на западе (Марпосад, Токмово, Исса, Сызрань), а также на севере — в районе Котельнича — Вожгалы и на востоке Татарии.

Известняки и доломиты каширского горизонта обычно темно-серые, часто пиритизированные, с примесью углистых частиц и обугленной растительной ткани. Известняки преобладают в нижней части горизонта, иногда и в верхней, доломиты — в средней, иногда в верхней. Известняки очень разнообразной структуры — от биоморфных (фораминиферовых или водорослевых, наиболее распространенных) и детритовых с разнообразными органическими остатками до шламовых и тонкозернистых.

Органические остатки чрезвычайно богаты и разнообразны. Наиболее характерны и широко распространены брахиоподы: *Marginulina kashirica* Iv., *M. samarica* Sem., *Choristites priscus priscus* Eichw., *Ch. priscus senilis* A. et E. Iv., *Ch. radiculosus* Iv., *Ch. uralensis brevisculus* Iv., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Antiquatonia kaschirica* Iv., *Phricodathyris asiatica* Chaо, *Meekella eximia* Eichw. et Vern., *Dictyoclostus obraszoviensis* Iv., *Orthotetes regularis* Waag. и др. Встречаются известковые водоросли *Beresella*, *Dvinella*, *Ungdarella*.

Фораминиферы широко распространены и по ним удается дать более дробное расчленение каширского горизонта на три подгоризонта. В нижнем подгоризонте, сложенном более темными породами с большим количеством терригенного материала, наиболее обычны фораминиферы: *Ozawainella digitalis* Man., *Pseudostaffella gorskyi* (Dutk.), *Schubertella gracilis* Raus., *Sch. galinae* Saf., *Profusulinella prisca* (Deprat), *P. ovata* Raus., *P. biconiformis* Kir., *P. mutabilis* Saf., *P. pseudolibrovitchi atelica* Raus., *Aljutovella saratovica* (Putrja et Leont.), *A. postaljutovica* Saf., *Textularia angusta* Reitl. В среднем подгоризонте преобладают более тонкозернистые шламовые, водорослевые (березелловые) и фузулиновые известняки. Из фораминифер определены: *Textularia elinae* Raus. et Dalm., *Deckerella composita* Reitl., *Bradyina magna* Roth. et Skinn., *Profusulinella prisca* (Deprat), *P. prolibrovitchi* Saf., *Aljutovella priscoidea* (Raus.), *Hemifusulina volgensis* Putrja et Leont., *H. dutkevichi* Putrja, *H. communis* Raus., *Fusulinella schubertellinoides* Putrja, *Fusulina citronoidea* Man.

Для верхнего подгоризонта наиболее характерно появление кремней, в большем количестве известняков, обломочного карбонатного и глинистого материала. Фораминиферы становятся беднее, среди них преобладают: *Turrispira mira* Reitl., *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen.), *P. conspecta* Raus., *P. umbilicata* Putrja et Leont., *Profusulinella pseudolibrovitchi* Saf. и другие формы группы *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Hemifusulina pseudobocki* Putrja et Leont., *H. volgensis syzranica* Raus., *Fusulinella ex gr. colaniae* Lee et Chen., *P. praecolaniae* Saf., *Fusulina ozawai* Raus. et Bel. и частые параштаффеллы.

Мощность каширских отложений колеблется в больших пределах от 34 м (на Токмовском своде в Порецкой скважине) до 305 м (в Преддонецком прогибе). В Горьковском Поволжье, на севере территории и в Прикамье мощность горизонта около 60—90 м, в Саратовской области — от 100 до 120 м.

Подольский горизонт также сравнительно широко развит, но в ряде мест оказываются размытыми верхняя его часть (Иссы, Токмовский свод) или целиком весь горизонт (междуречье Хопра и Бузу-

лука в Волгоградском Поволжье). Верхняя граница подольского горизонта выражена не всегда четко. В большинстве случаев она проводится по появлению детритовых известняков и мелководных отложений с фузулинеллами группы *Fusulinella bocki*. Большинство видов фузулинид, характерных для основания мячковского горизонта, встречается еще в верхней части подольского, что затрудняет четкое проведение границ между этими горизонтами.

Почти всюду подольский горизонт представлен в основном известняками с прослоями доломитов. В нем выделяются два подгоризонта. В основании каждого из них известняки обычно детритовые, часто с обломочным карбонатным материалом, иногда псевдооолитовые; в средних частях подгоризонтов преобладают водорослевые (березелловые), фузулинидовые и шламовые известняки, в верхних частях — тонко- и микрозернистые палеонубекуляриевые известняки и глинистые доломиты. Окремнение и желваки кремней отмечены главным образом в разрезах Марпосада, Порецкой скважины, Пилюгино, в Саратовском Поволжье. Прослой мергелей отмечены в Токмово, Иссе, в Саратовском районе.

Органические остатки очень разнообразны и представлены фораминиферами, брахиоподами, члениками криноидей; из известковых водорослей встречены березеллы, унгдареллы, синезеленые водоросли (сгустки и строматолиты), гидроктиноиды. Реже встречаются одиночные кораллы, иглы ежей, мшанки, остракоды. Наиболее обычны в нижнем подгоризонте: фораминиферы — *Fusiella typica* Lee et Chen., *Ozawainella stellae* Man., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *P. ozawai* (Lee et Chen.), *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., параведкеинделлины, *Fusulina elshanica* Putrja et Leont., *F. pseudoelegans* Chern., *F. ozawai pronensis* Raus., *F. dunbari* Sosn., *F. rossoschanica* Putrja, *Putrella brazhnikovae* (Putrja); в верхнем подгоризонте — *Fusulinella vozghalensis* Saf., *F. tokmovensis* Raus. et Dalm., *Wedekindellina dutkevichi* Raus. et Bel., *Fusulina aspera* Chern., *F. ex gr. kamensis* Saf., *F. elegans* Raus. et Bel. и др.; кораллы — *Botrophyllum pseudoconicum* Dobr., *Meniscophyllum kansuensis* Grab.; брахиоподы — *Choristites sowerbyi* Fisch. с вариантом *alata* E. Iv., *Ch. mosquensis* Fisch., *Ch. priscus senilis* Iv., *Ch. uralensis* Leb., *Ch. dilatatus* Fisch., *Marginifera timanica* Tschern., *Brachythyrina strongwaysi* Vern., *Meekella eximia* (Eichw.), *Linoproductus undatus* Degr., *L. undiferus* Kon., *L. pseudoprattenianus* Sem.; мшанки — *Polypora martis* Fisch., *P. belianskensis* Nikif., *Fenestella podolskensis* Sch-Nest., *F. bifurcata* Fisch.

Мощность подольского горизонта колеблется в значительных пределах — от 5—20 до 206 м. Наименьшая мощность наблюдалась в районе Иссы на Токмовском своде, наибольшая — в Куйбышевском Поволжье в Красной Поляне; в Саратовском и Волгоградском Поволжье она достигает 130—198 м.

Мячковский горизонт в Поволжье имеет несколько меньшее развитие, чем подольский. Местами (Токмовский свод) он отсутствует в сводовой части антиклинальных структур; в наиболее приподнятых районах запада и северо-запада Саратовского и Волгоградского Поволжья отложения его полностью размыты.

Верхняя граница мячковского горизонта проводится условно в основании слоя пестрых глин по исчезновению последних фузулинид среднекаменноугольного возраста и появлению верхнекаменноугольных протритицитов и обсолетов. Представлен горизонт в основном известняками с прослоями доломитов. В некоторых западных районах по-

следние играют подчиненную роль. Во многих разрезах юго-востока Поволжья — от Волгоградского Поволжья до Самарской Луки и северо-востока Куйбышевской области — в верхней части горизонта преобладают доломиты. Пилюгинский разрез сложен полностью доломитами. Окраска пород светлая, как и в подольском горизонте, но чаще отмечаются темно-серые и коричневатые тона, особенно на юге (Волгоградская область).

Известняки очень разнообразны, встречаются все те же типы, что и в подольском горизонте. Более четко выделяются три части разреза, соответствующие трем фазам мячковского цикла осадконакопления: нижняя — обломочные и детритусовые известняки; средняя — фузулиновые и шламовые, нередко водорослевые известняки с прослоями доломитов и глин; верхняя — криноидные и брахиоподовые известняки Сивини и Лысково или тонкозернистые и окремненные известняки севера.

Терригенный материал в породах мячковского горизонта представлен в виде примеси глинистых частиц, прослоев мергелей (Сызрань, Марпосад), глин (Вожгалы, Токмово, Сивинь, Куйбышевское Поволжье) и глинисто-алевритовых пород (Волгоградское Поволжье).

Окремнение и желваки кремня отмечаются в верхней части горизонта (Котельнич, Вожгалы, Порецкая скважина и южнее — Сызрань, Красная Поляна, Пилюгино и Волгоградское Поволжье).

Органические остатки весьма разнообразны. В нижнем подгоризонте встречены фораминиферы: *Fusiella typica* Lee et Chen., *Fusulinella bocki* Moell., ведекинделлины, *Hemifusulina bocki* Moell., *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *F. samarica* Raus. et Bel., *F. paradiستا Saif.*, *F. pancouensis* Lee. В среднем подгоризонте описаны: *Pseudostaffella umbonata* Dalm., *Ps. paradoxa* (Dutk.), *Fusulinella soligalichi* Dalm., *F. kumpani* Putrja, *F. mira* Sem., *F. eopulchra* Raus., ведекинделлины, *Putrella triangula* Dalm., *Fusulina cylindrica* Fisch. (только на р. Сивинь), *Fusulina fortissima* Raus., *F. pachrensis* Raus., *F. consobrina* Saif., *Pseudotriticites fallax* Chern. (только в Лысково). В верхнем подгоризонте отмечаются: *Fusulinella eopulchra* Raus., часто *Fusulinella schwagerinoides* (Dergr.) (на юге, севернее уже в среднем подгоризонте), иногда только мелкие шубертеллы и фузиеллы (Порецкое и Лысково); кораллы *Botrophyllum* sp.; морские ежи *Archaeocidaris mosquensis* Iv.; брахиоподы — *Choristites mosquensis* Fisch., *Ch. mjachkovensis latus* Frdr., *Ch. fischeri* Frdr., *Ch. priscus* Eichw., *Ch. rodygini* Frdr., *Enteletes* cf. *mosquensis* Lam., *Marginitifera carniolica* Schelw., *Brachythyryna kleini* Fisch.; мшанки *Ascopora nodosa* (Fisch.).

Мощность мячковского горизонта колеблется в значительных пределах. Наименьшая мощность 55—70 м отмечается в Лысково и Зубовой Поляне (Токмовский свод). К востоку и юго-востоку она увеличивается до 110—131,5 м (Самарская Лука, Красная Поляна). В Саратовском и Волгоградском Поволжье полная мощность горизонта составляет 121—157 м.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. В пределах восточной окраины синеклизы отложения московского яруса (303 м) хорошо изучены по Котельничской опорной скважине (см. рис. 42). Верейский горизонт (39 м) залегает на сильно закарстованных и загипсованных визейских доломитах. Представлен он в нижней части (10 м) светло-серыми известняками с глауконитом и прослоями вишневого глини. Из фауны встречены брахиоподы, криноидеи, фораминиферы. Из типично верейских форм определены: *Endothyra eostaffeloides* Kir., *Schubertella polymorpha* Saif., *Sch. pauciseptata* Raus. Выше по разрезу прослежены пестрые слюдястые глины с про-

слоями алевролитов и известняков, а еще выше — песчаников и доломитов. Здесь, кроме указанных фораминифер, присоединяются виды, характерные уже для средней части верейского горизонта — *Schubertella pauciseptata globulus* S a f. и др.

Каширский горизонт (59 м) сложен в нижней части глинами с растительными остатками, с прослоями известняков и доломитов, в верхней — микрозернистыми доломитами с прослоями глины (нередко палыгорскитовой) и фораминиферовых известняков. По фауне фораминифер выделяется нижний подгоризонт с *Profusulinella biconiformis* Kir. и *Aljutovella priscoidea* (R a u s.), средний с *Pseudostaffella syzranica* R a u s. et S a f. и *Deckerella composita* Reitl. и верхний (по появлению известняков и палыгорскитовых глин) с гимифузулилами, а у кровли с массовыми параштаффеллами.

Подольский горизонт (82 м) в нижней части представлен мощными пачками светлых детритусовых известняков, переслаивающихся с тонкозернистыми доломитами. Фауна фораминифер от основания горизонта подольская. Верхняя часть горизонта представлена доломитами с прослоями кремней и ангидрита.

Мячковский горизонт (123 м) в большей, нижней части сложен белыми детритусовыми и биоморфными известняками, иногда глинистыми и доломитизированными, переслаивающимися с микрозернистыми доломитами; в верхней части преобладающими являются доломиты с прослоями известняков, иногда обломочных с карбонатным гравием, включениями кремней и ангидрита. Органические остатки разнообразны, особенно много (в нижней и средней частях) кораллов. По фораминиферам выделяются нижняя часть горизонта с ведекинделлинами, средняя — с *Pseudostaffella umbonata* D a l m. и путреллами и верхняя — с *Fusulinella eopulchra* R a u s.

Севернее, в разрезе Опаринской скважины, московский ярус (207 м) также расчленяется на четыре горизонта. Верейский горизонт (25 м) подразделяется на нижнюю известняковую (7 м), среднюю сероцветную доломитово-мергельную (7,5 м) и верхнюю пестроцветную глинисто-алевритовую (9,5 м) пачки. Каширский горизонт (51,35 м) сложен двумя пачками — нижней карбонатно-терригенной (7 м) и верхней известняково-доломитовой (44,45 м). Подольский горизонт (57,65 м) представлен переслаиванием известняков и доломитов с редкими прослойками палыгорскитовой глины, ангидрита и кремня. Мячковский горизонт (73,5 м) слагается известняками и доломитами с частыми прослоями кремней и внизу пластами ангидритов.

В зоне Вятских дислокаций, по материалам Вожгальской скважины (см. рис. 42), разрез московского яруса (302 м), изученный Д. М. Раузер-Черноусовой (1961), близок к разрезу Котельнича. Верейский горизонт (22—28 м) представлен пестроокрашенными слюдистыми глинами, песчаниками и алевритами с редкими прослоями песчанистых известняков. Фауна фораминифер разнообразная, типичная для верейского горизонта. Каширский горизонт (59 м) хорошо расчленяется на три подгоризонта. Нижний представлен доломитами, глинами, известковистыми песчаниками, мергелями и детритусовыми известняками. Средний выражен переслаиванием глин и известняков с прослоями песчаников и доломитов. Верхний — в основном известняками с прослоями доломитов. Породы часто пахнут нефтью. Фаунистическая характеристика подгоризонтов довольно четкая.

Подольский горизонт (до 90 м) сложен в основном более светлыми известняками с прослоями доломитов. В нижней части отмечены известняковый гравий и окатанные органические остатки, кремневые желваки, прослои битуминозных сланцевых глин и филлитового сланца.

По фораминиферам выделяется две части: нижняя, зона с *Ozawainella stellae* Man. и *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., и верхняя, подгоризонт с обедненной фауной и первыми ведекинделлинами.

Мячковский горизонт (125 м) расчленяется на три зоны. Нижняя представлена светло-серыми детритусовыми, обломочными и шламовыми известняками с прослоями светлых доломитов и реже глин. Из фораминифер особенно характерны *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *F. paradistenta* Saf. Средняя зона с *Fusulinella bocki* Moell. и *F. soligalichi* Daln. сложена серыми, часто глинистыми известняками и реже доломитами с прослоями глин, мергелей и ангидритов. В верхней зоне преобладают известняки. Обычны включения кремней и запах нефти. Для зоны характерна *Fusulinella eopulchra* Raus.

В Советской скважине Е. Н. Ларионовой и Т. П. Сафоновой (1955) также выделяются все горизонты московского яруса.

В Верхнекамской впадине, в разрезе Глазовской опорной скважины, московский ярус (308 м) имеет несколько иное строение по сравнению с Вожгальским. В верейском горизонте (70 м) выделяются три пачки: нижняя (23 м) и верхняя (21 м), преимущественно карбонатные, и средняя (26 м) терригенная. Пачки представлены темно-серыми, коричневатого и зеленоватого-серыми аргиллитами и мергелями и темноокрашенными алевролитами. Имеются включения пирита и розового гипса. Каширский горизонт (43 м) сложен известняками с прослоями загипсованных доломитов. Подольский горизонт (108 м) представлен серыми известняками и доломитами, иногда окремненными. Они близки к карбонатным породам мячковского горизонта (87 м).

В глазовском разрезе Д. М. Раузер-Черноусова и Т. П. Сафонова (1961) прослеживают те же подгоризонты, что и в Вожгалах.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. Разрезы московского яруса восточной части Токмовского свода, в том числе разрез опорной Порецкой скважины (Далматская, 1961), близки к разрезу Котельничской скважины. Сравнительно слабо охарактеризованы фауной разрезы Лысковской опорной скважины и скв. 2, расположенной вблизи г. Горького. Верейский горизонт в скв. 2 залегает с более глубоким размывом на визейских (возможно окских) отложениях и представлен песчано-глинистыми пестроцветными породами, в которых фауна не обнаружена. Здесь разрез яруса, хотя и полный, имеет сокращенную мощность — около 195 м. Сокращенные разрезы московского яруса отмечаются и на Зубовой Поляне.

В Токмовской опорной скважине (Раузер-Черноусова, Далматская, 1954) верейский горизонт (22 м) сложен переслаиванием красновато-коричневых глин, мергелей, песчаников и песков с редкими прослоями известняков; в кровле горизонта отмечена 2-метровая пачка оолитовых известняков. В песчаных известняках определены верейские фораминиферы. В осадках каширского горизонта (44 м), представленного переслаиванием известняков и доломитов с редкими прослоями мергелей и глин, четко выделяются три цикла осадконакопления и соответственно три фаунистические зоны. Горизонт в целом и каждый подцикл начинаются наиболее мелководными отложениями. В подольском горизонте (68 м) преобладают разнообразные известняки с различными водорослями, впервые появляются кораллы и гидроктиноиды. Фораминиферы довольно обильны, по ним выделены две зоны. От мячковского горизонта сохранилась лишь нижняя часть разреза (20 м); верхняя размыва (см. рис. 43). Внизу преобладают доломиты с прослоями известняков и глин, выше — известняки, а у кровли (сохранившейся части разреза) залегает мощный прослой известняко-

вых песков и конгломератов. Фораминиферы немногочисленны и представлены видами, преимущественно общими с подольским горизонтом.

По р. Иссе у д. Плетневой имеются обнажения плотных кремнистых известняков с *Fusiella typica* Lee et Chen., *Profusulinella* ex gr. *librovitchi* Dutk., *Archaecidaris* cf. *rossicus* Buch, *Choristites* sp., по возрасту возможно подольских. Восточнее, у д. Каменный Брод (правый берег Старой Иссы), выходят желтовато-серые и серые доломитизированные, сильно окремненные известняки с нехарактерной фауной. В овраге Березовый, вблизи д. Александровки, под юрскими глинами обнажаются темно-серые слегка глинистые известняки с обильной фауной, среди которой наиболее характерны: *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Choristites sowerbyi alatus* Iv., *Ch. priscus* Eichw., *Ch. priscus senilis* Iv., *Ch. mosquensis* Fisch., *Meekella eximia* Eichw. и др. Возможный возраст пород — верхняя часть каширского или нижняя часть подольского времени.

Чрезвычайно интересным и сравнительно полным являются разрезы Иссинских скважин. Московский ярус (95—158 м) расчленен в них на одиннадцать пачек.

Верейский горизонт (38 м)

1. Глины красные, зеленовато-бурые и голубые, с подчиненными прослоями синевато-серого тонкозернистого песчаника с конкрециями пирита. Фауна: *Pseudostaffella compressa* (Raus.), *Aljutovella elongata* (Raus.) и др. до 8 „
2. Глины зеленовато-серые, пиритизированные, с конкрециями пирита, с прослоями песчаников и зеленовато-серых известняков. Фауна очень редкая до 20 „
3. Известняки светло-серые, афанитовые и органогенно-обломочные с прослоями голубовато-белых доломитов, мергелей и глины. Фауна обильная: *Pseudostaffella confusa* (Lee et Chen.), *Aljutovella* cf. *aljutovica* (Raus.), *Choristites inferus teschevi* Iv. до 10 „

Каширский горизонт (77—100 м)

4. То же, что и пачка 3. Фауна: *Profusulinella* ex gr. *librovitchi* (Dutk.), *Choristites uralensis breviculus* Iv., *Ch. radiculosus* Iv., *Marginifera kashirica* Iv. 4—7 (?) „
5. Доломиты голубовато-белые, глинистые, пелитоморфные, с редкими прослоями известняка и с непостоянными прослоями зеленоватых плотных глин, известковистых песчаников. Фауна: *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen.), *Profusulinella* ex gr. *librovitchi* (Dutk.), *Aljutovella priscoidea* (Raus.), гемифузулины, *Choristites inferus teschevi* Iv., *Marginulina kashirica* Iv. 13—21 „
6. Известняки органогенно-обломочные с прослоями доломитов. В этой пачке значительную роль играют мергели, пески, слабощементированные известковистым цементом, и реже глины. Фауна бедная 7—11 „
- 7 и 8. Органогенно-обломочные известняки, «пестрые» и пелитоморфные с прослоями афанитовых доломитов, глин и песчаников, в верхней трети окремненные. Фауна обильная: *Pseudostaffella ozawai* (Lee et Chen.), *Fusulina ozawai* Raus., *Choristites uralicus* Leb., *Marginifera kashirica* Iv., разнообразные пеллециподы 56—77 „
9. Доломиты пелитоморфные, с подчиненными прослоями известняков, мергелей и глин. Комплекс фораминифер бедный и нехарактерный 4—5 (?) „

Подольский горизонт (5—20 м)

10. Литологически сходен с пачкой 9, но в нем преобладают чистые известняки и доломиты. Отмечены: *Meekella eximia* Phill. и *Choristites sowerbyi* Fisch. 3—4 (?) „
11. Размытые на различную глубину кавернозные, в верхней части афанитовые обломочные или фузулиново-водорослевые известняки, переслаивающиеся с афанитовыми доломитами. Фауна: *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Fusulinella* aff. *colantiae* Lee et Chen., *Chonetes uralensis* Leb., *Meekella eximia* Phill. (массовая форма) и др. 2—17 „

Близкие к Иссинским разрезы наблюдаются в скважинах у с. Пруды и Ульяновска (Охотничье), описанные И. И. Далматской (1961).

На Татарском своде, по его северо-западной Ижевско-Вятской окраине, отложения московского яруса сходны с вожгальским разрезом. Верейский горизонт складывается светло-серыми и серыми известняками, реже доломитами, мергелями, алевролитами и песчаниками. Для нижней части прослеживающихся в разрезе ритмов осадконакопления характерно наличие крупнодетритусовых известняков; кверху они сменяются шламowymi, а затем пелитоморфными известняками или мергелями. В карбонатных породах определены следующие фораминиферы: *Eostaffella mutabilis* R a u s., *Novella evoluta mosquensis* R a u s., *Schubertella pauciseptata pauciseptata* R a u s., *Sch. pauciseptata globulosa* S a f., *Ozawainella krasnokamskyi* S a f., *Pseudostaffella krasnopolskyi kiselensis* G r o s d. et L e b., *Aljutovella aljutovica* (R a u s.) и др. По-видимому, как и в других районах, слои с *Schubertella pauciseptata globulosa* приурочены к средней части горизонта. Мощность верейского горизонта на Яганской структуре равна 48 м, на Акаршурской 46 м, в Варзи-Ятчах 45 м, в Голюшурме от 35 до 53 м, на Казаковском поднятии от 41 до 46 м.

В строении каширского горизонта принимают участие известняки и доломиты светло-серые, иногда коричневатые, часто кремнелые. Известняки чаще всего органогенные, фораминиферовые, реже криноидные, иногда с галькой глинистого доломита (до 4—5 см в поперечнике). Из фораминифер определены: *Schubertella galinae* S a f., *Pseudostaffella gorskyi* (D u t k.), *Ps. subquadrata* G r o s d. et L e b., *Ps. larionovae* S a f., *Profusulinella ovata* R a u s., *Ps. prisca* D e r g., *Ps. polaznensis* S a f., *Aljutovella priscoidea* (R a u s.). Мощность горизонта в Голюшурме 56—64 м, на Акаршурской структуре 57 м, в Варзи-Ятчах 60 м, на Казаковском поднятии 56 м.

Подольский и мячковский горизонты не расчленены. Сложены они светло-серыми, почти белыми известняками. Органические остатки неродко окатаны и имеют вокруг себя кристификационную кальцитовую корочку, иногда наблюдается их ориентировка параллельно друг другу по наслоению. Из фораминифер обнаружены *Eostaffella acutissima* K i r., *Pseudostaffella ozawai* L e e et C h e n., *Ps. sphaeroidea* (E h r.), *Ozawainella angulata* (C o l.), *Profusulinella librovitchi* (D u t k.), *Fusulinella colaniae* L e e et C h e n. Суммарные мощности подольского и мячковского горизонтов в Голюшурме 136—147 м, в Акаршуре 137 м, в Варзи-Ятчах 144 м, на Казаковском поднятии 140—147 м.

На южной вершине Татарского свода отложения яруса также изучены довольно хорошо. В опорной Байтуганской скв. 24 (см. рис. 44) верейский горизонт (28—30 м) отчетливо выделяется по литологическому составу и может быть подразделен на две пачки. В нижней преобладают известняки и мергели, среди которых встречаются прослои глин, в верхней — терригенные породы — глины и алевролиты с прослоями песчаников и реже карбонатных пород. На север, северо-запад и запад от Байтуганской, Крымсарайской и Уральской площадей, в разрезах Шугурово, Миннибаево, Поповки и Ташляра мощность верхней терригенной пачки верейского горизонта возрастает. Сложена пачка красноцветными глинами, песчаниками и алевролитами с прослоями известняков (до 15 м). Пористые разности пород (песчаники и известняки) неравномерно, чаще слабо, пропитаны нефтью. В Байтугане, Шугурово и Ромашкино в коричневых и красных глинах встречаются раковины лингул, остатки стеблей растений и тонкие прослои углистого сланца. Выше здесь располагается преимущественно сероцветная толща (до 15 м), представленная глинами с прослоями алевро-

ролитов, мергелей и известняков, возраст которой, по-видимому, уже каширский. Мощность верейского горизонта на Татарском своде довольно постоянна и равна 45—55 м, редко сокращается до 37—39 м.

Каширский горизонт (70 м) представлен известняками, гравелистами, фораминиферовыми и детритовыми известняками с прослоями глин и растительными остатками. Встреченные здесь фораминиферы — *Aljutovella saratovica* Putrja et Leont., *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ps. conspecta* sp. и др. — являются каширскими формами. В то же время в гальках известняков из нижней части разреза встречены фораминиферы верейского облика.

Подольский (100—110 м) и мячковский горизонты сложены толщей светло-серых карбонатных пород. Преобладающими в разрезе являются известняки; выше по разрезу они постепенно уступают место доломитам. В нижней половине встречены *Fusulina ozawai* Raus. et Bel., *F. elshanica* Putrja, а несколько выше — *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen. В верхней половине в известняках появляются частые *Fusulinella bocki* Moell., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *W. dutkevitchi* Raus. et Bel. Указывается *Choristites rodygini* Erdg.

В разрезе Мелекесской опорной скважины отложения московского яруса (282 м) развиты в полном объеме и детально изучены С. В. Семихатовой, Л. М. Елиной, И. И. Далматской (1957). Вскрыты они в интервале 785—1167 м.

Нижняя пачка верейского горизонта (44 м) сложена известняками с прослоями алевролитов и доломитов (пестроцветных), с обломками карбонатных пород. Указываются *Schubertella borealis* Saf., *Paeckelmannia aljutovica* Iv., *Linoproductus latiplanus* Iv. и др. Верхняя пачка представлена глинами, мергелями, полевошпатовыми алевролитами, известняками, реже доломитами пестрой окраски. Известняки и доломиты преобладают в верхней части пачки. Обычны *Krotovia karpinskiana* Iv., *Schubertella pauciseptata globulosa* Saf., *Profusulinella arta kamensis* Saf.

Каширский горизонт (91 м) сложен известняками и доломитами, местами окремнелыми, с прослоями глин. В основании наблюдается прослой (0,15 м) известнякового конгломерата. Фораминиферы характерны для нижнекаширской и верхнекаширской зон.

Подольский горизонт (около 125 м) представлен известняками и доломитами. Известняки чаще водорослевые, прослой глин и мергелей редки. Прослеживаются три пачки. В нижней (42 м) фауна наиболее обильна (*Fusiella praetypica* Saf., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., *Fusulina paraozawai* Raus., *Ozawainella kurachovensis* Man., *Choristites uralicus brevisculus* A. et E. Iv., *Coverinella irdifera* Kor. и др. В средней пачке (49 м) преобладают доломиты с кремнями, появляются *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen. и гемифузулины. В верхней пачке (36 м) часты водорослевые известняки с фузулинеллами, *Fusulina kamensis* Saf., *Choristites sowerbyi* Fisch.

Мячковский горизонт (122 м) представлен известняками с прослоями доломитов, зеленых глин и кремня. В нижней части горизонта встречены характерные фораминиферы, в средней и верхней частях — *Fusulinella schwagerinoides* Derg., *F. eopulchra* Raus., *Fusulina nytoica* Saf., *F. siviensis* Raus. и брахиоподы *Linoproductus pseudoprattenianus* Semich. и др.

Разрезы московского яруса западной части Сергиевско-Абдулинской впадины близки разрезу Мелекесской опорной скважины (отличаются от последнего лишь большими мощностями), восточной части — разрезам Байтугана и Пилюгино.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды. На территории Оренбургского погребенного свода в разрезах московского яруса большое значение имеют бедно фаунистически охарактеризованные доломиты. Наиболее полно документирован керном разрез московского яруса (336 м) Пилюгинской скв. 18 (Раузер-Черноусова, 1961).

Верейский горизонт (72 м) здесь выделен в интервале 1451—1523 м по появлению обломочного материала и глауконита. Вверху развиты мощные, прекрасно выраженные строматолитовые известняки (см. рис. 44). К каширскому горизонту (75 м) отнесены породы интервала 1376—1451 м, представленные окремнелыми доломитами с редкими прослоями известняков. Подольский горизонт (110 м) выделен на глубине 1266—1376 м по появлению в доломитах значительного количества спикул. В основании отмечен обломочный карбонатный материал. Мячковский горизонт (97 м) установлен в интервале 1169—1266 м по наиболее разнообразным органическим остаткам, в том числе фораминиферам. В верхней части горизонта появляются остракодовые известняки.

На крайнем западе Жигулевско-Пугачевского свода московский ярус изучен в Юлово-Ишимских (1 и 4) и Кикинской скважинах. Мощности яруса здесь значительно возрастают по сравнению с более северными разрезами южного склона Токмовского свода.

Верейский горизонт представлен терригенными отложениями, в Юлово-Ишимском разрезе пестроцветными, но со значительным количеством прослоев известняков. Сообщество фораминифер соответственно богаче и разнообразнее. Мощность в Юлово-Ишиме до 37 м, в Кикино до 60 м.

Каширский горизонт в обоих районах имеет мощность около 75 м. По неполному керну удается выделить те же три зоны с характерными фузулинидами, что и в Токмовском разрезе. Также в основании нижней зоны наблюдается кварцевый песок и крупные известняковые гальки, в средней части преобладают детритовые и шламовые известняки, в верхней зоне в основании нередки кремневые гальки.

Подольский горизонт в обоих разрезах представлен довольно полно; в нем удается выделить обе зоны. Хотя в основании обеих зон еще отмечаются мелководные отложения, но в целом подольский горизонт характеризуется большим развитием шламовых и тонкозернистых разностей пород, а также большим количеством водорослей березелл. Мячковские отложения отсутствуют, очевидно, вследствие размыва.

Наиболее полно на территории Жигулевско-Пугачевского свода отложения московского яруса изучены в районе Красной Поляны и на Самарской Луке (скважины 402 Яблонового Оврага и 401 Сызрани). Мощность отложений яруса в районе Самарской Луки до 398—418 м, в районе Красной Поляны 552 м.

Разрезы самаролукских скважин неоднократно описывались в литературе; разрез, вскрытый скв. 401, очень близок к разрезу скважины Красная Поляна.

В Краснополянской скв. 1 (Рейтлингер, 1961) каждый горизонт московского яруса подразделяется на три или четыре пачки. Верейский горизонт (98 м) представлен (см. рис. 43) переслаиванием темноцветных глинисто-песчаных отложений с известняковыми прослоями. В нижней части преобладают глины, в верхней — песчаники и песчаные известняки. Органические остатки в первых двух нижних пачках (мощностью 21 и 31 м) редки, во второй пачке более многочисленны и характерны брахиоподы верейского облика — *Choristites inferus* I v., *Raechelmannia aljutovica* E. I v. В третьей пачке (21 м) фораминиферы, брахиоподы, споры и пыльца характерны для верейского горизонта; из

них главнейшие: *Schubertella pauciseptata* R a u s., *Aljutovella aljutovica* (R a u s.), *Linoproductus latiplanus* I v., *Hymenozonotriletes warsanofievi* N a u m., *Leiotriletes microrugosus* N a u m. В четвертой пачке (25 м) среди спор встречаются уже каширские формы.

Каширский горизонт (116 м) представлен однообразным переслаиванием серых, частью глинистых известняков с зеленовато-серыми и черными мергелями и доломитами, часто с полосчатой текстурой. В нижней пачке (54 м) встречены характерные фораминиферы и брахиоподы. В средней пачке (30 м) появляются гемифузулины и в верхней пачке (32 м) *Ozawainella praestellae* R a u s., *Fusulinella subcolaninae* R e i t l., *Phricodothyris asiatica* C h a o.

Подольский горизонт (206 м) сложен преимущественно известняками с редкими (в верхней и нижней частях горизонта) прослоями доломитов. В нижних двух пачках наиболее часты и характерны фузулины и водоросли (унгареллы и березеллы). В отложениях верхней пачки (92,5 м) среди брахиопод и мшанок впервые появляются виды, характерные для подольского горизонта: *Marginifera timanica* T s c h e r n., *Polypora bellanskensis* N i k i f., *Fenestella podolskensis* S c h.-N e s t. Из фораминифер наиболее характерны *Globivalvulina syzranica* R e i t l., *Fusulinella vozghalensis* S a f., *Fusulina aspera* C h e r n.

Мячковский горизонт (131,5 м) представлен известняками желтовато- и коричневатого-серыми, иногда доломитизированными, с прослоями доломитов. Нижняя пачка (65 м) богата органическими остатками, характерны фузулины группы *Fusulinella bocki* M o e l l., *Hemifusulina bocki* M o e l l., *Globivalvulina granulosa* R e i t l., *Archaeocidaris mosquensis* I v., *Choristites* aff. *loczyi* F r e c k s., *Ascopora nodosa* F i s c h. Средняя пачка (26,5 м) также содержит разнообразные фораминиферы — *Fusulina nytvica* S a f., *Wedekindellina uralica* (D u t k.), *Climacamina* ex gr. *elegans* M o e l l., кораллы, брахиоподы, реже остатки криноидей и ежей. Верхняя пачка (40 м) бедна органическими остатками. Из фораминифер характерны *Endothyra acutissima* K i g., *Fusulinella schwagerinoides* D e r g a t., *F. eopulchra* R a u s.; брахиоподы подтверждают мячковский возраст этой толщи (*Brachythyridina kleini* F i s c h.), но мшанки (*Fenestella* cf. *gzhelensis* S c h.-N e s t.) указывают на возможный касимовский возраст верхней пачки.

Рязано-Саратовский прогиб. Однотипные отложения московского яруса северной окраины Рязано-Саратовского прогиба прослеживаются от района с. Пылково (в 75 км к юго-востоку от Пензы) к южной оконечности Жигулевско-Пугачевского свода, к району Пугачевской скв. 10. Близки этим разрезам и расположенные севернее разрезы московского яруса Западно-Чапаевского района (Раузер-Черноусова, Сафонова, 1961). Общая мощность московского яруса по северной окраине Рязано-Саратовского прогиба достигает 409—450 м.

Верейский горизонт (44—50 м) представлен двумя пачками. Нижняя, терригенная пачка сложена глинами с прослоями глинистых алевролитов, мелкозернистых песчаников, известняков и доломитов (последние прослежены только в скважине г. Пугачева) с верейскими псевдоштаффеллами. Верхняя, терригенно-карбонатная пачка представлена известняками, реже доломитами с прослоями песчаников и глин. Определены: *Schubertella pauciseptata globulosa* S a f., *Pseudostaffella gorskyi* (D u t k.), *Aljutovella artificialis* L e o n t., *Profusulinella arta* L e o n t. и др. Из других органических остатков в верейском горизонте указываются *Cribroporidium*, *Dvinella*, остракоды, мшанки, кораллы, брахиоподы (*Neophrycodothyris asiatica* C h a o).

В каширском горизонте по разрезам Пылковских скважин выделяются три зоны. Нижняя зона узких озаваинелл и *Schubertella gracilisezpnensis* представлена известняками и доломитами, обогащенными песчано-глинистым материалом с прослоями глин. Доломиты часто пиритизированы. Из брахиопод отмечены *Dictyoclostus* aff. *obraszoviensis* Iv., *Productus moelleri* Stuck., *Krotowia karpinskiana* Van. Мощность зоны 10—25 м. Средняя зона *Hemifusulina communis* и *H. dutkevitchi* характеризуется наличием прослоев глинистых и тонкослоистых карбонатно-глинистых пород, а также обилием водорослевых и детритовых известняков. Мощность ее 60—70 м. Зона соответствует времени расцвета гемифузулин, причем наиболее богата ими нижняя часть ее. Характерны впервые появившиеся здесь *Schubertella minima* Sosn., *Pseudostaffella topilini* Putrja, *P. conspecta* Raus., *Eofusulina paratriangula* Putrja, *Aljutovella znensis* Raus., *Fusulinella schubertellinoides* Putrja и др. Брахиоподы в средней зоне частично те же, что и ниже, но к ним присоединяются *Chonetes carboniferus* Keys., *Marginifera kaschirica* Iv., *Choristites priscus* Eichw., *Ch. andygensis* Sem., *Meekella eximia* Eichw., *Echinonchus elegans* M'Coу. Верхняя зона *Hemifusulina pseudobocki* и *H. kaschirica* (около 30 м) представлена пелитоморфными органогенно-обломочными известняками с пропластками и гнездами гипса и ангидрита. В Пугачевской скважине к этой зоне отнесена часть разреза мощностью 33 м (интервал 638—671 м). Органические остатки здесь беднее, чем в нижележащих зонах. Встречается значительное количество водорослей. Фауна фораминифер и брахиопод представлена в основном теми же видами, что и в средней зоне, но впервые появляется *Pseudostaffella ozawai* Lee et Chen., *Derbya regularis* Wооg.

Отложения подольского горизонта наиболее полно представлены в Пылковской скв. 27 и в Западно-Чапаевском районе слабоглинистыми известняками с прослоями доломитов. Характерно появление в большом количестве (особенно в нижней части) разнообразных водорослей: березелл, донцелл, багряных, синезеленых и сифонниковых. В 30—35 м от кровли отмечается 7—10-метровая пачка глинистых известняков, хорошо выделяющаяся на электрокаротажных диаграммах. В подольском горизонте (130—140 м) по фузулинидам выделяются две зоны примерно равной мощности. Для нижней зоны *Fusulinella colaniae* и *Fusulina ozawai* характерны в нижней части *Putrella brazhnikovae* Putrja, *Fusiella praetypica* Saf. и частые озаваинеллы — *Ozawainella kumpani* Sosn., *O. kurakhovensis* Man., *O. pseudorhomboides* Raus. Над слоями с путреллами в большом количестве выделяется группа *Fusulinella colaniae* и фузулины *Fusulina ozawai* Raus. et Bel., *F. disputabilis* Chern., *F. juncta* Chern. Из брахиопод в нижней зоне определены *Neophyrycodothyris asiatica* Chao, *Chonetes carboniferus* Keys. и др. Верхняя зона *Fusulinella vozghalensis* и *Fusulina aspera* слагается более чистыми известняками. В ней часто встречаются мелкие фораминиферы — *Deckerella tenuissima* Reitl., *Bradyina samarica* Reitl., а также фузулиниды — *Schubertella mjachkovensis* Raus., *Fusiella typica* Lee et Chen., *Pseudostaffella ozawai compacta* Man., *Profusulinella librovitchi* Dutk.

Мячковский горизонт (135—140 м) вскрыт всеми скважинами, пробуренными в Заволжье. Отложения его в большинстве случаев слабо охарактеризованы фузулинидами. В строении горизонта Саратовского Заволжья можно наметить те же три зоны, что и на Самарской Луке. Однако фаунистическая характеристика может быть дана только для нижней и верхней зон. По нахождению частых *Pseudostaffella sphaeroidea* Ehrenb., *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Fusulinella bocki*

Moell. вместе с другими фузулиеллами выделяется нижняя часть мячковского горизонта. В верхней пачке горизонта встречаются протритициты, фузулины [*Fusulina siviniensis* Raus., *F. glychensis* Raus., *F. pancouensis* (Lee)], *Fusulinella helenaе* Raus., *F. eopulchra* Raus. et Saf., *F. schwagerinoides* Derp., *Wedekindellina uralica* (Dutk.).

Стратиграфия московского яруса для осевой зоны Рязано-Саратовского прогиба Гусихинского, Тепловского, Елшанского и Курдюмского районов и в целом для Саратовского Поволжья рассмотрена в работе Е. И. Черновой (1961).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнекаменноугольные отложения пройдены скважинами в северо-западной части Среднего Поволжья и выходят на поверхность отдельными пятнами в узкой полосе зоны Приокских поднятий от Выксы до Починок, на Самарской Луке, в южной части Жигулевско-Пугачевского свода, в районе Пугачева и в Волгоградской области (южнее рассматриваемой территории) в пределах Донской Луки и с. Жирного. В области, примыкающей с севера и с востока к Воронежской антеклизе, верхнекаменноугольные отложения отсутствуют (Саратовская область и северо-западная часть Волгоградской области).

Нижняя граница верхнего отдела в западных районах Среднего Поволжья проводится по подошве пестроцветных (красных тонов) глин, а на юге — в основании трансгрессивно залегающих известняков с обломками карбонатных пород. В восточной половине площади развития верхнего карбона граница выражена менее четко и проводится лишь по наличию глинистого материала в основании разрезов. Фаунистически нижняя граница отдела обосновывается появлением обсолетов, более частых протритицитов, *Fusiella lancetiformis* Putrja, *F. elongatissima* Putrja и несколько выше *Triticites montiparus* (Ehrenb.), *Fusulinella usvae* Dutk. Верхняя граница проводится по подошве швагеринового горизонта. Мощность верхнего карбона колеблется от 140 до 440 м.

Представлены верхнекаменноугольные отложения известняками и доломитами с преобладанием первых в нижней части, вторых — в верхней части разреза. Терригенные породы имеют подчиненное значение.

С верхним карбоном Самарской Луки связаны крупнейшие месторождения строительных материалов — преимущественно известняков. Последние имеют значение и для химической промышленности.

Гжельский ярус

Отложения гжельского яруса (104—315 м) широко распространены. Среди них выделяются пять фораминиферовых зон; площадь распространения двух верхних зон несколько меньше по сравнению с таковой трех нижних. Наиболее четко прослеживаются зона *Triticites montiparus*, зона *T. arcticus* и *T. acutus* и зона *T. stuckenbergi*. Только в некоторых разрезах не удается выделить нижнюю зону *Protriticites pseudomontiparus*, *Obsoletes obsoletus* или подтритицитовые слои, объединяемые нередко с зоной *Triticites montiparus*.

Зона *Obsoletes obsoletus* и *Protriticites pseudomontiparus* развита повсеместно. Она представлена в центральной и западной частях территории переслаиванием глин красных, лиловых и зеленоватых тонов и пестроцветных мергелей с прослоями светло-серых и серых доломитов и известняков. Органические остатки в последних довольно разнообразны; явно преобладают членики криноидей, обломки брахио-

под и мшанок; фораминиферы сравнительно редки, фузулиниды встречаются лишь в отдельных прослоях. В северной и восточной частях Поволжья в подтритицитовых слоях преобладают известняки, доломиты образуют прослой в разных частях разрезов, иногда наблюдаются прослой мергелей или глинистых известняков. Наиболее характерными формами являются: фораминиферы — *Haplophragmina potense* Reitl., *Globivalvulina rauserae* Reitl., *Fusiella lancetiformis* Putrja, *Schubertella donetzica* Putrja, *Fusulinella schwagerinoides* Deprat., *F. usvae* Dutk., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), *Protriticites ovatus* Putrja, *P. pseudomontiparus* Ros., *P. subschwagerinoides* Putrja, *Pseudotrivicites fusulinoides* Putrja, *Fusulina conspecta* Gryzl., *Quasifusulina longissima* (Moell.); кораллы — *Bothrophyllum pseudoconicum* Dobr.; брахиоподы — *Linoproductus pseudoprattenianus* Sem. с вариегатом *coraeformis* Sem., *Marginifera schellwieni* Tschern., *Brachythyryna strongwaysi* Vern.

Мощность зоны колеблется от 16 до 64 м. Наименьшая мощность наблюдается на западе Поволжья; в районе Вожгал она возрастает до 35 м, в Красной Поляне до 64,5 м.

Зона *Triticites montiparus* развита возможно немного меньше, чем нижняя зона, вследствие последующего размыва этих отложений на территории Токмовского свода и в Нижнем Поволжье (по р. Медведице). Нижняя граница проводится в большинстве разрезов по появлению *Triticites montiparus*. Эта зона представлена обычно переслаиванием известняков и доломитов (с преобладанием первых) светло-серого и серого, реже буроватого цвета. Нередко, особенно в западных районах Поволжья, наблюдаются тонкие прослой глин и мергелей, иногда пестрой окраски. На восточном склоне Токмовского свода в сложении зоны участвует обломочный карбонатный материал. Алевритовый материал разнообразного минерального состава отмечен в Котельничском разрезе, зерна циркона и граната появляются в Красной Поляне; для южных разрезов характерно наличие углистых частиц. Окремнение пород выражено слабо. Следует отметить присутствие глауконита в разрезах скважин Котельнича, Сызрани и Красной Поляны. В Нижнем Поволжье (на юге Волгоградской области) терригенные породы преобладают в разрезе.

Органические остатки разнообразны, в нередких детритусовых прослоях продолжают преобладать членики криноидей, обломки брахиопод и мшанок. Фораминиферы в нижней части зоны относятся к прикрепленным формам, в верхней части появляются многочисленные фузулиниды — *Triticites montiparus* (Ehrenb.), *T. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *T. subcrassulus* Ros., *Fusulinella usvae* Dutk., *F. schwagerinoides adjuncta* Schlyk.; кораллы — *Bothrophyllum pseudoconicum* Dobr., *Gschelia rouillieri* Stuck.; брахиоподы — *Canocrinella nikitini* (Iv.), *Linoproductus pseudoprattenianus coraeformis* Sem., *Dictyoclostus jirnoensis* Sem., *Meekella olivieri* Vern., *Omphalotrochus canalizatum* Traut.; мшанки — *Fenestella veneris* Fisch., *Polypora abundans* Sch.-Nest., *Rhombotrypella rectangularata* Sch.-Nest.

Мощность зоны колеблется от 19 до 70 м, чаще около 30 м, резко возрастает в Красной Поляне; на юге, за пределами рассматриваемой территории, в Волгоградской области, она колеблется от 34 до 108 м.

Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* распространена широко. Нижняя граница часто устанавливается только по появлению удлиненных тритицитов типа *Triticites irregularis*, *T. acutus* и *T. arcticus*. Эта зона в разрезах чаще всего представлена светло- и темно-серыми известняками, иногда с прослоями доломитов, реже переслаиванием изве-

стняков и доломитов. Известняки очень разнообразные, чаще детритусовые или биоморфные (водорослевые и фузулинидовые), реже тонкозернистые. Терригенный материал отсутствует в разрезах этой зоны на юго-востоке области, но в значительном количестве имеется в основании горизонта на Донской Луке, Иловле и в Котельниче — алевроитовые глины зеленоватого цвета; имеется также в виде тонких прослоев пестрой окраски в разрезах Ронги, Поречского, Горького и Муром. Фации известняков этой зоны очень разнообразны, но в основном мелководные с различными органическими остатками. Многочисленные водоросли и присутствие нередких кораллов указывают на чистую воду этого бассейна. Верхняя часть зоны соответствует фазе большего углубления бассейна, что выражено в частом распространении березелловых известняков. Только в верхней части зоны встречены *Triticites schwageriniformis* R a u s., что позволяет выделять местами верхнюю часть зоны. Из фораминифер встречены *Triticites arcticus* (S c h e l l w.), *T. acutus* D u p b. et C o n d., *T. irregularis annuliferus* R a u s., *T. secalicus samaricus* R a u s., *Rugosofusulina prisca* (E h r e n b.). Кроме того, для нижней части отмечены *Triticites sinuosus* R o s. и *T. umbonoplicatus* R a u s. et B e l., а в верхней части — *Triticites schwageriniformis* R a u s., а также брахиоподы — *Productus punctatus* M a r t., *Linoproduc-tus undatus geniculatus* L i c h., *Chonetes variolatus* O r b.; известковые водоросли *Beresella* и сгустки синезеленых.

Мощность зоны колеблется от 16 до 90 м. Наименьшие мощности наблюдаются в западных районах, на севере и на ряде участков в Волгоградском Поволжье, а наибольшие — на Самарской Луке. Резкое увеличение мощности (до 178 м) отмечено в переходной к Преддонецкому прогибу зоне.

Зона *Triticites stuckenbergi* распространена на более ограниченной площади на западе (р. Сивинь). Нижняя граница обосновывается появлением *T. stuckenbergi* R a u s. и *T. paraarcticus* R a u s. Особенно характерно распространение с основания зоны сообщества тритицитов особого типа, относимых к подроду *Rauserites*. Во многих разрезах в основании зоны появляется терригенный материал. В некоторых разрезах, как например, в Татарии, граница нечеткая.

Зона *Triticites stuckenbergi* в основном представлена чередующимися серыми и светло-серыми известняками и иногда более темными доломитами. Отмечается иногда сахаровидность и тонкозернистость доломитов, нередко их вторичность. Преобладание доломитов в этой зоне наблюдается в ряде разрезов центральной части западной полосы, а известняков — на севере, на Татарском своде, в Красной Поляне и в Саратовской области. В Пилюгинском разрезе развиты одни доломиты с характерными прослоями конгломерато-брекчий. Терригенный материал в основании зоны отмечен в самых западных разрезах (в Муроме — песчано-глинистый материал, в Богородске, возможно в Горьком — глины) и в разрезах Красной Поляны (пестроцветные глины, мергели и песчаники). Очень тонкие глинистые прослойки указаны в разрезе Ронги, но тонкие прослоечки могут быть и диагенетического происхождения. В двух разрезах (Котельнич и Красная Поляна) отмечен глауконит в верхней части зоны. Окремнение в породах зоны, обычно незначительное, отмечается в Горьковском Поволжье и в Удмуртской АССР (Лысково, Марпосад, Ронга).

Органические остатки менее разнообразны. Наиболее часто встречаются фораминиферы, членики криноидей, иглы морских ежей, кораллы, брахиоподы и мшанки. Изредка отмечаются губки и их спиккулы. Особенно широко распространены известняковые водоросли, среди них березеллы и еще чаще сгустки синезеленых водорослей, об-

разующих иногда своеобразную породу — «медвежатник». Характерны: фораминиферы — *Triticites stuckenbergi* Raus., *T. paraarcticus* Raus., *T. rossicus* (Schellw.), *T. condensus* Ros., *T. communis* Raus., *T. paraculomensis* Ros., *T. dictyophorus* Ros., *Daixina samarensis* Raus., *Rugosofusulina aktjubensis* Raus.; кораллы — *Campophyllum volgensis* Stuck., *Gschellia rouillieri* Stuck.; брахиоподы — *Productus konincki* Vern., *P. inflatus* Mc. Chesn., *Chonetes uralicus* Vern., *Ch. mesolobus* Norw. et Pratten., *Ch. variolatus* Orb., *Pustula pseudoaculeata* Krot., *Echinoconchus fasciatus* Kut., *E. punctatus* Mart., *Neospirifer cameratus* Mart., *N. fasciger* Keys., *Dictyoclostus genuinus* Kut., *Choristites cinctiformis* Stuck.; мшанки — *Fenestella subornata* Sch.-Nest., *Polypora subbiarmica* Sch.-Nest., *Septopora medwedkensis* Shish., *Rhombothyrella composita* Sch.-Nest.; известковые водоросли — березеллы, ундареллы и сгустки синезеленых.

Мощность зоны *Triticites stuckenbergi* колеблется от 15 до 67 м; наименьшие значения наблюдаются в западных районах, наибольшие — в разрезе Красной Поляны.

Зона *Triticites jigulensis* распространена менее, чем вышеописанные, за счет местных размывов в Волгоградской области. Нижняя граница нечеткая, обычно обосновывается появлением тритицитов подрода *Jigulites*, в основном *Triticites (Jigulites) jigulensis* Raus. Но отдельные представители этого подрода появляются уже ранее. Характерно для верхней зоны гжельского яруса резкое преобладание доломитов. Зона обычно представлена серыми и светло-серыми, реже темно-серыми или буроватыми доломитами с прослоями известняков той же окраски. Нередко отмечается зеленоватая окраска доломитов или тонких глинистых прослоечков. Резкое преобладание доломитов наблюдается в западных районах территории в марийских, удмуртских и ижевско-вятских разрезах, на Самарской Луке, в Пугачеве, Рахмановке и Пилюгино. Явное преобладание известняков в этой зоне отмечено на севере, в Починках, в Татарии, Красной Поляне. Известняки нередко доломитизированные, тонкозернистые, но прослоями детритусовые и биоморфные, главным образом водорослевые и фузулиновые. Наблюдаются прослои мергелей незначительной мощности (в Лыское пестроцветных) в некоторых разрезах северо-запада (Муром, Богородск, Ронга) и севера (очень тонкие прослои в Котельниче и в Вожгалах), а также в разрезе Красной Поляны. Окремнение карбонатных пород и желваки кремней отмечены в ряде разрезов (Богородск, Вожгалы, Сызрань и др.).

Органическими остатками эта зона значительно беднее. В ней отмечены фораминиферы, одиночные кораллы, остатки эхинодермат (иглы ежей и членики криноидей, последние иногда пороодообразующие), обломки брахиопод и мшанок. Наиболее распространены: фораминиферы — *Fusiella granum-oryzae* Dutk., *Triticites jigulensis* Raus. с подвидом *acutula* Schlyk., *T. rossicus* (Schellw.) с подвидом *T. pseudoarcticus* Raus., *T. intermedius* Ros., *T. dagmarae* Ros., *T. longus* Ros., *Rugosofusulina* ex gr. *moderata* Raus. и др.; брахиоподы — *Productus cancriniformis* Tschern., *Marginifera typica septentrionalis* Tschern., *Athyris pectinifera* Sow., хориститы из группы *Choristites trautscholdti* Stuck.

Мощность зоны колеблется от 20 до 66 м; наименьшие ее значения в западных районах и на Татарском своде, наибольшие — в осевой меридиональной полосе.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. По восточному борту синеклизы, в Котельниче, в основании гжельского яруса вскрыты мелкообломочные известняки (гравелиты).

В цементе обнаружен *Triticites cf. montiparus* (Ehrenb. et Moell.). Вверх по разрезу мелкообломочные известняки чередуются с известняками тонкозернистыми с брахиоподами, глинистыми, детритусовыми и мелкозернистыми с фузулинами, с редкими прослоями глины. В этой части разреза определены *Productus (Linoproductus) nikitini* Iv., *Fusulinella usvae* Dutk. (массовые скопления). Мощность отложений подтриптицевого горизонта вместе с зоной *Triticites montiparus* 78 м.

В основании зоны *Triticites arcticus* и *T. acutus*, имеющей мощность 22 м, отмечено появление двух прослоев алевролита и глин. Известняки представлены теми же разностями, что и нижележащая зона, с характерными фузулидами.

Верхняя часть гжельского яруса слабо охарактеризована фауной. Зоны *Triticites stuckenbergi* и *T. jugulensis* общей мощностью около 65 м в нем выделены условно. Отмечен глауконит.

Севернее, в разрезе Опаринской скважины, в основании подтриптицевых карбонатных слоев (20,5 м) лежит пачка зеленовато-серых глин. Зона *Triticites montiparus* (23,3 м) слагается переслаиванием известняков и доломитов с включениями ангидритов. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (20,7 м) представлена органогенными известняками с примазками черной глины и редкими включениями ангидрита. Зона *Triticites stuckenbergi* (35 м) внизу (5 м) сложена почти черной глиной, выше (30 м) — доломитизированными известняками с прослоями доломитов. Зона *Triticites jugulensis* (37 м) представлена известняками и доломитами с включениями ангидрита.

Наиболее хорошо изученным на севере зоны Вятских дислокаций является разрез гжельского яруса в Вожгальской скважине; в нем выделяются все пять фораминиферовых зон. А. С. Ердяков разбивает верхний карбон по соотношению известняков и доломитов на пять пачек, совпадающих с пятью фораминиферовыми зонами Д. М. Раузер-Черноусовой.

Подтриптицевый горизонт (36 м) выделяется на глубине 650—686 м по наличию *Obsoletes* sp., примитивных квазифузулин и массовых *Fusulinella usvae* Dutk. Литологически этот горизонт аналогичен вышележащей зоне. Зона *Triticites montiparus* (50 м) представлена известняками светло-серыми с богатой фауной, доломитами серыми с редкими прослоями ангидрита, мергелей и битуминозных глинистых известняков, местами с гнездами кремней. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (около 30 м) сложена доломитово-известняковой толщей с прослоями ангидритов; в верхней части известняки белые, с фузулинами и водорослями, в нижней — преимущественно доломиты серые и белые, известковистые, с фауной *Triticites arcticus* Schellw., *Productus punctatus* Mart., *Chonetes variolatus* Orb. Зона *Triticites stuckenbergi* (39 м) представлена известняками белыми и серыми с частыми прослоями доломитов и более редкими ангидритов. Имеются прослои оолитового, псевдооолитового и сгусткового известняков, свидетельствующие об обмелении бассейна. Фауна: *Triticites stuckenbergi* Ra u s., *T. paraarcticus* Ra u s., *T. samarensis* Ra u s. и др., мшанки, брахиоподы, а также водоросли. Зона *Triticites jugulensis* (46 м) сложена известняками серыми и белыми с прослоями доломитов той же окраски, иногда с конкрециями кремней. Характерны *Triticites jugulensis* Ra u s. и близкие к нему формы (массовые в верхней части горизонта), а также совместно с ними встречающаяся *Rugosofusulina* ex gr. *moderata* Ra u s. В нижней части зоны встречается группа *Triticites rossicus* Schellw.

В Марийской АССР, в области южного окончания зоны Вятских дислокаций гжельские отложения вскрыты рядом крелиусных

скважин в районах Ронги и Шурги. Наиболее полный разрез этих отложений вскрыт Ронгинской скв. 10 на глубине 238—402 м. Зона *Triticites montiparus* (40 м) сложена в этом разрезе известняками (детритусовыми, глинистыми и доломитизированными) с прослойками доломитов. Часто наблюдаются темные глинисто-сажистые налеты по плоскостям наслоения, реже окремненные; в верхней части зоны залегают характерный конгломератовидный известняк (размывы местного характера). Синезеленые водоросли иногда образуют крупные густки, обычны березеллы, остатки фауны разнообразны. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (47 м) представлена известняками, в различной степени доломитизированными, с прослоями вторичных доломитов. Встречаются включения кремня, тонкие прослои зеленовато-серой глины и мелкие гнезда гипса и ангидрита. Обычны остатки водорослей, мелких фораминифер, обломков криноидей, кораллов и мшанок. Зона *Triticites stuckenbergi* (52 м) сложена доломитизированными известняками и доломитами с прослоями гипса и ангидрита. Изредка встречаются тонкие глинистые прослои и стяжения кремня. Много водорослей, очень разнообразны остатки фауны. Зона *Triticites jigulensis* (25 м) по литологическому составу сходна с нижележащей зоной, но в верхней части ее преобладают доломиты. Нижняя часть зоны содержит маркирующий прослой зеленоватого глинистого доломита. Фауна более бедная.

В опорном для Верхнекамской впадины разрезе Глазовской скважины гжелльский ярус (около 94 м), по данным А. А. Апродовой и Е. Н. Ларионовой, слагается известняками и доломитами с прослоями ангидритов. Определены руководящие формы: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. ex gr. usvae* Dutk., *Fusulina quasifusulinoides* Raus., *Triticites ex gr. arcticus* (Schellw.), *T. ex gr. volgensis* Raus., *T. cf. montiparus* Raus.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. По западной окраине Токмовского свода, к западу от г. Горького, в Богородском районе, сравнительно полно изучена нижняя часть гжелских отложений общей мощностью трех нижних зон 95 м и двух верхних около 50 м. Такую же мощность (143 м) имеет разрез и в Балахнинской скважине. Хорошо выражен подтрицитовый горизонт (30—35 м), представленный глиной коричневатокрасной и голубовато-желтой с прослоями красного мергеля и светлого доломита. В Муромско-Выксунском районе разрез гжелских отложений, вскрытый скважинами, описан Д. М. Раузер-Черноусовой (1941). Зона *Triticites montiparus* слагается известняками, пестроокрашенными мергелями и глинами. Видимая мощность 27 м, полная предположительно 40—60 м. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (30—35 м) представлена известняками с редкими прослоями темных глин. Зона *Triticites stuckenbergi* (36—39 м) сложена внизу глинами пестрыми с прослоями песчаника, выше известняками, доломитами, редко глинами. Зона *Triticites jigulensis* (около 45 м) представлена доломитами и доломитизированными известняками, изредка окремнелыми, с прослоями зеленоватых мергелей и глин. В центральной части Токмовского свода у с. Сивинь В. К. Соловьев (1941) описал раннегжелские светлые окремнелые известняки с редкими прослоями доломита и с богатой фауной нижней части верхнего карбона. Бурением вскрыты подстилающие их пестроцветные глины и мергели. Общая мощность вскрытой толщи 40—45 м.

На границе Горьковской области и Мордовской АССР, в Починках, вскрыт весь разрез верхнего карбона, охарактеризованный зональными видами фузулинид. По данным Г. В. Егошиной, подтрицитовый

горизонт и зона *Triticites montiparus* (101 м) слагаются здесь известняками с редкими прослоями доломитов; в средней части залегают пачка переслаивания глин, мергелей и алевролитов. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* представлена известняками с редкими прослоями доломита. Отложения зон *Triticites stuckenbergi* и *T. jigulensis* не расчленены и представлены в основном доломитизированными известняками.

На том же Токмовском своде хорошо изучен разрез гжельского яруса, вскрытый в районе Лысково. Подтритицитовые слои (зона *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletus*) в основании слагаются пестрыми (красные и зеленые тона) глинами и мергелями, выше переслаиванием серых доломитов и известняков с преобладанием первых. Нередки обломки карбонатных пород. Возраст слоев определяется находением *Fusiella* cf. *lancetiformis* Putrja., *Fusulina conspecta* Gruzl., *Pseudotriticites fusulinoides* Putrja и протритицитов. Мощность 24 м. Зона *Triticites montiparus* (6,7—19,5 м) представлена серыми и темно-серыми известняками с прослоями доломитов; наблюдаются редкие глинистые прослои и редкие желваки кремня. Среди фузулинид преобладают *Triticites umbonoplicatus* Raus. et Bel., *T. subcrassulus* Ros., *T. sinuosus* Ros. и др. Зону *Triticites arcticus* и *T. acutus* (около 45 м) слагают в основном серые известняки, вблизи кровли с редкими прослоями доломитов и прослойками глин. Преобладают детритусовые известняки с разнообразными органическими остатками; характерны обломки карбонатных пород по всей зоне, березелловые известняки в ее верхней части и оолитовые известняки в средней части зоны. По фузулинидам выделяется верхняя подзона *Triticites schwageriniformis*. Зона *Triticites stuckenbergi* (около 48 м) сложена в основном вторичными доломитами с прослоями известняков. Породы серые, преобладают фузулиновые и березелловые разности, указываются карбонатные пески и гравелиты, а также сгустковые образования синезеленых водорослей. Органические остатки очень разнообразны. Зона *Triticites jigulensis* (20—24 м) представлена чередованием серых доломитов и известняков, с небольшим преобладанием первых. Характерно появление пестроокрашенных прослоев, а в основании зон глинистых прослоев и гальки карбонатных пород. Преобладают водорослево-детритовые и шламовые породы. Органические остатки очень обильны и разнообразны.

Для северной окраины Токмовского свода в качестве типового может быть принят сводный разрез Марпосадских скважин, описанных Т. Н. Кондратьевой, А. К. Молдавской, А. П. Капустиным. Зона *Triticites montiparus* вместе с подтритицитовым горизонтом (90—100 м) представлена в этом разрезе доломитами и известняками с гнездами гипса и кремня, внизу с прослоями мергелей. Преобладают доломиты серые, тонкозернистые, реже встречаются органогенные известняки светло-серые, доломитизированные, детритовые, прослоями окремнелые. Фауна фораминифер: *Triticites montiparus* (Ehrenb.), *T. umbonoplicatus* Raus. et Bel., *T. subcrassulus* Ros. и др. В Ульяновской скважине подтритицитовые слои (26 м) выражены известняками с прослоями глин в нижней части и доломитами в верхней. В основании слоев встречен *Pseudotriticites fusulinoides* Putr.

Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* представлена известняками светло-серыми, органогенными, тонкозернистыми, с прослоями глинистых темно-серых доломитов и с редкими желваками кремня. Из фораминифер определены *Triticites arcticus* Schellw., *T. sinuosus* Ros., *Fusulinella usvae* Dutk., *Rugosofusulina* ex gr. *prisca* Ehrenb. и др. Мощность по Марпосадской скв. 134 м.

Зона *Triticites stuckenbergi* в одних разрезах (Марпосадская скважина) сложена светло-серыми доломитами с прослоями органогенно-обломочных известняков, в других — известняками желтовато-серыми, органогенными или тонкозернистыми, иногда окремнелыми, с прослоями буроватых доломитов. Четкой нижней границы зоны не установлено, а в сводном разрезе Марпосада зоны *T. arcticus* и *T. acutus* и *T. stuckenbergi* (41 м) даже объединены. Из фауны указаны *Triticites paraarcticus* R a u s., *T. condensus* R o s., *T. intermedicus* R o s. и др.

Зона *Triticites jigulensis* представлена доломитами светло- и буровато-серыми, иногда органогенными, тонкослоистыми, в верхней части с кремнями, с прослоями органогенно-обломочных доломитизированных, часто тонкозернистых известняков. Из фораминифер указывается: *Triticites jigulensis* R a u s., *T. volgensis* R a u s., *Rugosofusulina* ex gr. *moderata* R a u s. и др. В разрезе скв. 1 мощность 34 м в сводном разрезе значительно больше.

В центральной части Мелекесской впадины гжельские отложения детально описаны по материалам Мелекесской опорной скв. 1 сотрудниками ВНИГНИ (Семихатова, Елина и др., 1959). Подтритицитовые слои, вскрытые в интервале 785—752 м, слагаются органогенно-детритовыми и органогенно-обломочными известняками, часто доломитизированными. Зона *Triticites montiparus* (39 м) представлена переслаиванием тонкозернистых перекристаллизованных доломитов и органогенно-детритовых, преимущественно криноидно-фораминиферовых, прослоями доломитизированных известняков. Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (28 м) также сложена известняками с подчиненными прослоями тонкозернистых загипсованных доломитов. Зона *Triticites stuckenbergi* (81 м) представлена в основном известняками органогенно-обломочными; доломитизированными, с прослоями доломитов известковистых и загипсованных, пористых. Зона *Triticites jigulensis* (53 м) сложена известняками микрозернистыми и органогенно-детритовыми с подчиненными пачками и прослоями доломитов.

Для Татарского свода отложения гжельского яруса могут быть описаны в обобщенном виде по материалам ряда структурно-поисковых скважин.

Зона *Triticites montiparus*, включая подтритицитовые слои, представлена органогенными и органогенно-обломочными, плотными, слабодоломитизированными известняками и значительными по мощности прослоями плотных доломитов, с линзами гипс-ангидрита и кремня. Фауна: *Triticites montiparus* E h r e n b., *T. umbonoplicatus* R a u s. et B e l., *Fusulinella pulchra* R a u s. et B e l., *F. usvae* D u t k., *F. schwagerinoides* D e r g a t, *Quasifusulina longissima* M o e l l. Тритититы и *Fusulinella usvae* D u t k. характерны для верхней половины зоны. Нижняя часть с фузулинеллами и квазифузулинами, по-видимому, соответствует подтритицовому горизонту. Мощность зоны по крелиусной скв. 1 на Булдырской площади равна 41 м, по другим районам до 70 м. Зона *Triticites acutus* и *T. arcticus* представляет собой чередование органогенно-обломочных известняков и зернистых доломитов. Фауна: *Triticites arcticus* (S c h e l l w.), *T. secalicus samaricus* R a u s. (в большом количестве), *T. irregularis annuliferus* R a u s. и др. В верхней части зоны чаще встречаются *Triticites rossicus* (S c h e l l w.) и *T. acutus* D u n b. et C o n d. В скв. 4 Булдырской площади ясно выделяется толща пород, охарактеризованных ругозофузулинами, из которых определены *Rugosofusulina* aff. *aktjubensis* R a u s., *R. prisca* E h r e n b. и др., но обычный для верхней части зоны *Triticites schwageriniformis* R a u s. не встречен. Мощность зоны в районе Булдыры около 50 м.

Необходимо отметить, что в разрезах Татарского свода при современном состоянии изученности материала практически невозможно отбить нижнюю границу зоны *Triticites stuckenbergi*, так как она проходит в толще однородных пород. Кроме того, сохранность фауны плохая и нельзя выделить фаунистические зоны. К зоне *Triticites stuckenbergi* относятся отложения, представленные переслаиванием известняков, органогенных, органогенно-обломочных, и доломитов афанитовых с пустотами от выщелоченных фузулинид. Фауна *Triticites paraarcticus* R a u s., *T. stuckenbergi* R a u s., *T. rossicus* (S c h e l l w.) и др. Мощность зоны на Булдырской площади 55 м, а в разрезах Красновки 25—28 м. Зона *Triticites jigulensis* на Булдырской площади выражена известняками органогенной и микрозернистой структуры с многочисленными остатками фузулинид, а также доломитами, часто загипсованными. Фауна: *Triticites jigulensis* R a u s., *T. volgensis* R a u s., *T. pseudoarcticus* R a u s., *T. rossicus* (S c h e l l w.), в верхней части единичные *Daixina* ex gr. *sokensis* (R a u s.). Мощность зоны колеблется от 26 до 36 м, по некоторым районам даже до 60 м.

На восточном склоне северной вершины Татарского свода гжельские отложения изучены по шламу. Представлены в различной степени известковистыми доломитами и доломитизированными светло-серыми известняками. Встречаются прослойки органогенно-обломочных известняков, содержащих остатки фораминифер, стебли криноидей, кораллы, остракоды, водоросли. Мощность в Голюшурме до 200 м, на Яганской структуре 145 м, на Акаршурской 205 м, в Варзи-Ятчах 182 м, на Казаковском поднятии от 172 до 210 м.

На южной вершине Татарского свода, в разрезе Байтуганской скв. 24, отложения гжельского яруса не изучены. По материалам других байтуганских скважин, изученных М. Г. Кондратьевой и Т. И. Шлыковой, отложения гжельского яруса (248 м) представлены доломитами с подчиненными прослоями доломитизированных известняков; в верхней части преобладают известняки с разнообразными тритицитами, а также *Fusulinella pulchra* R a u s. et B e l., *Quasifusulina longissima* M o e l l.

В Сергиевско-Абдулинской впадине, в Бугурусланском районе, гжельские отложения (149 м) представлены доломитами светло-серыми и серыми, плотными, загипсованными, участками окремнелыми, с редкими прослоями доломитизированных известняков.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенные своды. К югу от Татарского свода весьма своеобразный разрез гжельского яруса (176 м) известен на территории Оренбургского свода, в районе Пилугино. Он представлен доломитами с характерными мощными толщами конгломератов и брекчий, по всей вероятности типа подводных оползней. В основании гжельского яруса, расчленить который на горизонты невозможно, залегают слоистые глинисто-карбонатные породы, красноватые с прослоями пестроокрашенного карбонатного конгломерата. Выше залегают бурые плотные окремнелые доломиты с прослоями серых известняков. Мощность этой части разреза, предположительно отвечающей нижним трем зонам гжельского яруса, равна 113 м (интервал 1056—1169 м). Выше (интервал 993—1056 м) следует также толща доломитов, в которой отмечены конгломерато-брекчий со светло-серым песчаниковидным цементом и угловатыми обломками коричневатого доломита и кремня. Эта толща (62 м) вероятнее всего соответствует верхним двум зонам гжельского яруса.

Классические разрезы верхнекаменноугольных отложений Жигулевско-Пугачевского свода сосредоточены в районе Самарской Луки, где в строении Жигулевского вала принимают участие все горизонты

верхнего отдела карбона. Этот разрез наиболее полно изучен М. Э. Ноинским (1913) по обнажениям. Самая нижняя часть разреза вскрыта только скважинами.

Большой материал по верхнему карбону получен при бурении в районах Царева Кургана и Красной Глиники. При попытке сопоставления разработанной биостратиграфической схемы по фузулинидам с горизонтами М. Э. Ноинского выяснилось: 1) что в естественных обнажениях отсутствует нижняя часть верхнего карбона (около 100 м мощности); 2) горизонты C_3^a и C_3^b , а отчасти C_3^d и C_3^e М. Э. Ноинского имеют фациальный, а не стратиграфический характер. Результаты детальных съемочных работ Гидротехгеологостроя также не подтверждают стратиграфической самостоятельности двух нижних горизонтов схемы М. Э. Ноинского. Так как верхнекаменноугольные отложения Самарской Луки лучше других освещены в литературе, ниже приводится лишь кратко их стратиграфическое описание. Граница верхнего и среднего карбона здесь литологически не выражена и проводится только по смене фауны. Отложения гжельского яруса представлены всеми зонами. Подтритицитовый горизонт и зона *Triticites montipagus* выражены тремя пачками: 1) доломиты и доломитизированные известняки, прослоями глинистые, переслаивающиеся с органогенно-обломочными известняками, мощность 22 м; 2) обломочные и органогенно-обломочные известняки с прослоями мергеля — 40 м; 3) доломиты, участками дырчатые, с прослоями органогенно-обломочных известняков с глауконитом — 25 м. По микрофауне выделяются две подзоны: нижняя с фузулинеллами группы *Fusulinella pulchrausvae*, соответствующая подтритицитовому горизонту, и верхняя *Triticites montipagus*. Общая мощность 84—95 м.

Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* сложена разнообразными известняками и доломитами. Среди известняков развиты фузулиновые, водорослевые и коралловые. По объему зона более или менее соответствует двум нижним горизонтам схемы М. Э. Ноинского. Кроме зональных видов, нередко для верхней части зоны является *Triticites schwageriniformis* R a u s. Из брахиопод преобладают груборебристые хориститы типа *Choristites jigulensis* Stuck., встречаются также одиночные кораллы. Эта зона наиболее изменчива, к ней приурочены четыре фации схемы М. Э. Ноинского (коралловая, брахиоподовая, фузулиновая и гастроподовая), и в разных районах различные авторы (Д. М. Раузер-Черноусова, С. Е. Розовская, И. А. Луньяк и Ф. П. Пантелеев) предлагают для нее от трех до двенадцати дробных подразделений. Мощность 80—95 м.

Зона *Triticites stuckenbergi* (40 м) характеризуется значительно более мелководными образованиями, появлением в ее основании и несколько выше обломочных и водорослево-суглистых известняков («медвежатник»)!. Но литологический и фаунистический состав этой зоны более однообразен. Из фузулинид можно назвать, кроме *T. stuckenbergi* еще *T. paraarcticus* R a u s., из брахиопод *Productus konincki* V e g n., *P. inflatus* M c C h e s n., *Meekella eximia* E i c h w. Эта зона соответствует верхней части горизонта C_3^b и горизонту C_3^c схемы М. Э. Ноинского (с *Productus konincki*). Для ее верхней части характерна фация плотного известняка с *P. konincki* V e g n.

В зоне *Triticites jigulensis* (40—65 м) преобладают доломиты (в нижней части мощные пачки светлых сахаровидных и песчаниковидных, в верхней части песчаниковидных зеленоватой окраски) с про-

¹ В западной части Самарской Луки прослой «медвежатника» залегает стратиграфически выше.

слоями зеленоватых мергелей; здесь же появляются кремневые конкреции. Среди фузулинид в нижней части иногда массовыми являются *Triticites rossicus* Schellw., а в верхней — группа *T. jigulensis*. Из брахиопод особенно характерен *Productus cancriniformis* Tschern. В основном эта зона соответствует горизонту C_3^d (сахаровидных доломитов) и части горизонта C_3^e (верхних фузулиновых известняков) схемы М. Э. Ноинского.

К югу от Самарской Луки отложения гжельского яруса изучены Д. М. Раузер-Черноусовой, С. Ф. Щербович, Е. А. Ивановой, Н. Д. Покровской и другими по керну Краснополянской опорной скв. 1. Зона *Protriticites pseudomontiparus* и *Obsoletes obsoletus* (подтритицитовый горизонт; 64,4 м) сложена желтовато-серыми известняками, местами глинистыми и доломитизированными, в основном обломочными с прослоями коричневато-серых доломитов. Наблюдаются включения светло-серого кремня, прослоями тонкая слоистость, обусловленная примесью глинистого вещества. Из фораминифер для нижней части зоны характерны *Globivalvulina rauserae* Reitl., *Fusiella lanceiformis* Putrja, *Schubertella donetzica* Putrja, обсолеты, а для верхней — *Haplophragmina* cf. *potensa* Reitl., *Fusulinella usvae* Dutk., частые аммовертеллы, толипаммины и палеонубекулярии.

Зона *Triticites montiparus* (69,6 м) представлена серыми известняками, местами доломитизированными, с прослоями коричневато-серых доломитов и доломитизированных известняков, а также глин. Наиболее характерны для верхней части зоны: *Triticites subcrassulus* Ros., *Chonetes carboniferus sinuatus* Iv., *Ch. pygmaeus* Loczy, *Polypora abundans* Sch.-Nest., *Rhombotrypella rectangulata* Sch.-Nest. Брахиоподы и мшанки тождественны аналогичной фауне хамовнической свиты, что впервые для Поволжья подтвердило правильность сопоставления зоны *Triticites montiparus* с хамовнической свитой Подмосковского бассейна.

Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (63 м) выражена желтовато-серыми известняками с прослоями коричневато-серых доломитов. В нижней части преобладают детритовые, фузулиновые и березелловые известняки. Обычны остатки криноидей, брахиопод и мшанок. Органическими остатками эта зона небогата. Среди фораминифер характерны *Triticites arcticus* (Schellw.), *T. sinuosus* Ros., *T. schwageriniiformis* Raus. (в верхней части).

В зоне *Triticites stuckenbergi* (67 м) выделяются две пачки. Нижняя пачка (10 м) глинисто-известняковая, представлена серыми глинистыми и песчанистыми известняками с прослоями серых плотных глин. Верхняя пачка (57 м) сложена известняками с редкими прослоями доломитов, сильно окремнелых. Известняки шламовые, фузулиновые и водорослево-сгустковые (типа «медвежатника» Самарской Луки). Определены: *Triticites postarcticus* Raus., *T. paraarcticus* Raus., *T. communis* Raus.

Зона *Triticites jigulensis* (51 м) представлена керном только в самой нижней части. По данным каротажной диаграммы и на основании просмотра шлама можно полагать, что зона сложена в основном доломитизированными известняками. В подошве зоны отмечается глинистое вещество и обломочный известняк. Определены *Triticites* cf. *jigulensis* Raus., *T. intermedius* Ros.

Рязано-Саратовский прогиб. В пределах Саратовского правобережья гжельские отложения известны в Багаевке, Горючках, Иловле и др. Более широко они развиты в Заволжье. Мощность колеблется от 250 до 320 м. Подтритицитовые слои (30—40 м) сложены в основном органично-обломочными известняками, среди которых отмечаются прослой с массовыми обсолетами и протритицитами.

Зона *Triticites montiparus* (40—45 м) представлена органогенно-обломочными, биоморфными известняками, доломитами и редкими тонкими прослоями глин. Во всех изученных разрезах появляются массовые тритициты подрода монтипарус. В Иловле общая мощность отложений 110 м.

Зона *Triticites arcticus* и *T. acutus* (75 м, в Заволжье 105 м) сложена в основном светло-серыми в различной степени доломитизированными пелитоморфными и органогенными известняками с сообществом фузулинид, характерным для этой зоны. В нижней части лежит пачка (иногда две) глин (так называемые шляховские глины). Мощность их колеблется от 25 до 30—40 м (Иловля, Топовка, Красноармейск).

Зона *Triticites stuckenbergi* (35—42 м) представлена органогенными и микрозернистыми известняками и доломитами с редкими включениями гипса и ангидрита. Встречен характерный для зоны комплекс фузулинид.

Зона *Triticites jigulensis* (45—55 м) слагается доломитами с прослоями органогенных известняков, включениями гипса и ангидрита (Заволжье) и характерными фузулинидами.

Оренбургский ярус

Отложения оренбургского яруса распространены в Поволжье в пределах той же площади, что и породы гжелского яруса.

Нижняя граница оренбургского яруса обычно довольно четкая и проводится по смене доломитов зоны *Triticites jigulensis* фузулиновыми известняками оренбургского яруса с *Daixina sokensis* R a u s., впервые появляющимися псевдофузулинами — *Pseudofusulina paragregaris* R a u s., *Ps. ex gr. krotowi* (S c h e l l w.), *Quasifusulina ex gr. cayeuxi* D e p r a t. Верхняя граница яруса обычно устанавливается условно по появлению в большом количестве доломитов. Фузулиниды пограничных слоев нехарактерны, редко встречаются и еще недостаточно изучены. В ряде разрезов в пограничных отложениях появляются *Daixina vozghalensis* R a u s., *D. robusta* R a u s., *Pseudofusulina paraanderssoni* R a u s., но их стратиграфическое положение еще не уточнено. Вследствие этого в оренбургский ярус в ряде районов (Куйбышевское Поволжье) включается иногда и нижняя зона ассельского яруса нижней перми.

Оренбургский ярус представлен переслаиванием светло-серых и почти белых известняков и доломитов (с преобладанием первых). Только в Лысково и Пилюгино отмечаются темно-серые и буроокрашенные породы. Известняки часто доломитизированы. Известняки наблюдаются на севере — в Котельниче и в Вожагах и на юго-востоке — в Байтугане и Бугуруслане. Но в краснополянском и пилюгинском разрезах весь горизонт сложен доломитами. Иногда доломиты явно вторичные (Лысково). Для оренбургского яруса характерно окремнение пород, обычно в виде желваков кремней. Терригенный материал отмечен лишь в разрезах Горьковского Поволжья, в Чувашской и Марийской автономных республиках. Обычно это примесь глинистых частиц в карбонатных породах, редко тонкие прослои серых и зеленоватых глин (Ронга, Богородск) или мергелей и известковистых песчаников (Богородск). Отмечено присутствие глауконита в разрезах Ронги и Пилюгино. По всей северо-западной части территории породы сильно заглипсованы.

Фауна оренбургского яруса очень разнообразная и обильная. В детритовых и биоморфных известняках обычно встречаются фузу-

линиды с примесью мелких фораминифер, одиночные кораллы, членики криноидей, обломки брахиопод и мшанок, реже гастроподы и остракоды. Обильны и разнообразны известковые водоросли. Наиболее характерными являются: фораминиферы — *Triticites pseudoarcticus* Raus., *T. magnus* Ros., *T. plummeri* Dunb. et Condra, *T. jigulensis* (с двумя вариантами), *T. longus formosus* Ros., *Quasifusulina buguruslanica* Nog., *Q. aff. cayeuxi* Derprat., *Rugosofusulina stabilis* Raus. с вариантом, *R. praevia egregia* Schlyk., *Daixina sokensis* (Raus.), *D. baituganensis* (Raus.), *Pseudofusulina paragregaris* Raus., *Ps. gregaria* Lee, *Ps. anderssoni* Staff. et Wed., *Ps. kireevi* Scherb.; брахиоподы *Camarophoria mutabilis* Tschern.

Мощность яруса колеблется от 20 до 50 м; наибольшая (более 50 м) характерна для бугурусланского и пилюгинского разрезов, наименьшая (менее 30 м) отмечается в Горьковском Поволжье.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. В районе Котельнича оренбургский ярус (54 м) сложен известняками с прослоями обломочных разностей, с гнездами ангидрита и гипса, с фауной *Productus* (*Muirwoodia*) *pseudoartiensis* Stuck., *Pseudofusulina gregaria* Lee и др.

Севернее, в разрезе Опаринской скважины, ярус (52 м) представлен внизу органогенными известняками, выше ангидритами, в верхней части известняками и доломитами с прослоями ангидрита.

В зоне Вятских дислокаций в разрезе Вожгальской скважины ярус (интервал 462—485 м) слагается известняками светло-серыми и коричневыми с тонкими (до 2 м) прослоями таких же доломитов, с редкими гнездами кремней. Фауна: кораллы, брахиоподы, разнообразные фузулины.

Южнее Вожгал отложения оренбургского яруса хорошо изучены по материалам Ронгинской и Шургинской скважин. Ярус (35—40 м) сложен здесь известняками и доломитами. Известняки большей частью органогенные, перекристаллизованные и сильно доломитизированные, реже глинистые. Встречаются гипс, ангидрит, желваки серого кремня, тонкие прослойки темной глины и вкрапления глауконита. В основании яруса залегает характерный маркирующий слой зеленовато-серого глинистого доломита с *Pseudofusulina anderssoni* Schellw., *Triticites pseudoarcticus* Raus. и крупными *Daixina* sp.

В Глазовском разрезе оренбургский ярус (48 м) выражен известняками и доломитами с прослоями ангидритов. Из фораминифер встречены *Fusulina* ex gr. *cylindrica* var. *grandis* (Sul.), *Fusiella granum-origae* Dutk., *Triticites* ex gr. *jigulensis* Raus., *T. parvulus* Schellw., *Ozawainella* cf. *nikitovkensis* (Brazhn.), *O. ex gr. stellae* Map. и др.

Токмовский свод и Мелекесская впадина. Для северо-восточной окраины Токмовского свода характерным является разрез оренбургского яруса района Марпосада. По описанию скв. 1 с дополнениями по сводной колонке и по материалам исследования других скважин, пробуренных Горьковским управлением в этом районе (по данным Л. К. Молдавской, А. П. Капустина, Д. М. Раузер-Черносовой и С. Ф. Щербович), оренбургский ярус (около 50 м) представлен в нижней части доломитами буровато-серыми, участками огипсованными и окремненными, с прослоями светло-серых органогенно-обломочных известняков. В верхней части разреза доломиты глинистые, сильно огипсованные с тонкими прослоями глины. Фауна очень обильная и разнообразная.

Западнее, в Балахнинском и Горьковском районах, преобладают доломиты серые и розоватые, среди которых встречаются прослойки изве-

стняков, охарактеризованных типичной фауной. Мощность яруса сокращается до 20—32 м. Западнее г. Горького, в Богородском районе, разрез аналогичен, но имеются прослой глины и известковистых песчаников.

В районе Лысково оренбургский ярус (27—29 м) сложен в нижней части известняками, в верхней — доломитами и доломитизированными известняками, встречаются глинистые прослой и желваки кремня. Пороодообразователями являются фузулиниды и синезеленые водоросли. Отмечены *Triticites longus formosus* Ros., *T. crassus* Ros., *Daixina sokensis uralica* Ros.

В разрезе Порецкой скважины оренбургский ярус (43 м) представлен известняками, иногда доломитизированными, и доломитами. Из фузулинид в нижней половине яруса определены частые *Triticites pseudoarcticus* Ra u s., *T. magnus* Ros., а из верхней половины *Daixina sokensis* (Ra u s.), *Rugosofusulina stabilis longa* Ra u s., *Pseudofusulina kireevi* Sch e r b.

Разрез оренбургского яруса центральной части Мелекесской впадины хорошо изучен по материалам опорной скв. 1 (интервал 561—521 м). Ярус (40 м) сложен серыми, желтоватыми и буроватыми доломитами с тонкими прослоями органогенно-детритовых известняков с характерными фораминиферами, единичными брахиоподами *Dictyoclostus donetzianus* F r e k s., *Phricodothyris* sp. и кораллами.

Татарский свод, Сергиевско-Абдулинская впадина и Оренбургский погребенный свод. На Татарском своде оренбургские отложения охарактеризованы достаточно полно и представлены карбонатными породами. Нижняя часть сложена известняками, верхняя — доломитами. Мощность яруса в большинстве разрезов 30—37 м, лишь на северо-западном склоне северной вершины (Красновская площадь) достигает 55 м. Южнее, в пределах Оренбургского погребенного свода, в районе Пилюгино (скв. 18) отложения яруса (53 м) очень слабо охарактеризованы фауной и выделены условно. Ярус сложен светлыми доломитами, прослоями глинистыми, в подошве с обломочными карбонатными частицами и с глауконитом. Встречаются фузулиниды и кораллы.

Подобный разрез оренбургского яруса (60 м) имеется в Бугурус-ланском районе. По данным З. А. Кондратьевой и Т. И. Шлыкковой, ярус сложен известняками, нередко доломитизированными, и доломитами с очень богатыми и разнообразными органическими остатками (фузулиниды, криноидеи и мшанки; последние преобладают). Для восточной части Сергиевско-Абдулинской впадины описываемые отложения очень сходны с разрезом Пилюгино — в них также преобладают доломиты. Только в северо-восточных районах впадины (Сосновка, Аманак) разрез оренбургских отложений более сходен с байтуганским, в котором широко развиты органогенные разности известняков.

Жигулевско-Пугачевский свод и Рязано-Саратовский прогиб. В западной части Жигулевско-Пугачевского свода, в пределах Самарской Луки, отложения оренбургского яруса (25—35 м) представлены в основном доломитами, разрушенными до доломитовой муки, с нередкими желваками кремней. Из фауны преобладают фузулиниды (часто пороодообразующие) и одиночные кораллы. Руководящими являются группы *Pseudofusulina krotovi* и *Ps. gregaria* Lee при наличии еще частых тритицитов и квазифузулин. Ярус включает часть горизонта C_3^d схемы М. Э. Ноинского, а местами и нижнюю часть C_3^e (швагериновый горизонт, по М. Э. Ноинскому). Аналогично представлен оренбургский ярус и на территории Ставропольской впадины.

На юге Жигулевско-Пугачевского свода отложения оренбургского яруса в разрезе Краснополянской опорной скв. 1 выделены условно

(отсутствие керн). Судя по шламу, ярус сложен доломитами. Возможная мощность его 33 м.

В Саратовской области отложения оренбургского яруса (29—35 м) выделены по фауне фузулинид во многих скважинах Заволжья, а также в правобережье. Представлены они в основном пористыми доломитами, реже известняками с характерной для яруса фауной фузулинид. На границе верхнего карбона и нижней перми здесь, а также в Волгоградском Поволжье отмечается кратковременный перерыв.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

После меления моря в конце девонского периода в турнейский век территория Поволжья вновь испытала общее погружение, приведшее к расширению границ бассейна.

В заволжское (озерско-хованское) время на большей части территории Поволжья господствовал режим открытого, хорошо аэрируемого мелководного морского бассейна, вероятнее всего с ненормальной соленостью. В этом бассейне отлагались в основном известняки, прослоями в большей или меньшей степени доломитизированные, среди которых местами фиксируются пласты сульфатизированных доломитов, указывающие на кратковременное засоление отдельных участков моря. О не совсем нормальной солености вод этого бассейна говорит также весьма своеобразный и обедненный состав фауны остракод, первых многокамерных фораминифер и брахиопод, представленных ограниченным числом групп. Так, например, среди фораминифер господствующее положение занимали септатурнейеллы, а среди брахиопод — каморотехии; лишь в районах Нижнего Поволжья обнаружены кораллы, а среди брахиопод продуктиды и спирифериды турнейского облика.

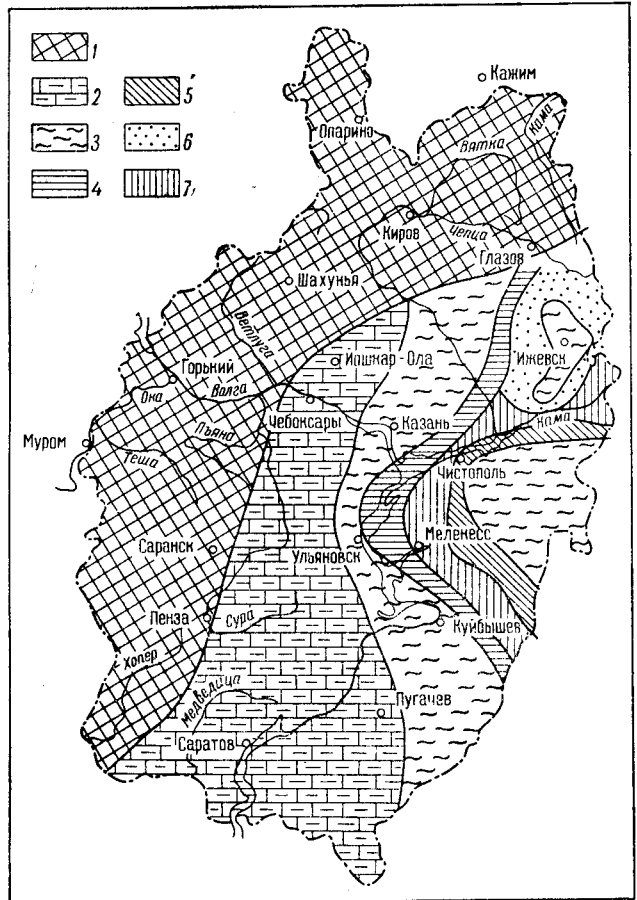
В некомпенсированных Камско-Кинельских прогибах, унаследованно развивавшихся от верхнедевонского палеоструктурного плана, в заволжское время откладывались доманикового типа битуминозные известняки, кремнистые сланцы, чрезвычайно бедные органическими остатками. Литолого-фациальный состав и угнетенное состояние ископаемой фауны заволжских слоев в этих прогибах отличаются от характера заволжских пород и заключенной в них фауны, развитых на большей части территории Поволжья, и свидетельствуют об иных, относительно более глубоководных условиях седиментации в осевой зоне прогибов. Одной из существенных особенностей заволжского седиментационного бассейна является резкая смена глубоководноморскими отложениями рифовых фаций в краевых зонах палеосводов. На палеосводах в комплексе рифовой фации заволжских осадков преобладают биоморфные ступковые сферо-водорослевые, криноидно-водорослевые, водорослево-фораминиферовые известняки, которым сопутствуют различные органогенные, органогенно-обломочные, мелкозернистые известняки с отдельными прослоями строматолитов. Наиболее типично эта фация развита в периферийных зонах склонов сводов и вдоль бортов Камско-Кинельских прогибов (Хилково, Чистополь, Голюшурма и др.).

В конце заволжского времени усиливается принос терригенного пелитового материала, который отлагается вдоль западных и северных бортов Камско-Кинельских прогибов, по склонам рифовых массивов.

В малевское и последующее упинское время значительных отличий в фациальном облике осадков не наблюдается (рис. 45). В это время сохраняются условия морского бассейна с преимущественно карбонат-

ной седиментацией. Вместе с тем характерно развитие в Куйбышевском, а также в Саратовско-Волгоградском Поволжье в малевских и упинских отложениях глинистых пород в виде примеси пелитовых частиц в общей карбонатной массе осадков и отдельных тонких прослоев, связанных со стилолитовыми швами. Доля участия глинистого материала в осадках этих двух горизонтов в целом уменьшается в Поволжье с запада на восток. Среди карбонатных пород малевского и упинского горизонтов преобладают микрозернистые известняки, содержащие детритовые и

Рис. 45. Схематическая литолого-фациальная карта малевского, упинского, черепетского и кизеловского горизонтов турнейского яруса
 1 — область отсутствия малевско-кизеловских отложений; 2 — зона известняков и глинистых известняков с прослоями аргиллитов. Мощность 45—60 м. Кизеловские, а местами и черепетские отложения отсутствуют; 3 — зона известняков с единичными прослоями аргиллитов. Мощность 60—120 м; 4 — зона известняков, кремнистых известняков и аргиллитов. Мощность 120—350 м; 5 — зона известняков, в нижней части прослоями битуминозных, кремнисто-глинистых. Мощность 120—400 м; 6 — зона аргиллитов, мергелей, кремнисто-глинистых известняков. Мощность 120—300 м; 7 — зона битуминозных кремнисто-глинистых известняков, сланцев и прослоев аргиллитов. Мощность 45—120 м



очень редко обломочные разности. Наличие детритовых и обломочных известняков скорее всего следует объяснить небольшой глубиной моря, характеризовавшегося гидродинамической активностью придонных вод.

Отложения верхней половины лихвинского надгоризонта (малевский и упинский горизонты) по условиям осадконакопления отличаются от вышележащей нижней части разреза чернышинского надгоризонта. Для них характерны: значительное количество терригенного материала, бедная фауна однокамерных фораминифер явно угнетенного характера, более обильная фауна остракод, мелкие брахиоподы и строматолиты. Известняки же чернышинского надгоризонта наряду с чистотой своего состава характеризуются богатой и разнообразной фауной фораминифер, кораллов, эхинодермат, мшанок и обильными остатками известковых водорослей.

По-видимому, как лихвинский, так и раннечернышинский (черепетский) бассейны на большей части территории Поволжья были мелководными. Можно лишь предполагать несколько большую глубину лихвинского бассейна в Волгоградской области на основании имеющейся там более однообразной фауны. Но последнее можно объяснить и большим поступлением в этот район терригенного материала с близкой суши (возможно, Воронежского массива). Однако бесспорно большей глубиной обладал лихвинский бассейн в пределах осевой и прибортовых зон Камско-Кинельских прогибов, на что указывает наличие битуминозных глинисто-кремнистых известняков со спикулами губок, почти лишенных фораминифер и брахиопод. Но уже в черепетское время (в прибортовых частях этих прогибов) глубина бассейна и общий характер осадконакопления в нем были близкими к мелководным, хотя и отличались своеобразием, что выражается в нетипичности его черепетской фауны фораминифер. Биохимизм и температурные условия, а вместе с ними и большая чистота воды в бассейне как следствие стабильности тектонического режима в черепетское время явились основными факторами, определившими состав фауны и флоры и создавшими более благоприятные условия жизни пороодообразующих организмов с известковым скелетом и разнообразных известковых водорослей.

Для черепетских отложений отметим лишь заметную примесь уральских форм в фауне фораминифер на юго-западном склоне Татарского свода (Байтуган) и существенные изменения в составе фауны и увеличение мощностей осадков в прибортовых зонах Камско-Кинельских прогибов и в Волгоградском районе. Что касается условий осадконакопления в черепетское время в осевой зоне Камско-Кинельских прогибов, то здесь, как и в лихвинское время, были относительно глубоководные условия, сохранившиеся в бассейне, поскольку в рельефе его дна существовали депрессии, возникшие в верхнедевонское и заволжское время из-за некомпенсированного осадконакопления. В этих депрессиях (глубина бассейна составляла не менее 200—250 м) продолжали накапливаться иного фациального облика осадки — глинисто-кремнисто-карбонатный комплекс пород доманикового типа с крайне бедной и угнетенной фауной.

Кизеловский бассейн в Поволжье унаследовал основные черты условий осадконакопления более ранних этапов турнейского века. На общем фоне мелководного морского бассейна с нормальной соленостью, с нарушенным газовым и температурным режимом вод выделяется относительно глубоководная полоса, отвечающая осевой зоне Камско-Кинельских прогибов. Эта полоса, значительно сузившаяся, продолжала быть тем морфологическим элементом в рельефе дна кизеловского бассейна, которая в полном соответствии с общим региональным наклоном слоев на юг, вероятно, предопределила направление чрезвычайно слабого подводного течения, вполне, однако, достаточного для некоторой активизации гидродинамической обстановки. В этой полосе, как и прежде, происходило образование более глубоководных разностей известняков, обычно битуминозных, состоящих в основном из кальцитизированных спикул кремневых губок, сцементированных карбонатно-глинистой массой и не содержащих остатков ископаемой фауны. Как известно, губки расселяются и хорошо развиваются в тех участках бассейна, где морская вода постоянно пополняется кислородом. Такое непрерывное пополнение придонных слоев морской воды кислородом могло происходить в условиях более активной гидродинамической обстановки, которая создавалась, по-видимому, подводным течением. Губки, пропускающая через себя огромное количество морской воды, вместе с планктоном поглощали много кислорода, содержание которого в при-

донных слоях воды быстро уменьшалось. «Колючий» характер грунта морского дна, заселенного губками, недостаток кислорода и планктона в придонном слое морской воды и ее относительно пониженная температура создавали неблагоприятную среду для жизнедеятельности в кизеловское и более раннее время другой бентонной фауны в наиболее погруженной части Камско-Кинельских прогибов.

В прибортовых частях этих прогибов и на палеосводах в кизеловское время откладывались относительно мелководные карбонатные осадки, среди которых преобладают криноидные, водорослевые, фораминиферовые известняки, в прибортовых частях нередко рифовые. Эти известняки содержат богатую и разнообразную ископаемую фауну (брахиоподы, кораллы, мшанки, остракоды, фораминиферы и др.), указывающую на их отложение в условиях нормального термо-газового режима вод бассейна.

Отсутствие турнейских отложений на западе Поволжья, а также неполноту их разрезов (в основном в правобережной части р. Волги), по-видимому, следует объяснять ранневизейским поднятием этой области и размывом ранее отложившихся пород. Такое предположение было высказано Д. М. Раузер-Черноусовой (1947), Р. М. Пистрак (1950₂) и Л. М. Бириной (1953₁) и в последующем подтверждено М. С. Швецовым (1954).

Р. М. Пистрак отмечает, что в связи с общим подъемом территории платформы в конце турнейского века море оставило большую ее часть и вслед за этим на осушившейся территории установился длительный континентальный перерыв, в течение которого были размывы турнейские и более древние отложения. На полную регрессию турнейского бассейна в послекизеловское время и образование суши на территории средней части Русской платформы указывает в своей последней работе и М. С. Швецов (1954). Однако он придерживается того мнения, что этот континентальный перерыв в западных районах (область так называемой Центральной полосы) был более продолжительным, чем в восточных районах, отвечающих в общем Волго-Уральской области. Размыв турнейских отложений доказывается, во-первых, отсутствием их и частично девонских отложений в центральных частях Токмовского и Котельничского сводов, к востоку от которых площадь распространения все более молодых частей разреза фаменского и турнейского яруса постепенно расширяется, и, во-вторых, отсутствием в составе этих осадков прибрежных фаций в полосе, примыкающей к сводам с востока.

В полосе частичного размыва турнейских отложений Л. М. Бириня не наблюдала в составе турнейских осадков следов обмеления. На основании этого можно считать, что турнейское море первично покрывало сплошь всю площадь центральной и восточной частей Русской платформы, в том числе и Поволжья. Сходство литологического состава пород по всем горизонтам турнейского яруса отмечается на всей площади — от южного крыла Подмосковного бассейна до Заволжья на востоке и Волгоградской области на юге. Подобное же сходство отмечается и в фауне фораминифер, кораллов, брахиопод и остракод. Все это подтверждает предположение об общности бассейна на всей площади, хотя не исключено, что в пределах вершины Токмовского свода он был более мелководным.

В крайней северной части рассматриваемой территории турнейские осадки, по-видимому, не отлагались, что подтверждается региональностью этого явления, прослеживающегося далеко на север, вплоть до Южного Тимана, а также на северо-запад, где бесспорная суша указывается на всех палеогеографических картах. Значительная доломитизация пород нижнетурнейских отложений, отмеченная на юге Кировской

области и северо-западе Татарии, объясняется близостью северной турнейской суши с господствовавшим в ее пределах континентальным климатом (Швецов, 1954).

Наметившаяся к концу кизеловского времени тенденция к поднятию территории Поволжья еще более отчетливо проявилась в начале визейского века и привела к частичному сокращению турнейского бассейна и регрессивным условиям осадконакопления. Эти процессы, связанные с поднятиями в областях сноса, обусловили принос в ранневизейский бассейн большого количества терригенного материала. Существовавшая в кизеловское время нормально морская обстановка карбонатной седиментации в елховское время сменилась терригенной. Отчетливо вырисовываются три фациальные зоны (рис. 46).

Первая зона занимала большую часть территории Поволжья и была приурочена к сводам и их склонам. В этой относительно мелководной зоне морского бассейна накапливались маломощные (2—8 м) темно-серые, почти черные тонкослоистые сильно пиритизированные аргиллиты, лишенные фауны. Вторая фациальная зона приурочена к Камско-Кинельским прогибам, выраженный в рельефе дна моря в виде глубоких депрессий. Здесь отлагались относительно более глубоководные осадки, представленные такими же темными тонкослоистыми монтмориллонито-бейделлитового и гидрослюдистого состава аргиллитами с редкими прослоями сильно глинистых, а иногда и окремнелых известняков. На нормально морские фациальные условия седиментации указывает богатый комплекс ископаемой фауны, среди которой присутствуют цефалоподы, брахиоподы, кораллы, остракоды и фораминиферы. Сравнительно наиболее глубоководные фации накапливались в начале елховского времени; по мере заполнения осевой зоны впадины осадками елховский бассейн мелел.

Третья зона занимала прибортовые участки Камско-Кинельских прогибов, где отлагались кремнисто-карбонатные и карбонатно-глинистые отложения, заключающие обедненный комплекс морской фауны (брахиопод, остракод и фораминифер).

Области сноса, существовавшие и ранее в пределах Балтийского, Украинского щитов и, вероятно, в северных районах Русской платформы, а также вне платформы (северо-запад Западно-Сибирской низменности), в елховское время испытали незначительный по амплитуде подъем. Это способствовало широкому приносу на Русскую платформу терригенного пелитового материала. В связи с этим подъемом морской бассейн несколько сократил свои размеры и обмелел, но не покинул территорию Поволжья. За это говорят данные фациальной характеристики елховских отложений и распределение в пространстве их мощностей. Действительно, отсутствие признаков автохтонности флоры или остатков ее форменных элементов, отсутствие прослоев углей, наличие лишь тонкоизмельченного растительного детрита, хорошая окатанность и отсортированность кварцевых зерен песчано-алевритовых прослоев, тонкослоистость елховских аргиллитов, Камско-Кинельских прогибов — все эти признаки указывают на относительно удаленность от береговой линии места накопления осадков, на длительность транспортировки материала и на сравнительно спокойную гидродинамическую обстановку.

Отсутствие елховских отложений (и их аналогов) в западных районах Поволжья объясняется последующим их размывом, так как в отдельных местах их следы обнаруживаются в разрезах.

В радаевское время значительная часть территории Поволжья, включающая области Котельничского, Токмовского и Жигулевско-Пугачевского сводов, восточное окончание Рязано-Саратовского прогиба и

юго-восточный склон Воронежской антеклизы, вышла из-под уровня вод. В пределах этой территории и прилегающих к ней с севера и запада районов установился континентальный режим, в течение которого не

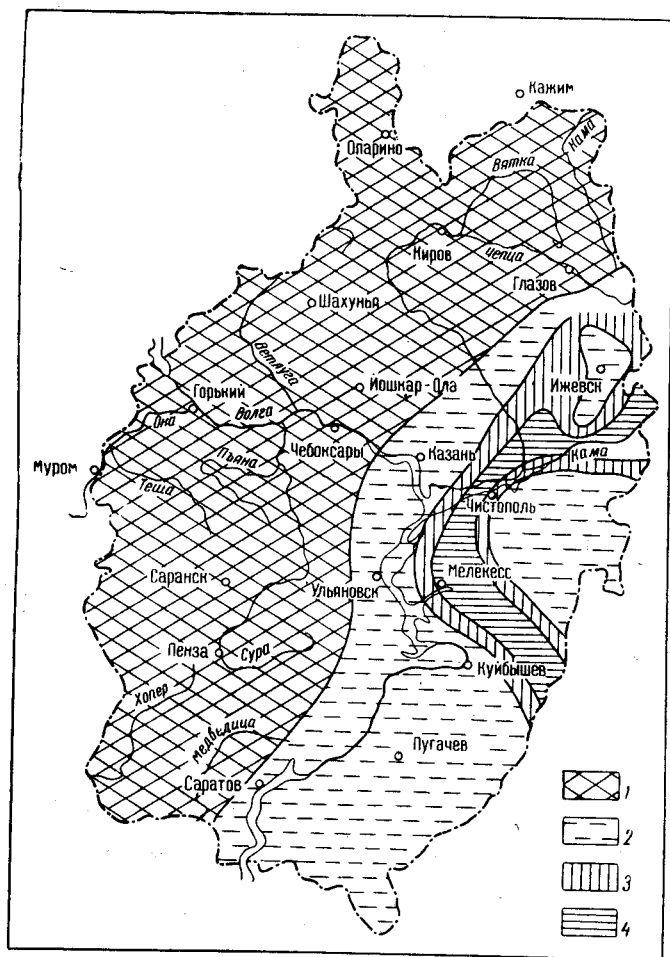


Рис. 46. Схематическая литолого-фациальная карта малиновского надгоризонта визейского яруса

1 — область отсутствия отложений малиновского надгоризонта; 2 — зона аргиллитов. Мощность 2—8 м. Отложения радаевского горизонта большей частью отсутствуют; 3 — зона аргиллитов с единичными прослоями песчаника и известняка. Мощность 5—30 м. Отложения радаевского горизонта преимущественно отсутствуют; 4 — зона, в которой елховские отложения представлены аргиллитами с прослоями глинистых известняков, а радаевские — песчаниками, алевролитами, аргиллитами, углистыми сланцами. Мощность до 340 м

только шло накопление радаевских слоев, но стали подвергаться размыву и ранее накопленные отложения елховского горизонта и более древних отложений турнейского яруса.

В результате регрессии морского бассейна и его распада образовалась система водоемов, наиболее крупный из которых в радаевско-бобриковское время находился в Камско-Кинельских прогибах, куда,

по-видимому, лишь кратковременно и периодически проникали воды моря. Здесь в условиях приморской низменности формировались песчано-алевролитовые осадки с прослоями глин, углей и углистых сланцев, не содержащие остатки морской фауны. Текстурные особенности песчано-алевролитовых пород — косая слоистость, присутствие многочисленных следов ползания червей-илоедов, создающих текстуру перемешивания осадка, обилие хорошо сохранившихся элементов древовидной флоры, отсутствие морской фауны — свидетельствуют о близости суши, с которой водными потоками приносился материал, в том числе растительный, послуживший исходным при угленакоплении. С другой стороны, однообразный литологический состав, резкое преобладание кварца при почти полном отсутствии полевых шпатов, а в тяжелой фракции — циркона, турмалина и рутила, реже граната, богатство аутигенными минералами — все это указывает на длительную транспортировку материала и его переотложение при сравнительно слабом гидродинамическом режиме.

Хотя бобриковский седиментационный бассейн по сравнению с радаевским занимал более обширную площадь (лишь на отдельных узколокальных участках сохранился перерыв в осадконакоплении), тем не менее в его осадках очень отчетливо выражены черты, свидетельствующие о континентальных условиях осадконакопления. Это в первую очередь относится к составу глинистых минералов, среди которых преобладающее значение приобретает каолин; гидрослюды, имеющие более широкое распространение в глинах радаевского горизонта, отодвигаются на второй план. В бобриковских отложениях сохранились следы корневой системы растений, существовавших на многочисленных островах и отмелях. Поэтому вероятнее всего следует считать, что в фациальном комплексе радаевско-бобриковских отложений развиты прибрежные озерно-болотно-аллювиальные образования.

В тульское время начинается новый этап визейской геологической истории. Вся территория Поволжья испытала общее погружение, приведшее к широкой трансгрессии моря, под уровень которого опустились и западные области правобережной части Поволжья. Общность фауны и сходство литологического состава тульских отложений во многих разрезах свидетельствуют о восстановлении осадконакопления в едином морском бассейне. Однако незначительные мощности тульских отложений на северо-западе Поволжья указывают на продолжавшееся замедление в погружении этой области.

Юго-восточные районы (Куйбышевское Заволжье) погружались более интенсивно. Отсюда и распространилась трансгрессия моря, что отражено в фациях тульских отложений. На юго-востоке шло накопление более чистых карбонатных осадков, как правило, кремнеземных и лишь в незначительном количестве содержащих примесь терригенного материала. Характерно богатство комплекса морской фауны, среди которой отмечается более раннее появление окских фораминифер, отсутствие крупных форм, обилие водорослей и кораллов. Прослой глинистых разностей карбонатных пород и аргиллитов отмечены лишь в верхней части горизонта.

На западе и северо-западе в осадках тульского горизонта существенное место занимают почти черные терригенные породы, которые местами явно преобладают над карбонатными; в них найдены остатки растительности и включения пирита. Среди терригенных пород выделяются песчано-алевритовые разности, которые по условиям образования еще близки к таковым бобриковского горизонта. Выделяется лишь северный участок — в зоне Вятских дислокаций, с пестроцветной окраской

пород и ожелезнением, что, по-видимому, указывает на резко континентальный и засушливый климат северной суши (Швецов, 1954). Возможно, что влиянием климата можно объяснить и большую доломитизацию известняков в северных областях.

В окское время визейский бассейн в пределах Поволжья был сравнительно устойчивым и спокойным. На это указывают однообразие литологического состава пород, относительно небольшие колебания в мощностях окских отложений, однообразие и богатство их фауны. В это время море имело широкие связи с более западными участками визейского бассейна, о чем свидетельствует общность в составе фораминифер, кораллов и брахиопод в окских разрезах Поволжья, Донецкого бассейна и Подмосковья. Обилие водорослей и кораллов в окских отложениях Поволжья говорит о чистоте вод бассейна, об удаленности берегов суши и слабом выносе терригенного материала. Все же и в окском бассейне выделяются специфические области, отличающиеся по фациальным условиям осадконакопления. Эти фациальные отличия прежде всего отразились на своеобразии распределения в пространстве терригенного материала и степени доломитизации пород. Терригенный материал по всему окскому разрезу наблюдается только на севере Поволжья. Южнее отдельные пласты терригенных пород, чаще всего глин и реже песчаников, приурочены главным образом к нижней части разреза (алексинский горизонт). Наиболее удаленным от области сноса было Куйбышевское Заволжье, куда терригенный материал попадал в наименьшем количестве. Центральный и западный участки его, по-видимому, были крайне мелководными, на что указывает присутствие здесь в окских отложениях карбонатного обломочного материала и остатков богатой фауны. К югу от Куйбышевского Заволжья количество терригенного материала в составе окских осадков вновь нарастает, что, по-видимому, было обусловлено усилением сноса со стороны приближенных с юга и запада к Саратовско-Волгоградскому Поволжью участков суши.

Что касается доломитизации пород, то выдержанность в пределах отдельных областей характера карбонатных разрезов (при исключении явных случаев вторичного происхождения доломитов) наводит на мысль о первичности соотношения кальция и магния в донных осадках и о связи этих соотношений с биохимизмом бассейна. Так, преобладание известняков на западе и юге можно объяснить более нормальным биохимизмом этой части окского бассейна в связи с более интенсивной циркуляцией вод и открытым сообщением с визейскими бассейнами на юго-западе. Связь с южным бассейном была нормальной, что подтверждается общностью окских фораминифер Донецкого бассейна и Среднего Поволжья. На севере, вероятно, продолжал существовать засушливый климат, что, возможно, вызвало повышенное содержание магния в водах и донных осадках морей в пределах всей северо-восточной части Поволжья и Заволжья. В промежуточных районах характер разреза переходный.

Глубина бассейна, видимо, не отражалась на доломитизации пород. По отдельным горизонтам можно отметить ряд характерных фациальных признаков. В алексинских светлоокрашенных известняках, отвечающих фазе относительно наибольшего углубления бассейна, широко распространены разнообразные водоросли и кораллы. Характерно резкое увеличение мощности алексинского горизонта в Красной Поляне и Пилюгино, что можно объяснить лишь имевшим здесь место более быстрым прогибанием, сопровождавшимся компенсированным осадконакоплением. Для михайловских, также светлоокрашенных отложений, характерно развитие во многих местах Куйбышевского Заволжья и Волго-

градской области стигмариновых известняков. Отмечается некоторое обогащение в сообществах фораминифер. Однако наблюдается однообразие фауны на очень широких пространствах, богатство и появление крупных форм, а также широкое расселение *Calcifolium okense*. Это позволяет рассматривать бассейн этого времени как наиболее стабильный и в основном мелководный. В основании отложений горизонта отмечаются местами признаки резкого обмеления (оолиты и терригенный материал в Вожгалах, микрозернистые известняки в Сызрани и Красной Поляне).

Веневское время обнаруживает черты, переходные к серпуховскому. Фауна беднеет и становится более однообразной, резко выражена доломитизация пород. В Нижнем Поволжье в веневских известняках уменьшенной мощности появляются линзы кремней. Последние характерны и для серпуховских отложений. Замедление осадконакопления и образование кремневых линз в веневских и серпуховских отложениях Нижнего Поволжья, так же как местами наблюдавшиеся здесь перерывы между нижне- и верхнесерпуховскими отложениями, по-видимому, можно объяснить течениями и сопутствующей им большей циркуляцией вод.

В серпуховское время еще более ярко, чем в веневское, обрисовались характерные признаки, указывающие на существенное обмеление визейского моря и отклонение химизма его вод от нормальной солёности, что выразилось в выпадении в осадок доломитов. В раннесерпуховское время за счет присоединения восточной части Казанско-Куйбышевского Заволжья произошло расширение северо-восточной полосы доломитового осадконакопления. Это, видимо, объясняется некоторым обогащением этой части водоема, находившегося под влиянием жаркого климата. Эта часть раннесерпуховского водоема заселялась, за исключением отдельных участков (прослой с фауной кораллов и банками *Striatifera striata*), обедненной фауной. Юго-западная часть водоема была более широко связана с открытыми морскими пространствами, что доказывается наличием в Куйбышевско-Саратовском Поволжье в серпуховских отложениях более богатой фауны фораминифер. Состав фауны фораминифер с участием форм, характерных для Донбасса, отмечается даже для стешевских (верхнесерпуховских) отложений Куйбышевского Заволжья.

В настоящее время трудно объяснить появление интересной фации покровских слоев (глинисто-доломитовая пачка) в основании серпуховского надгоризонта, в которых отмечено значительное содержание граната.

Ранненамюрское (протвинское) время характеризуется углублением морского бассейна, значительным обновлением фауны и флоры и широким развитием карбонатной седиментации осадков. Этот процесс нашел свое отражение в смене серпуховских доломитов известняками, в обогащении и обновлении фауны и флоры, в целом довольно однообразной на большой площади. Эти изменения литологического состава и фауны едва ли можно рассматривать как проявление нового крупного трансгрессивного цикла, так как мощность протвинских отложений на всей площади Поволжья (а также к западу от нее) изменяется очень незначительно (от 25 до 40 м) и в основании протвинского горизонта не наблюдается никаких перерывов или признаков трансгрессивного налегания. Протвинское время следует рассматривать как время, лишь предваряющее наступление нового этапа, как время, соответствующее фазе некоторого усиления гидродинамики бассейна, что, по-видимому, было обусловлено медленными эпейрогеническими движениями регионального порядка.

На фоне однообразия фациального состава протвинских отложений следует отметить признаки выветривания (красноцветное окрашивание, ожелезнение) в северной части территории вплоть до Горьковского Поволжья. Характерным является увеличение мощности к югу — в Волгоградском Поволжье — до 40 м и в переходной зоне от платформы к Донбассу — до 44 м (Тормосино).

Конец протвинского времени знаменуется повсеместной регрессией и региональным перерывом в осадконакоплении, приведшим к карстообразованию, что зафиксировано в брекчиевидности и перекристаллизации известняков и доломитов.

Вторая половина намурского века — краснополянское время — характерна тем, что с нее начинается новый этап в развитии фауны и флоры, новый цикл в осадконакоплении. Вначале происходит накопление мелководных прибрежно-морских карбонатных осадков (оолитовых, органогенно-обломочных), сменившихся затем детритовыми отложениями. Новая трансгрессия моря началась не всюду одновременно. Многие районы оставались еще приподнятыми, являлись сушей и подвергались процессам эрозии. Лишь районы Красной Поляны и восточной части Саратовско-Волгоградского Поволжья оказались занятыми водами морского бассейна, но еще с неустойчивым гидродинамическим режимом. Однако условия обитания организмов в это время были благоприятными, о чем свидетельствует довольно богатая и разнообразная фауна фораминифер краснополянского облика.

В башкирский век с северокельтменского времени началась трансгрессия моря с востока, со стороны Урала. Раннебашкирское море было мелководным. Это отражено в составе пород, представленных оолитовыми, фораминиферовыми и водорослевыми (донецеллы и синезеленые) карбонатными осадками, часто обломочными, а также в ритмичности осадконакопления (рис. 47).

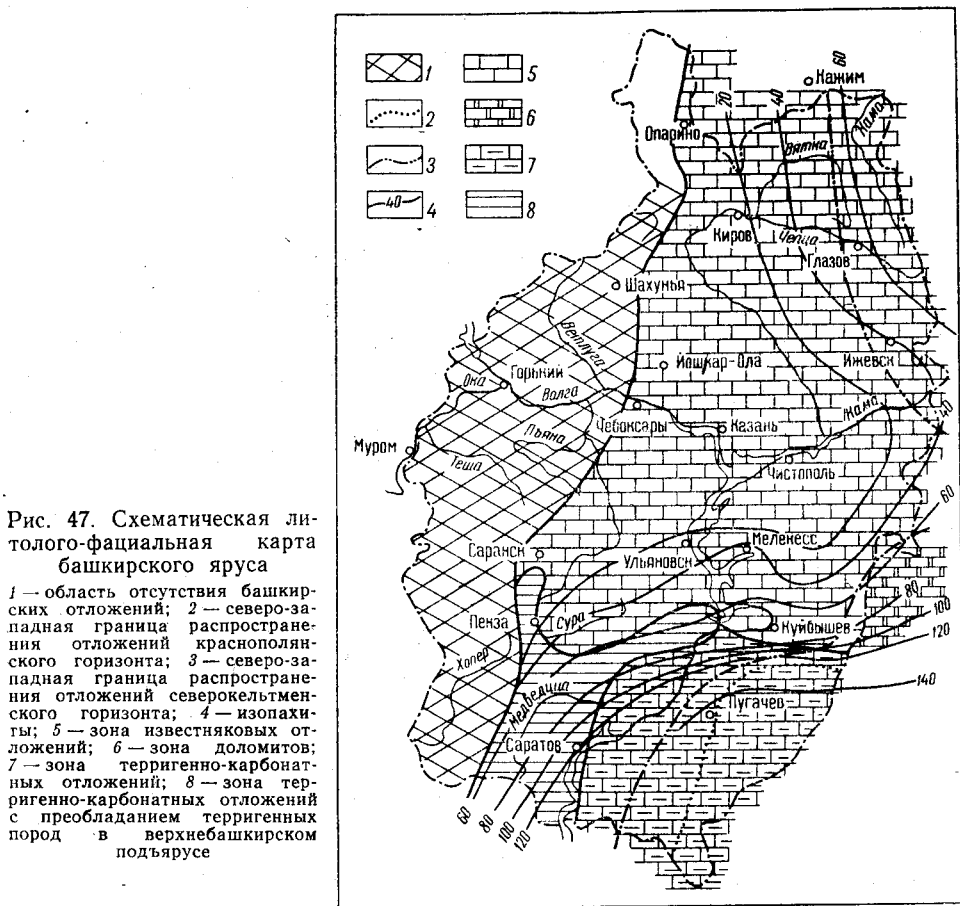
Территория Татарского свода в северокельтменское время была приподнятой в структурном отношении областью и продолжала оставаться частично сушей или скорее областью большого мелководья с островами, где осадки больше выносились, чем отлагались. Здесь образование карбонатных пород происходило в обстановке шельфовой части башкирского моря.

Более устойчивый режим осадконакопления в это время существовал западнее, в полосе, охватывающей зону Вятских дислокаций и Мелекесскую впадину (Казанское и Ульяновское Поволжье), а также южнее (районы Саратовского и Волгоградского Поволжья), о чем можно судить по постоянству сохранения протвинских отложений. В области центральной части Токмовского свода, включая площадь Алатырских и Сурско-Мокшинских поднятий, в раннебашкирское время существовала суша. За это говорит глубокий размыв и сильная закарстованность нижнекаменноугольных отложений. Западная граница башкирского моря проходила по меридиональной полосе Шарья — Саранск — Пенза — Баланда.

В прикамское время башкирская трансгрессия достигает своего наибольшего развития, причем водами моря покрывается и большая восточная часть Токмовского свода. Небольшие и сравнительно выдержанные мощности осадков, постоянство состава и строения их на больших площадях, широкое развитие оолитовых разностей, малое количество терригенного материала позволяют считать, что это было время спокойного расширения границ бассейна без больших изменений в пределах Поволжья глубины моря. Сушей в это время остаются только крайне западные районы Среднего Поволжья. Казанско-Куйбышевское Заволжье возможно отличалось замедленным прогибанием, что обусло-

вило меньшие мощности отложений и своеобразие фаций (известняки с брекчиевидной структурой, отсутствие эоштаффел, присутствие кораллов, большое развитие брахиопод).

Дифференцированные движения в разных районах Поволжья начинают ощущаться только в позднебашкирское время. Малые мощности верхнебашкирских отложений в Татарии и на юге Удмуртии и отсутствие в них характерной фауны позволяют предполагать медленное про-



гибание этих участков. Вместе с тем в это время в Североятский район начинает впервые поступать терригенный материал. Пестрая окраска пород указывает, по-видимому, на то, что более континентальный климат северной части рассматриваемой территории, отмеченный в раннекаменноугольное время, продолжал существовать и в башкирский век. Наибольшее развитие конгломератовидных осадков, характерных для Пермского Прикамья, наблюдается в позднебашкирское время лишь в Ижевско-Вятском районе.

В западных областях Среднего Поволжья тектонические движения второй половины башкирского века привели к дальнейшему размытию ранее накопленных визейских отложений, а также и осадков прикамского горизонта, которые, по всей вероятности, здесь отлагались, поскольку в это время трансгрессия моря в башкирский век достигла своего максимума.

Появление терригенного материала в верхнебашкирских осадках в Нижнем и отчасти Среднем Поволжье можно объяснить лишь усилением его выноса с Воронежской антеклизы и с юго-запада, возможно с Украинского кристаллического массива. На это указывают наибольшие мощности верхнебашкирских отложений в южной части Волгоградского Поволжья и постепенное выклинивание терригенной толщи к северу.

В позднебашкирское время правобережье Саратовской, западная и северо-западная части Волгоградской областей были полосой моря, наиболее приближенной к береговой линии суши района Воронежской антеклизы, на что указывают хорошая сохранность и крупные размеры остатков наземной флоры в тепловской свите и пресноводные пелециподы. На север от Саратова вынос терригенного материала в позднебашкирское время совершался, видимо, по подводным руслам — долинам рек. Возможно таково происхождение темноцветных терригенных пород Иссы, Барановки и Сызрани. По всей вероятности это происходило в момент наибольшего опреснения прибрежной полосы и частично образования лагун как конечной фазы регрессии позднебашкирского времени (Семихатова, 1953, и др.).

Перерыв в осадконакоплении, предшествовавший московскому веку, предопределил структурно-фациальные особенности осадконакопления верейского времени. В начале этого времени на крайнем западе Среднего Поволжья, а частично и на севере существовал перерыв в осадконакоплении и размыв визейских отложений, в то время как восточные и южные области продолжали унаследованно (от башкирского века) погружаться и затопляться морем, продвигавшимся с юго-запада Русской платформы. Начало верейской трансгрессии выражено очень четко и подчеркивается несогласным залеганием отложений на разновозрастных горизонтах, что не могло не сказаться на полноте разреза и мощностях.

Осадки верейского времени накапливались в мелководных условиях (сохранившихся, по-видимому, с башкирского времени), причем в западных областях Поволжья господствовали условия прибрежно-морские, а отчасти и лагунные, в то время как более восточные районы являлись областями морского осадконакопления. Особенно наглядно черты большей мористости осадков верейского горизонта проявляются в Волжско-Вятском и Пилюгино-Бугурусланском участках восточных областей Поволжья и в меньшей степени на юго-востоке Татарии. Весьма любопытно накопление красноцветных отложений на Татарском своде в конце верейского времени. Они отличаются от аналогичных терригенных толщ большим содержанием растительных остатков (сохранившихся в виде стеблевых частей и листьев) и углистых прослоев. Близко расположенную сушу, с которой сносились бы эти остатки, указать трудно, поэтому приходится допустить существование в то время ряда островов в пределах Татарского свода (рис. 48). Областью суши в верейское время являлась территория, расположенная к западу от линии Балашов — Сердобск — Липецк — Ряжск — Тула — Калуга (Ильина, Елина, Рыжова и др., 1958).

Каширское время характеризуется устойчивым прогибанием всей территории и дальнейшим углублением морского бассейна. Существенного расширения бассейна не было — он остался примерно в тех же границах, что и верейский, но среди каширских отложений преобладают морские карбонатные фации. Зона развития прибрежно-морских фаций отступила на запад; сохранились они лишь в районах Нижнего Поволжья. В северных областях Поволжья (Советск, Вожгалы, Марпосад и др.) каширский бассейн отличался повышенной концентрацией

солей; в нем отлагались доломиты, гипсы и ангидриты, и только в отдельные моменты восстановления солевого режима до нормального — известняки с морской фауной; здесь же отмечено большое число прослоев глин. Мелководно-морские условия осадконакопления существовали в пределах Горьковского, Казанского, Ульяновского, Куйбышевского Поволжья, где отлагались известняки, нередко органогенно-обломочные, с отдельными прослоями глин; последние накапливались преимущественно в первую половину каширского времени.

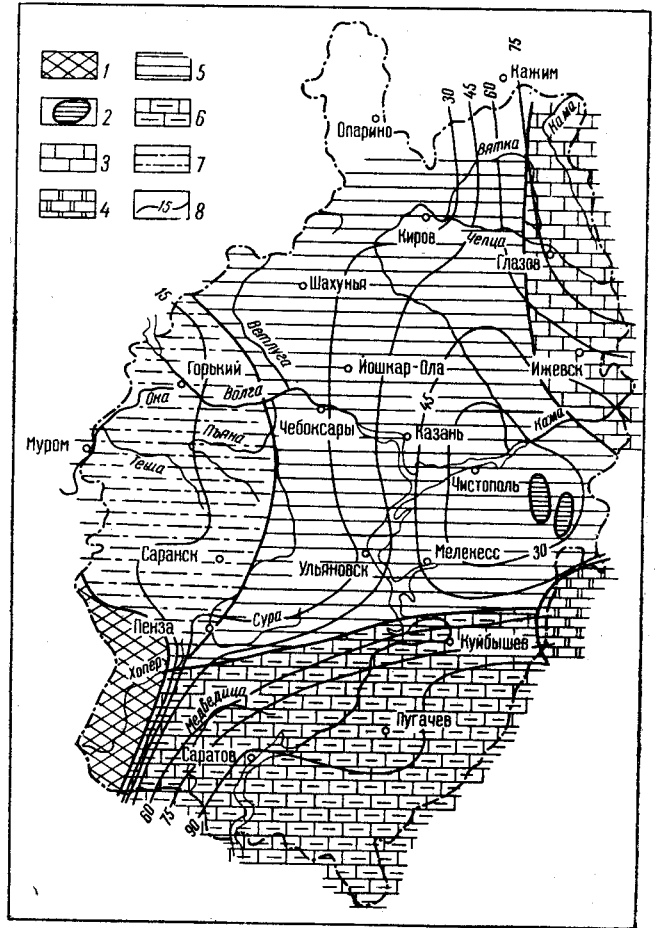


Рис. 48. Схематическая литолого-фациальная карта верейского горизонта московского яруса

1 — область отсутствия верейских отложений; 2 — предполагаемая островная область; 3 — зона известняков; 4 — зона доломитов; 5 — зона терригенно-известняковых отложений с прослоями терригенных пород пестроцветной окраски в верхней части; 6 — зона терригенно-карбонатных отложений, в нижней части только терригенных; 7 — зона преобладания терригенных отложений; 8 — изопахиты

Области сноса и размыва располагались по-прежнему на западе и юго-западе, на что указывает большое количество песчаного материала в отложениях всего подъяруса на юго-западе и юге территории. Для северных областей Поволжья дополнительным источником сноса в каширское время, по-видимому, являлся Тиман. Увеличение карбонатности в целом к востоку в разрезе нижнемосковского подъяруса исключает возможность предположения существования здесь самостоятельных источников сноса терригенного материала.

В позднемосковское время продолжается ранее наметившееся прогибание территории Поволжья и дальнейшее углубление бассейна, что способствовало сохранению в течение этого времени устойчивых мелководно-морских условий осадконакопления. Размещение областей относительно ускоренного прогибания сказывается на распределении фаций

и глубин бассейна позднемосковского времени. Наиболее мелководная область с отмелями обнаружена в присводовой части Токмовского свода. В разрезе р. Сивини трижды (в основании двух подгоризонтов подольского времени и в основании мячковского горизонта) прекрасно выражены гидроктиноидные фации отмелей с их кораллами, ортонелловыми желваками, обломочными карбонатными породами и псевдоолитами. Наличие прослоев конгломератов и обломочных известняков на границе подольского и мячковского горизонтов в Токмово, Балахонихе, Котельничке, Ульяновске и ряде других пунктов связывается Н. С. Ильиной, Л. И. Елиной, А. А. Рыжовой, С. К. Нечитайло (1959) с обмелением морского бассейна, а местами и с кратковременным его осушением. Относительно более глубоководные фации наблюдаются в пределах Юлово-Ишимского района, на Самарской Луке, и особенно в разрезах Нижнего Поволжья, где преобладают шламовые и тонкозернистые известняки с своеобразной фауной фузулинид. Любопытным является и распределение терригенного материала в верхнемосковских отложениях. В западных и южных районах Поволжья он преобладает в основном в подольском горизонте и на более широкой территории — в мячковском. Наибольшее количество терригенного материала в виде прослоев глин и глинисто-алевритовых пород, примеси кварца к известнякам, прослоев мергелей и тонкой плитчатости пород наблюдается опять на юге и юго-западе. Это указывает на ту же область сноса, находившуюся где-то к юго-западу от Поволжья. Эта поразительная унаследованность в расположении областей суши не является случайной и полностью согласуется с палеогеографией более обширной территории этой части Русской платформы в среднекаменноугольную эпоху. Район Иссы, где установлены прослой мергелей, возможно, попадает в язык выноса терригенного материала с Воронежской антеклизы. Возможен и северный источник сноса для района Горького, Марпосада и Вожгал.

Меридиональная полоса повышенных мощностей подольских отложений, прослеживающаяся от г. Кирова на севере через Красную Поляну до разрезов Нижнего Поволжья, являлась не только наиболее мобильной, но и относительно более глубоководной зоной бассейна. Глубоководность возрастала по мере продвижения на юг от Самарской Луки; можно сделать предположение о неполной компенсации осадконакоплением интенсивных опусканий, амплитуда которых увеличивалась в сторону Нижнего Поволжья.

Распределение окремнения в подольское время в Саратовском и Волгоградском Поволжье, а также в Поречком, Марпосадском и Котельничском районах можно объяснить расчлененностью рельефа дна бассейна и как следствие его относительной глубоководностью отдельных участков меридиональной полосы, где возникали придонные течения. Особенно сильное окремнение наблюдается для осадков конца подольского времени, причем в некоторых восточных разрезах (Пилугино, Глазов) отмечено присутствие спикул губок, что служит показателем накопления осадков при низкой температуре и сильных течениях. Слабее выражено окремнение в разрезах Горьковской области.

Окремнение мячковских отложений продолжает оставаться наибольшим в той же меридиональной полосе, а также на севере, в бассейне р. Вятки, где было наибольшее прогибание северного участка.

К концу среднекаменноугольной эпохи юго-западная область захватывается восходящими движениями или испытывает замедление в прогибании. На это указывала С. В. Семихатова (1956), исходя из анализа фаций и особенностей распределения брахиопод в подольском и мячковском горизонтах Доно-Медведицких поднятий. Область наибольшего прогибания передвигается восточнее. По-видимому, этими же основными

закономерностями объясняется и возрастание роли доломитовых осадков в мячковских (особенно верхнемячковских) отложениях на юге и юго-западе Поволжья и обратная картина на северо-западе и севере.

Распределение терригенного материала в отложениях раннегжельского времени, так же как и в подстилающих их породах, указывает на основную область сноса, находившуюся к юго-западу от Поволжья (возможно, Воронежская антеклиза). Видимо, на севере имелся другой источник, так как в районе Котельнича в конце времени накопления осадков зоны *Triticites montipagus* отлагался алевритовый материал с разнообразным минеральным составом и с зернами глауконита, тогда как в Лысково и Чувашской АССР в это время накапливались чистые карбонатные осадки. Следует отметить незначительное количество терригенного материала на юго-востоке, что указывает на большую удаленность Куйбышевского Поволжья и Заволжья от области сноса. В связи с этим необходимо подчеркнуть повышенное содержание терригенных компонентов и необычную для юго-востока слабую красноцветную окраску пород основания гжельского яруса в Пилюгино, что следует объяснить возможным влиянием другой области сноса — Урала.

Новое неравномерное погружение Русской платформы с начала верхнего карбона резко отразилось на распределении фаций. С. К. Нечитайло и другие (1957) относят западную часть рассматриваемой нами области к окраинной фации мелкого моря, занимавшего западную часть Московской синеклизы. Граница окраинной фации мелкого моря и мелководной фации открытого моря на картах фаций и мощностей зон гжельского яруса, составленных В. М. Бузиновой, проходит по Токмовскому своду и далее по Саратовскому Правобережью (Ильина, Елина и др., 1958). На севере (Котельнич) и на юго-западе (район Порецкого) этими авторами выделяются области, характеризующиеся повышенным содержанием (до 50%) доломитов в разрезе гжельского яруса и небольшими мощностями его, что объясняется повышенной соленостью этих участков водоемов. Область развития красноцветной окраски нижнегжельских пород на западе от р. Сивини и Починок до Лысково тяготеет к Подмосковному бассейну.

Следует отметить очень большое сходство фауны фораминифер, брахиопод, мшанок и других зоны *Triticites montipagus* на очень широкой площади ее развития — от южного крыла Подмосковного бассейна до Куйбышевского Заволжья, что бесспорно указывает на однообразие фациальных условий этого бассейна.

Во время зоны *Triticites arcticus* и *T. acutus* накопление осадков характеризуется наибольшим развитием в бассейне известняковых фаций, к тому же весьма разнообразных и с меньшим количеством доломитов. При этом, как и в раннегжельское время, это преобладание известняков над доломитами выражено на севере и в центральной меридиональной полосе вплоть до Волгоградской области на юге, т. е. в областях наибольшей подвижности воды. Восточные районы Куйбышевского Заволжья (Пилюгино) остаются непрерывно областью отложения доломитов. Терригенный материал в это время накапливался лишь на севере, западе и юго-западе. Так, в Котельниче наблюдается еще глинистый и алевритовый материал (с биотитом и обломками порфирита), на западе спорадически встречаются тонкие прослои глин, на юго-западе — наибольшее количество прослоев глин, мергелей и даже песчаников. Красноцветная окраска наблюдается в это время только в Волгоградской области; вместе с ней отмечены и углистые остатки. Только в одном из разрезов — в районе г. Горького, отмечены мергели красноцветной окраски.

Существенных изменений в геологической истории и в палеогеографической обстановке за вторую половину гжельского века не произошло, за исключением северного участка (Котельнич и Вожгалы), куда почти перестал поступать терригенный материал. На юге (Волгоградская область, Красная Поляна) отмечается усиление в привносе песчаного и глинистого материала, что позволяет предполагать поднятия к западу или юго-западу от Волгоградской области и снос продуктов латеритного выветривания при засушливом климате (Ильина, Елина и др., 1958). Это указывает на сильное поднятие Украинского щита в начале позднегжельского времени. Влияние западной области сноса терригенного материала в пределах Горьковского Поволжья, по-видимому, чувствовалось уже слабее, так как глинистый (и песчаный) материал поступал только в пределы крайней западной части бассейна. В этих западных областях были, очевидно, условия малой подвижности вод, что отразилось в наибольшем значении для местных разрезов доломитов. Преобладание известняков в верхнегжельских разрезах, как и в более ранних, наблюдается в центральной меридиональной полосе, более узкой на севере и широкой на юге. Видимо, это были области наибольшей подвижности водных масс, на что указывает присутствие в осадках глауконита, более редкого в позднегжельских осадках по сравнению с раннегжельскими.

В оренбургское время наблюдается сходная с гжельским веком картина распределения основных структурно-фациальных областей. Выделяются западные области с наиболее мелководными фациями. В то же время следует отметить сходство фаций на широкой площади, что указывает на некоторую стабилизацию тектонического режима и сходство физико-географических условий. В большинстве разрезов мощность оренбургских отложений около 30—45 м, преобладают известняки с очень богатой и мелководной фауной. Для них характерна частая ритмичность в смене фаций, сопровождающаяся также сменой сообществ псевдофузулин и тритицитов, т. е. элементов новой и старой фауны. И только на крайнем западе (Муром) и на юго-востоке (Красная Поляна, Пилюгино) весь ярус сложен доломитами. Следует отметить наличие глауконита в области наибольшего прогибания территории — в Ронге и в Пилюгино.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Отложения пермской системы в Среднем Поволжье и Прикамье распространены повсеместно; отсутствуют лишь на юго-западе рассматриваемой территории. Обычно они слагают поверхность рельефа; на крайнем севере и юго-западе большей частью перекрыты породами мезозоя, на юге — мезозоя, палеогена и местами неогена.

Пермская система была установлена в 1841 г. Мурчисоном, который, кроме своих наблюдений, использовал результаты исследований в Поволжье и в Приуралье русских горных инженеров. К концу XIX в. к пермской системе была присоединена (Н. А. Головкинский) в качестве верхнего ее члена «формация полосатого мергеля» и стал применяться термин «пермокарбон» для обозначения комплекса отложений, включающего гониатитовые песчаники Приуралья (артинский ярус А. П. Карпинского, 1847) и вышележащие гипсо-доломитовые толщи Приуралья и Поволжья (кунгурский ярус А. А. Штукенберга, 1890).

К началу XX столетия пермская система подразделялась в Поволжье и в Приуралье на нижнюю красноцветную толщу (P₁), «цехштейн» (P₂) и верхнюю красноцветную толщу — «ярус пестрых мергелей»

(P₃; по А. А. Штукенбергу) или «татарский ярус» (РТ, по С. Н. Никитину, 1887).

К нижней красноцветной толще в Среднем Прикамье относились красноцветные глинисто-песчаные породы (P_{1^а}), перекрывающиеся сероокрашенными образованиями цехштейна. В Пермском Прикамье индексом P_{1^а} обозначалась налегающая на гипсо-доломитовую толщу кунгура сероокрашенная мергелисто-песчаная, частью мергелисто-плитняковая, частью солноносная толща. А. В. Нечаев (1894) считал эту толщу синхроничной нижнепермской красноцветной толще, против чего возражал А. А. Чернов (1908), доказавший необходимость отнесения ее в Пермском Прикамье к кунгуру.

К верхней части «нижнепермской красноцветной толщи» в Приуралье относились красноцветные образования «горизонта медистых песчаников» (P_{1^в}) и перекрывающие их красноцветные отложения, не содержащие медных руд (P_{1^{вх}}). А. А. Краснопольским, однако, указывалось на возможность синхронизации последних с ярусом пестрых мергелей более западных районов.

Для «цехштейна» Поволжья в 60-х годах XIX в. Людвигом было предложено двучленное деление на нижний «брахиоподовый» и верхний «конхиферовый» горизонты. Возможность этого подразделения оказалась позднее полностью подтвержденной исследованиями П. И. Кротова и А. В. Нечаева. Из ряда предложений более детальной стратификации цехштейновых образований наибольшее признание получило расчленение М. Э. Ноинским (1899) толщи конхиферового горизонта на ряд «серий».

Ярус пестрых мергелей подразделялся на две толщи — нижнюю пестроцветную — «розовую» (по С. Н. Никитину), или «цитериновый горизонт» (по П. И. Кротову), и верхнюю «красноцветную». Более подробное расчленение на горизонты (А, В, С, D, E) давалось для татарских образований Горьковского-Казанского Поволжья В. П. Амалицким.

В 1915 г. А. В. Нечаевым была опубликована двучленная схема стратиграфии пермских образований. Пермокарбон был отнесен в ней к нижнему отделу перми, прежние «отделы» пермской системы (P₁, P₂, P₃) перешли в новую схему в качестве ярусов — уфимского, казанского и татарского.

Большой объем исследований, проведенных в послереволюционный период сотрудниками Средне-Волжского геологического управления, нефтяных организаций и геологического факультета Казанского университета, лег в основу современных представлений о стратиграфии и условиях залегания пермских отложений Поволжья и Прикамья.

Основные результаты довоенного периода изучения стратиграфии нижнего отдела пермской системы изложены в ряде работ Н. П. Герасимова (1934, 1937, 1940), Д. М. Раузер-Черноусовой (1936 г., 1938), В. Е. Руженцева (1934) и др. Особо следует отметить большое значение в разработке стратиграфии верхнего карбона и нижней перми микрофаунистического метода (Д. М. Раузер-Черноусова).

В последнее время появились новые работы, касающиеся стратиграфии нижней перми Поволжья. Из них наибольшее значение имеют работы Д. М. Раузер-Черноусовой (1958 и др.), Г. С. Порфирьева (1951), В. К. Соловьева (1955), Т. В. Макаровой (1957, 1959), З. И. Бороздиной (1959), И. Н. Тихвинского (1959, 1961), В. Е. Лацковой (1961), Ф. Ф. Рыбакова (1962) и др. Большая роль в изучении нижней перми Поволжья и Приуралья принадлежит В. Е. Руженцеву (1947, 1960, 1954), Д. Л. Степанову (1946, 1951, 1954, 1957) и Д. М. Раузер-Черноусовой (1940 г., 1962_{1,2} и др.).

На основании результатов работ многочисленных исследователей была разработана и принята в 1960 г., а затем уточнена в 1962 г. уни-

фицированная стратиграфическая схема нижней перми Волго-Уральской области. Основные положения этой схемы сводятся к следующему: 1) нижняя граница перми проводится по подошве установленного в 1954 г. В. Е. Руженцевым ассельского яруса (швагеринового горизонта); 2) верхняя граница нижней перми устанавливается по подошве соликамского горизонта; 3) в нижней перми выделяются ассельский, сакмарский (установленный В. Е. Руженцевым в 1936 г.), артинский и кунгурский ярусы; 4) ассельский ярус включает сокольегорский (две нижние зоны по фузулинидам) и шиханский (верхняя зона) горизонты, сакмарский ярус — тастубский и стерлитамакский, кунгурский ярус — филипповский и иренский горизонты.

Ряд вопросов стратиграфии нижней перми до настоящего времени остается дискуссионным. Различные взгляды имеются на проведение нижней границы перми. Для Поволжья ее проводят: 1) в основании псевдофузулинового горизонта (И. А. Луньяк, Ф. Ф. Рыбаков), 2) в подошве швагеринового горизонта (Т. В. Макарова, И. Н. Тихвинский и др.), 3) в кровле швагеринового горизонта (Д. М. Раузер-Черноусова, С. Ф. Щербович, Д. Л. Степанов, В. К. Соловьев, Ф. С. Мальковский).

Остается спорным вопрос об установлении границы и между отделами перми. Кроме принятого варианта, имеются сторонники воззрений о возможности ее проведения как в подошве красноцветных образований уфимского яруса, так и в кровле их. Не разрешен окончательно вопрос о возрасте филипповского горизонта, хотя он и отнесен в унифицированной схеме к кунгурскому ярусу.

В процессе изучения стратиграфии нижней перми Поволжья выработан ряд региональных и местных стратиграфических схем. Наличие некоторых специфических регионально выдержанных палеонтологических и литологических особенностей отдельных частей нижнепермской толщи позволяет провести корреляцию этих схем (табл. 13).

Основные положения и проблемы стратиграфии верхнепермских отложений Поволжья и Прикамья за советский период освещены в работах М. Э. Ноинского (1924, 1932₂, 1939), А. Н. Мазаровича (1927₁, 1929, 1934, 1935, 1936, 1939₂ и др.), Н. Г. Кассина (1928), А. Н. Розанова (1928 и др.), В. А. Чердынцева (1937_{1,2}, 1939), М. С. Швецова (1931), Е. М. Люткевича (1938, 1951), К. Р. Чепикова (1946, 1948_{1,2}), Б. К. Лихарева (1939, 1940), Е. И. Тихвинской (1933, 1937, 1939_{1,3,5}, 1948, 1952, 1954), Б. В. Селивановского (1937_{1,2}, 1948), И. А. Ефремова (1937, 1939, 1944), И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова (1955), Н. Н. Форша (1937, 1951_{1,2}, 1955, 1963), В. И. Игнатьева (1952_{1,2}, 1956_{2,3}, 1957, 1962_{1,2}, 1963), В. И. Рачитского (1956 и др.), А. К. Гусева (1951, 1954, 1963_{1,2}), Т. В. Макаровой (1957, 1959), З. И. Бороздиной (1958, 1959 и др.), В. К. Соловьева (1956₂ и др.), П. И. Климова и Я. С. Никитина и многих других исследователей, а также в материалах совещаний по уточнению стратиграфии пермских отложений Волго-Уральской области, проведенных в 1950 г. ВНИГРИ (Ленинград) и в 1960 г. ВНИГНИ (Москва). Решения последних были взяты за основу Межведомственным стратиграфическим комитетом при утверждении унифицированной схемы пермских отложений Русской платформы. В состав уфимского яруса включаются соликамский и шешминский горизонты, казанский ярус подразделен на нижний и верхний подъярусы, татарский ярус — на нижний подъярус, включающий нижеустьинский и сухонский горизонты, и верхний подъярус, расчленяемый на северодвинский и вятский горизонты.

Принятию этой схемы предшествовал длительный этап борьбы различных мнений исследователей как об объеме отдельных ярусов верхней перми, так и об их расчленении.

Сопоставление стратиграфических схем уфимского яруса

Доломиты с гнездами гипса	Красноцветные породы с медными рудами		Р. Мурчисон, 1842 г. Волго-Уральская область
	Известняки с конклюдерами, нижняя часть формации пермского известняка		
Доломиты в страт. (P ₂)	Красноцветные осадки		И.А. Головкинский, 60-е гг. XIX века Волго-Камский бассейн
	Нижняя красноцветная толща		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	P ₂ ^k (Пермское Прикамье) P ₂ ^k - красноцветная толща известняков, мергелей, пачечная и мергелисто-пачечная толща	P ₂ ^k - красноцветные известняки без медных руд	
		P ₂ ^k - красноцветные известняки	
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимский ярус (P ₂ ^{uf})		А.А. Штурмберг, А.В. Нечаев, конец XIX века Прикамье
	Уфимский ярус (P ₂)		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Казанский ярус (нижняя часть)		М.Э. Ноинский, 1822 г.
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Казанский ярус (нижняя часть)		А.Н. Назарович, 1828-1840 гг. Кудышевская и Оренбургская области
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Красноцветная толща казанского возраста		Н.П. Герасимов, 1837-1840 гг. Пермское Прикамье
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	1-я серия 2-я серия 3-я серия 4-я серия 5-я серия	Казанский ярус (нижняя часть)	
		Уфимская свита	
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Бирская свита		Е.Н. Парнома, П.А. Стороноцкий, 1839 г. Пермское Прикамье
	Юдовская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Юдовская свита		Е.И. Тихомирская, 1837-1840 гг. Прикамье
	Юдовская свита нижнеказанского возраста		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита (самостоятельного стратиграфического значения)		И.И. Шенников, 1850 г. Волго-Уральская область
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита		Н.Н. Фрош, 1855 г. Нижняя Волга
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита		И.Б. Полант, 1858-1862 гг. Севверо-запад Башкирской АССР
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита (P ₂ ^{uf})		З.И. Баровина, 1859 г. Сарапульское Прикамье
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита		Ф.Ф. Рыбков, 1859 г. Восток Кудышевской области
	Уфимская свита		
Кунгурский ярус P ₂ ^k	Уфимская свита		Подразделенная, утраченные межведомственным стратиграфическим комитетом
	Уфимская свита		

Особенно много дискуссий было об уфимском ярусе (табл. 14). Исследованиями уже первых десятилетий советского периода установлено, что красноцветы Приуралья, принимавшиеся А. В. Нечаевым во всем их объеме за образования уфимского яруса, в верхней части являются более молодыми — казанскими и татарскими.

Начиная с 1948 г. (К. Р. Чепиков) к суждению о возрасте уфимских образований стали привлекаться данные, свидетельствующие об их трансгрессивном налегании в пределах западных окраин Волго-Уральской области на размытую поверхность нижнепермских образований. На конференции 1960 г. было принято решение об объединении соликамских и уфимских отложений в единый уфимский ярус с расчленением его на горизонты соликамский и шешминский. Палеонтологическая характеристика этого яруса дана И. Б. Палантом (1958 и др.), выявившим наличие в уфимском ярусе по остракодам трех фаунистических зон («горизонтов») — камышенской, бураевской и чекмагушской.

Необходимо отметить, что ряд исследователей (Н. П. Герасимов, В. П. Бархатова) считают более правильным проведение границы между отделами пермской системы в основании кунгурского яруса, другие же (Е. М. Люткевич, Н. Н. Форш, В. Д. Наливкин) предлагают проводить ее в подошве казанского яруса.

Имеются дискуссионные вопросы и по стратиграфии образований казанского яруса (табл. 15). Детальное изучение подтвердило необходимость расчленения последнего на две толщи, названные М. Э. Ноинским нижним и верхним подъярусами. Нижний подъярус имеет трехчленное строение. Однако невыдержанность в пространстве палеонтологической характеристики трех слагающих подъярус ритмо-пачек препятствует возможности подразделения подъяруса в унифицированной схеме на горизонты.

Различные мнения высказывались по вопросу о проведении границы между подъярусами. М. Э. Ноинский (1924) проводил ее в подошве серии «ядерного камня», Н. Н. Форш предлагал (Решения пермского совещания 1950 г.) поднять ее до подошвы серии «слоистого камня», Н. И. Бороздина (Бороздина и др., 1960) — до подошвы серии «подбой». Решениями пермского совещания 1960 г. граница возвращена к положению, принятому в схеме М. Э. Ноинского — в подошве серии «ядерного камня». Дискуссионным остался вопрос об уровне проведения границы между подъярусами в районах развития мощной гидрохимической свиты в Куйбышевско-Оренбургском Заволжье. Условно граница проведена внутри свиты.

Наличие ритмичности в сложении морских верхнеказанских образований, подмеченное М. Э. Ноинским в 1899 г., было подтверждено на огромных пространствах. Прослеживаются три ритма, начинающихся терригенными образованиями и заканчивающихся гипсо-доломитовыми (нижний ритм — серии «ядерный камень» и «слоистый камень»; средний — «подбой», «серый камень» и «шиханы»; верхний — «опоки» и «подлужник»). Четвертым является ритм «переходной толщи», в большинстве случаев оборванный предтатарским размывом.

Выявилось, что ритмичность осадконакопления присуща и красноцветным образованиям казанского возраста — белебеевской свите, частично имеющей (по М. Э. Ноинскому) нижнеказанский, частично верхнеказанский возраст. В 1951 г. Е. М. Люткевичем было высказано воззрение о принадлежности всей нехарактеризованной морской фавной толщи красноцветов востока рассматриваемой территории к татарскому ярусу. Воззрение это оказалось к 60-м годам полностью опровергнутым в результате микрофаунистических исследований. Так, при изучении остракод (З. Д. Белоусова, Н. П. Кашеварова, И. Б. Палант и др.) было

установлено присутствие их во всех стратиграфических горизонтах верхнепермских красноцветных отложений — уфимского яруса, белебеевской свиты и двух подъярусов татарских образований.

В советский период исследований, ознаменовавшийся в Поволжье бурным развитием геологических съемок, стало возможным построение детальной стратиграфии татарского яруса. Создаются десятки местных стратиграфических схем деления татарского яруса, из которых ведущее значение в 30-х годах имели схемы, предложенные А. Н. Розановым, Н. Г. Кассиным, А. Н. Мазаровичем, Е. М. Люткевичем, в 40-х годах, кроме последних, схемы, выработанные коллективами казанских геологов и сотрудников ВНИГРИ для Казанского Поволжья, коллективами геологов-нефтяников для Куйбышевско-Оренбургского Заволжья. Решениями пермской конференции 1950 г. было принято подразделение татарского яруса на два подъяруса с отнесением к нижнему из них (дейноцефаловой зоне) I и II свит татарского яруса Казанского Поволжья, сокской, большекинельской и аманакской свит Куйбышевского Заволжья; к верхнему подъярису (парейазавровой зоне) — III, IV и V свит Казанского Поволжья, малокинельской и кутулукской свит Куйбышевского Заволжья.

На пермской конференции 1960 г. обсуждались многочисленные новые данные по детализации стратиграфии татарских отложений и возможности расчленения их на три подъяруса. Однако Межведомственный стратиграфический комитет оставил в унифицированной межрегиональной стратиграфической схеме прежнее двучленное деление с отнесением к нижнетатарскому подъярису нижеустьинского и сухонского горизонтов, к верхнетатарскому — северодвинского и вятского, оставив более подробные подразделения в качестве подгоризонтов для местных схем.

Корреляция образований татарского яруса в пространстве облегчается широким применением для прослеживания отдельных горизонтов и подгоризонтов биостратиграфического метода. Способствуют корреляции также палеомагнитные исследования А. Н. Храмова (Форш и Храмов, 1961; Храмов, 1963), позволяющие ему выделить в толще отложений татарского яруса пять выдержанных на всей Русской платформе зон прямой и обратной намагниченности пород.

Сопоставление стратиграфических схем расчленения отложений татарского яруса показано в табл. 16.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Отложения нижнего отдела пермской системы развиты на большей части территории Среднего Поволжья. Границы их распространения показаны на рис. 49.

Нижняя граница пермской системы в Поволжье проводится по контакту пород, слагающих ассельский ярус, с образованиями верхнего карбона, обычно с толщей, содержащей фауну *Daixina sokensis* (R a u s.) и др. В большинстве районов следов перерыва на этой границе не отмечается, однако в некоторых тектонически приподнятых участках и местами в полосе выклинивания ассельских образований она сопровождается следами размыва, а также угловым несогласием. В кровле нижнепермской толщи следы размыва наблюдаются повсюду. По направлению с востока на запад на эродированную поверхность вначале кунгурских и артинских, затем сакмарских и, наконец, ассельских образований ложатся образования соликамского и шешминского горизонтов уфимского яруса, а затем казанского яруса.

Стратиграфическая полнота и мощность разрезов нижней перми нарастают к северу, востоку и югу. Мощность нижнепермских образо-

ваний на севере местами превышает 350 м, на востоке достигает 320—340 м. Особенно сильно она возрастает к юго-востоку — в северной прибортовой части Прикаспийской впадины мощность только вскрытой части кунгурского яруса (Орловка) достигает 2400 м.

Представлена нижнепермская толща в основном галогенными, в меньшей мере карбонатными, слабо фаунистически охарактеризованными образованиями. Исключение составляет лишь ассельский ярус, сложенный преимущественно доломитами, в меньшей мере известняками, содержащими в нижней половине довольно обильные органические остатки.

Обнажаются ассельские и сакмарские отложения в зонах Окско-Цнинских и Алатырских поднятий, на Самарской Луке. Ряд мелких выходов сакмарских образований имеется, кроме того, в верховьях рек Сока и Шешмы; близко к поверхности они подходят в устье р. Иж. Небольшие обнажения образований кунгурского яруса имеются по р. Ик вблизи д. Апсаламова. В остальных районах Поволжья нижнепермские отложения вскрываются лишь буровыми скважинами.

Изученность нижнепермских отложений в различных районах Поволжья далеко не одинакова. На Самарской Луке и в Приокском районе (по обнажениям), в Татарии и Куйбышевской, частью и в Саратовской областях (по разрезам скважин) изучены они достаточно хорошо. Но для характеристики нижнепермских отложений остальных районов Поволжья имеются лишь отрывочные сведения. Ограниченный по ряду районов объем фактического материала и большая доля

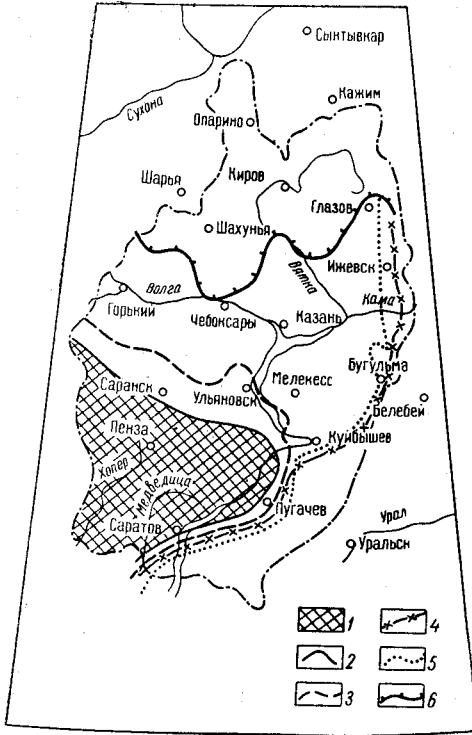


Рис. 49. Схема распространения нижнепермских отложений на территории Поволжья и Прикамья

1 — область отсутствия нижнепермских отложений. Границы распространения отложений: 2 — ассельского яруса; 3 — сакмарского яруса; 4 — артинского яруса; 5 — кунгурского яруса; 6 — нерасчлененной артинско-кунгурской толщи

в разрезе нижней перми галогенных и почти не охарактеризованных фаунистически сульфатно-доломитовых толщ часто приводят к условности принимаемых в настоящее время стратиграфических подразделений.

Ассельский ярус

Отложения яруса представлены карбонатной, преимущественно доломитовой толщей, местами с подчиненными прослоями сульфатных пород. Мощность яруса, обычно равная 60—80 м, к районам глубоких тектонических депрессий возрастает до 190 м, а по склонам Токмовского свода быстро сокращается. На границе ассельских и перекрывающих их сакмарских отложений в отдельных, преимущественно текто-

нически приподнятых участках и местами в полосе выклинивания, наблюдаются следы размыва.

Ярус подразделяется на два горизонта и три микрофаунистические зоны: нижнюю, среднюю и верхнюю. Нижний — сокольегорский горизонт объединяет зону *Schwagerina fusiformis* и *Schw. vulgaris* (нижнюю) и зону *Schw. moelleri* и *Pseudofusulina fecunda* (среднюю). Шиханский горизонт включает верхнюю зону — *Schw. sphaerica* и *Pseudofusulina firma*.

Сокольегорский горизонт мощностью обычно до 40—45 м сложен доломитами с прослоями известняков, в тектонических депрессиях — доломитами. Шиханский горизонт мощностью обычно не свыше 35 м представлен в основном доломитами, между пачками которых в областях опусканий вклиниваются сульфатные прослои.

В сокольегорском горизонте нижняя часть (10—15 м), характеризующаяся смешанным верхнекаменноугольно-ассельским комплексом фораминифер, соответствует нижней фаунистической зоне яруса; верхняя часть (как правило, не свыше 20 м), обладающая весьма характерным и выдержанным в пространстве фаунистическим комплексом — *Climacamina gigas* Sul., *Parazellia tuongthensis* (Dergr.), *Schwagerina pavlovi* Ra u s. и др., отвечает средней фаунистической зоне. Шиханскому горизонту, синхроничному верхней зоне яруса, в большинстве районов свойствен преимущественно псевдоэндотировый комплекс фауны — *Pseudoendothyra praeobrajenskyi* (Dutk.), *Ps. dagmarae* (Dutk.), *Bakewellia antiqua* Mü n s t., *B. cerathophagae* S c l o t h. и др.

К отложениям ассельского яруса приурочен ряд месторождений известняков и доломитов на Самарской Луке (Отваженское, горы Могутовой, Сызранское и др.).

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. Отложения ассельского яруса юго-восточной части Московской синеклизы могут быть охарактеризованы по разрезам опорных Опаринской и Котельничской скважин и пробуренных у южной границы синеклизы скважин у городов Балахны и Горького.

В Котельниче ярус (мощность 72,2 м) представлен толщей доломитов с гнездами гипса и ангидрита, с кремнями, в верхних 12 м с прослоями и частыми включениями сульфатных пород. В Опарино (по сопоставлению с разрезами, вскрытыми в зоне Вятских дислокаций) к ассельскому ярусу следует отнести породы интервала 1114—1195 м (рис. 50). Сокольегорский горизонт в нижней части (17 м) слагается известняками и доломитами, в верхней (29 м) — преимущественно доломитами, содержащими у кровли прослой ангидрита; шиханский горизонт (35 м) представлен доломитами с частыми прослоями ангидрита.

К району Балахны и Горького мощность яруса сильно сокращается (36,5 м в Балахнинской скв. 5; 41 м в Горьковской скважине). Ярус представлен доломитами и доломитизированными известняками с подчиненными прослоями гипса, с частыми кремнями, с кораллами и многочисленными фораминиферами, среди которых встречены *Schwagerina sphaerica* S c h e r g b. и *Schw. pavlovi* Ra u s.

В зоне Вятских дислокаций отложения ассельского яруса известны по разрезам скважин, пробуренных на различных площадях (Ронгинская, Чигиренская, Сырьянская, Шихово-Чепецкая, Советская, Вожгальская и др.). На юге мощность ассельских образований 65—75 м. Сокольегорский горизонт (35—40 м) представлен доломитами, участками с прослоями известняков, в кровле местами с прослоем гипса или ангидрита. Шиханский горизонт (30—35 м) сложен доломитами, иногда с прослоями сульфатных пород.

загипсованными, с включениями ангидрита и кремня, иногда с пустотками от фузулинид.

В Вожгалах мощность яруса 78 м. Нижние 30 м выражены известняками светло-серыми, реже коричневыми, с включениями и прослоями ангидрита, с редкими кремнями, с прослоями доломитов, почти белых, содержащих включения сульфатных пород. Верхняя часть разреза (48 м) — это доломиты светло-серые, фаунистически слабо охарактеризованные, с прослоями ангидритов. Нижние 10 м толщи относятся, видимо, к сокольегорскому горизонту.

Полный разрез яруса в районе севернее Кирова пройден скв. 11 Шихово-Чепецкой площади (см. рис. 50). Мощность его 64,5 м. Сокольегорский горизонт имеет мощность 29,5 м. Нижние 12 м толщи представлены преимущественно темно-серыми и желтовато-бурыми тонко- и мелкозернистыми, прослоями перекристаллизованными доломитами с кремнями, участками с пустотками от фузулинид. Выше залегают светло-серые доломитизированные известняки с частыми остатками фузулинид, с прослоями доломита. В кровле горизонта вскрыт слой ангидрита (2,5 м), в подошве отмечаются тонкие глинистые промазки и прослойки. Шиханский горизонт (35 м) представлен доломитами светло-серыми, реже серыми, тонкозернистыми и пелитоморфными, с гнездами гипса, с тонкими прослоями известняка, с прослоями известковистых доломитов, содержащих алевритовый кварцевый материал. В отдельных прослоях отмечаются остатки фузулинид. Количество их уменьшается кверху при одновременном увеличении гипсоносности пород.

В разрезе Глазовской опорной скважины (Верхнекамская впадина) образования ассельского яруса (102 м) представлены внизу (18 м) фузулинидовыми известняками, выше — светло-серыми и желтовато-серыми известняками с прослоями коричневатого-светло-серых известковистых доломитов, с включениями гипса, ангидрита и кремня.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. Образования ассельского яруса, кроме выходов их на поверхность в Приокском районе, вскрыты на рассматриваемой территории многочисленными скважинами. По северо-восточному и северному склонам Токмовского свода в пределах полосы, граничащей с Московской синеклизой, эти отложения можно охарактеризовать по разрезам скважин Марпосада, Сундыря и Лысково.

В районе Марпосада ярус имеет мощность порядка 50 м. Сокольегорский горизонт внизу (8 м) представлен доломитами и доломитизированными известняками со смешанным оренбургско-ассельским сообществом фузулинид. Верхняя, большая часть горизонта (около 17 м — средняя микрофаунистическая зона яруса) слагается доломитами с прослоями фузулинидовых известняков, в значительной степени доломитизированных. Вверху горизонта отмечаются *Parazellia* ex gr. *tuongthensis* (Dergr.) и частые *Schwagerina* cf. *pavlovi* Ra u s. Над пачкой с характерной фауной залегают маломощные породы без фузулинид. Шиханский горизонт (около 25 м) представлен толщей доломитов, иногда окремнелых, с желваками кремня, в верхней части иногда с прослоями гипса, с редкими фузулинидами. В низах его наблюдается сообщество *Pseudofusulina paragregaria* var. *ascedens* Ra u s. и близких к ней форм.

В Сундыре ярус (около 65 м) слагается доломитами светло- и темно-серыми, мелкозернистыми, с прослоями известняка, реже гипса. В Лысково мощность яруса 42,1 м. Сокольегорский горизонт внизу (9,3 м) представлен доломитами известковистыми, светло-серыми, мелко- и тонкозернистыми, прослоями с многочисленными пустотками

от фузулинид. Выше залегают доломиты (19,3 м) желтовато-серые, тонкозернистые, слегка глинистые, довольно плотные, огипсованные, в нижней части местами окремнелые, с остатками фузулинид. Шиханский горизонт сложен толщей доломитов, часто известковистых, светло-серых, иногда с желтоватым оттенком, сильно загипсованных, с кремнями, с псевдоэндоотировым комплексом фауны.

Ассельские образования районов Токмовского свода, расположенных юго-западнее и южнее, известны по обнажениям зоны Окско-Цнинских поднятий и по скважинам Порецкого района и Балахонихи.

В области Окско-Цнинских поднятий полная мощность яруса 40—45 м. Сокольегорский горизонт в нижней части (около 10 м) представлен в обнажениях плитчатыми окремнелыми известняками со швагеринами, псевдофузулинами и другой фауной. Верхнюю часть его (10—18,5 м) слагают белые перекристаллизованные известняки с пустотами от фузулинид, с прослоями и желваками светло-серых кремней (внизу) и известняки светло-серые, желтоватые, внизу более толстослоистые, вверху плитчатые, участками рыхлые, пористые, обычно фузулинидовые (вверху). В этой части разреза встречается *Schwagerina pavlovi* R a u s. Мощность шиханского горизонта до 22 м. Нижние 12—14 м — это доломиты и известняки белые и светло-кремовые, тонкослоистые и плитчатые, рыхлые или крепкие с кремнями. В них встречены *Pseudo-fusulina uralica* var. *parva* V e l. и *Ps. paragregaria* var. *ascendens* R a u s. Верхняя часть горизонта (6—8 м) представлена элювиальной толщей — брекчиевидными известняками с пустотами остроугольной формы, а также крепкими толстоплитчатыми окремнелыми известняками. Для верхней половины горизонта характерен обедненный псевдоэндоотировый комплекс фауны.

В Порецком районе мощность яруса до 55—58 м. Отложения его представлены доломитами тонко- и мелкозернистыми, участками окремнелыми, в верхней части с прослоями гипса. В отложениях верхней половины сокольегорского горизонта здесь обнаружены *Parazellia muongthensis* (D e r g.) subsp. *volgensis* S c h e r b. и *Schwagerina pavlovi* R a u s.

В Балахонихе мощность ассельского яруса 49,4 м. Сокольегорский горизонт (26 м) слагается доломитами светло- и желто-серыми, тонкозернистыми, плотными, крепкими, загипсованными, участками окремнелыми, с редкими фузулинидами, с единичными прослоями известняков белых с фузулинидами и криноидеями. Шиханский горизонт (23,4 м) представлен доломитами светло-серыми и серовато-белыми, известковистыми, тонко- и мелкозернистыми, с прожилками и гнездами гипса, участками окремнелыми, с редкими фузулинидами, с прослоями (до 5 м) гипсов.

По восточной окраине Токмовского свода (крайний юго-запад Татари и северо-запад Ульяновской области) размытая поверхность ассельских образований перекрыта отложениями казанского яруса. Для этой территории характерен разрез Ульяновской опорной скважины, мощность ассельского яруса в котором 47,5 м. Верхняя часть отложения сильно разрушена. Нижние 26 м разреза представлены доломитами светло- и желтовато-серыми и бурыми, прослоями известковистыми, тонкозернистыми, частью с включениями гипса и ангидрита, иногда окремнелыми, местами с остатками фузулинид. Выше пройдены доломиты светло-серые, обычно рыхлые, переходящие в доломитовую муку, с прослоями перекристаллизованных доломитизированных известняков с остатками псевдоэндоотир.

Несколько севернее (Тетюши и Большие Тарханы) мощность яруса обычно 62—65 м. Сокольегорский горизонт (35—40 м) слагается доло-

митами желтовато-серыми, обычно тонкозернистыми, в верхней части с кремнями и светло-серыми окремнелыми участками, прослоями с мас-сой пустоток от фузулинид, в нижней и реже в верхней частях с про-слоями желтовато-светло-серых известняков, обычно фузулинидовых, часто доломитизированных. В отложениях верхней части горизонта встречена *Schwagerina pavlovi* R a u s. Шиханский горизонт (27—33 м) представлен доломитами, в верхней части с прослоями (до 2—4 м) гипса и ангидрита. Более или менее богатая фауна наблюдается лишь в низах его, вышележащие слои содержат псевдоэндотировый комплекс. В верхней половине горизонта на западе, особенно в сульфатных про-слоях, появляются зеленовато-серые и красновато-коричневые алеври-то-глинистые промазки и прожилки. В подошве и кровле яруса кое-где (на Больше-Тарханской площади) отмечаются следы размыва. Следы размыва в кровле яруса наблюдаются и юго-восточнее (Чердаклинская площадь); они документируются наличием доломитового гравия, рас-сеянного в породах приграничной зоны.

Ассельские образования Мелекесской впадины можно characterизо-вать по разрезу Мелекесской опорной скважины, дополненному дан-ными ряда структурных скважин. В Мелекессе мощность яруса 72 м. В подошве отмечены следы размыва (микроконгломерат). Сокольегор-ский горизонт (38,5 м) в нижних 6 м представлен доломитами темно-коричневато-серыми, редко серыми, разнозернистыми, прослоями фузу-линидовыми, с частыми пустотками от фауны. Выше пройдено 12 м до-ломитов светло-серых, разнозернистых, прослоями глинистых, с гнез-дами гипса и ангидрита, прослоями с массой пустоток от фузулинид. Верхняя половина горизонта слагается доломитами светло-серыми, тонко- и мелкозернистыми, прослоями глинистыми, сильно огипсован-ными, с включениями гипса и ангидрита, прослоями с массой пустоток от фузулинид. Шиханский горизонт (33,5 м) представлен доломитами светло-серыми микро- и тонкозернистыми, прослоями перекристаллизо-ванными, с гнездами и прожилками гипса, в нижней части с пустот-ками от фауны, в 11 м ниже кровли с прослоем ангидрита.

Сходную характеристику имеет ярус и в других разрезах Мелекес-ской впадины. Мощность его местами достигает 78 м, несколько ниже кровли и в средней части отмечаются выдержанные прослой ангидрита и гипса (до 3—5 м). Фауна наблюдается главным образом в сокольегорском горизонте. Шиханскому горизонту (за исключением относи-тельно богатых окаменелостями выклинивающихся прослоев в его ниж-ней и средней частях) свойствен лишь псевдоэндотировый комплекс фауны.

В пределах северного купола Татарского свода мощность ассель-ских образований до 62—66 м. Сокольегорский горизонт (35—38 м) представлен доломитами желтовато-серыми, тонкозернистыми, с крем-нями, прослоями с массой пустоток от фузулинид, с отдельными про-слоями желтовато-серых, иногда фузулинидовых известняков. Шихан-ский горизонт (24—30 м) сложен доломитами тонкозернистыми, в от-дельных прослоях с остатками фауны. В подошве яруса местами отме-чаются следы размыва (доломитовый песчаник).

В зоне Елабужско-Бондюжских поднятий мощность ассельского яруса обычно не более 65 м; в подошве его местами отмечаются следы перерыва, а верхняя часть (включая и вышележащую сакмарскую толщу) в ряде участков закарстована. Литологическое строение яруса в целом аналогично строению его в области южного купола Татар-ского свода. В породах верхней половины сокольегорского горизонта встречены *Pseudofusulina fecunda* var. *suleimanovi* S c h a m. et

Scherb. и var. *mesophachys* Scham. et Scherb., а в доломитах шиханского горизонта — *Glomospira regularis* Lip.

В области южного купола Татарского свода мощность ассельских образований обычно не более 60—62 м. Сокольегорский горизонт (около 35 м) слагается доломитами и известняками. Последние в нижней части горизонта преобладают. Доломиты желтовато-серые, тонко- и мелкозернистые, часто с массой пустоток от фузулинид. Известняки желтовато-серые, часто фузулинидовые, частью тонко- и мелкозернистые, прослоями доломитизированные. Отмечаются желваки кремня. Породам верхней половины горизонта присущи светло-серые окремнелые прослои и участки. Шиханский горизонт (24—28 м) сложен доломитами желтовато-светло-серыми, тонкозернистыми, с гнездами гипса и ангидрита, с кремнями, местами с прослоями известняков. В ряде прослоев много остатков фузулинид и мелких фораминифер (*Glomospira* cf. *regularis* Lip. и др.). Верхняя часть горизонта, как и вышележащая сакмарская толща, в участках, тектонически наиболее приподнятых, закарстована.

По склонам южного купола Татарского свода и в соседней с ним Сергиевско-Абдулинской впадине мощность яруса возрастает до 70 м. Общая литологическая характеристика его горизонтов почти не меняется, но исчезают прослои известняков, в верхней части появляются прослои сульфатных пород, окраска отложений к востоку становится более темной. По западному склону Татарского свода в ряде разрезов в подошве яруса наблюдаются следы перерыва (конгломераты). По юго-восточному склону в отложениях верхней половины сокольегорского горизонта обнаружены *Climacammina* cf. *gigas* var. *oviformis* Mor. и *Schubertella* cf. *paramelonica* Sul., а в отложениях шиханского горизонта *Schwagerina* cf. *sphaerica* Scherb.

Общей особенностью строения сокольегорского горизонта области Татарского свода, его склонов, северной части Мелекесской впадины, восточного склона Токмовского свода является наличие в нем двух выдержанных, фаунистически бедных или немых доломитовых прослоев мощностью до 2—4 м. В тектонически погруженных районах они иногда замещаются сульфатными породами. Один из них — обычно светло-серый, плотный, пелитоморфный или тонкозернистый доломит — залегает в средней части сокольегорского горизонта, венчая пачку пород, соответствующую нижней зоне яруса по фузулинидам. Другой, литологически менее однообразный, часто с гнездами гипса и ангидрита, заканчивает разрез сокольегорского горизонта.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды и Бузулукская впадина. Областью классических исследований образований ассельского яруса является территория Жигулевско-Пугачевского свода. Характеристика их здесь может быть дана по обнажениям Самарской Луки и по разрезу Краснополянской опорной скважины.

На Самарской Луке нижняя половина сокольегорского горизонта (5—8 м) слагается известняками, прослоями доломитизированными, с многочисленными фузулинидами, с прослоями доломита, с кремнями, местами доломитами. В верхней части горизонта (до 10—12 м) развиты мягкие известняки с прослоями светло-серого, участками окремнелого доломита или (Присызранский район) доломиты светло-серые, рыхлые, прослоями окремнелые, с прослоями фузулинидовых известняков и кремней. Характерно присутствие *Schwagerina pavlovi* Raus. и *Pseudofusulina gregaria* var. *shustovensis* Scherb. Шиханский горизонт (нижние 7—8 м) слагается белыми, мягкими, землистыми и песчаниковидными плотными доломитами, прослоями светло-серыми, в нижней части с кремнями, с фауной *Schwagerina sphaerica* Scherb.,

Pseudofusulina paramoelleri R a u s. и др. Выше в западной части Самарской Луки развита брекчиевидная толща, состоящая из обломков белых и светло-серых, мягких, землистых, нередко кавернозных доломитов и доломитов крепких, плотных, местами перекристаллизованных, серых, светло- и желтовато-серых. В восточной части Самарской Луки горизонт вверх (больше 12 м) представлен пачкой доломитов с многочисленными гнездами и прослоями гипса и ангидрита, с псевдоэндотировым комплексом фауны.

В Красной Поляне нижние 12—15 м сокольегорского горизонта слагаются (шлам) доломитизированными известняками. Верхняя половина (12 м) представлена в низах доломитизированными, обычно фузулиновидными известняками с *Climacammina* ex gr. *gigas* S u l., *Parazellia* ex gr. *muongthensis* (D e r r.), *Schwagerina* cf. *pavlovi* R a u s., в верхней части — доломитами. Породы светло- и желтовато-серые, крепкие, загипсованные. Шиханский горизонт (около 19 м) сложен доломитами желтовато-серыми, мелко- и среднезернистыми, изредка окремнелыми, сильно загипсованными, с прослоями доломитизированных известняков. Фауна имеется почти исключительно в нижних 5—6 м. Обнаружены *Schwagerina sphaerica* S c h e r b. и *Pseudofusulina paramoelleri* R a u s. — *forma longa* и *forma intensefoldata*. Небольшими мощностями — около 60 м — характеризуется разрез ассельского яруса в пределах Оренбургского свода (Пилюгино). Представлен ярус здесь доломитами с включениями и прослоями ангидрита.

По направлению на юг, к Бузулукской впадине, мощность яруса возрастает до 80 м и более. В Ореховской опорной скважине она достигает 88,5 м. Сокольегорский горизонт (мощность 43,5 м) начинается слоем серовато-зеленого мергеля, сменяющегося вверх известняками серыми и желтовато-серыми, доломитизированными, органогенными. Нижние 11 м сложены доломитами серыми, темно- и желтовато-серыми. Встречены *Climacammina* cf. *gigas* S u l., *Pseudofusulina krotovi* (S c h e l l w.) var. *globulus* R a u s., швагерини и др. В строении шиханского горизонта (45 м) участвуют в основном доломиты желтовато-серые, тонкозернистые, пористо-кавернозные, участками ангидритизированные с псевдоэндотировым комплексом фауны. В верхней части (12 м) они неравномерно глинистые, пелитоморфные и тонкозернистые, а в подошве содержат примесь алевритовых и песчаных зерен. Глинистые доломиты, по И. А. Луньяку, следует считать базальной пачкой вышележащего сакмарского яруса.

Рязано-Саратовский прогиб. Образования ассельского яруса имеются лишь в южной (частью сливающейся с окраиной Воронежской антеклизы) части прогиба. Они известны по разрезам скважин Красноярской, Уметовской и других площадей, расположенных в северных районах Волгоградского Поволжья, на юге Саратовского правобережья и в Саратовском Заволжье, где на Перелюбской, Покровской и других площадях (Лацкова, 1962) в кровле яруса наблюдается размыв. Амплитуда его увеличивается в северо-западном направлении.

Мощность ассельского яруса по восточной окраине Рязано-Саратовского прогиба достигает 84—96 м. Слагается он доломитами, светло-окрашенными, в той или иной мере перекристаллизованными, неравномерно и сильно выщелоченными, часто трещиноватыми, обычно массивными, иногда со слабовыраженной слоистостью, участками окремнелыми, и известняками более плотными, нередко мучнистыми, обычно органогенно-обломочными. Значение доломитов в строении разрезов увеличивается (до преобладания) в направлении на восток и юго-восток, что сопровождается появлением, преимущественно в верхней части яруса, прослоев ангидрита. В наиболее полных разрезах яруса

(скв. 154 Красноярской площади) по фауне фораминифер удается выделить отложения всех его зон. На долю сокольгорского горизонта в этом разрезе приходится 38 м, на долю шиханского, содержащего тритицито-даиксиновый комплекс фузулинид, — 34 м.

В полосе выклинивания в подошве ассельского яруса наблюдаются следы перерыва, устанавливаемые по наличию мелкогалечного конгломерата или брекчиевидного известняка. Ассельские отложения (иногда характеризующиеся фузулинидами средней зоны яруса) налегают здесь трансгрессивно на глубоко размытую поверхность верхнекаменноугольных образований. Следы перерыва (брекчии) отмечаются в указанной полосе и в кровле яруса.

Сакмарский ярус

Образования сакмарского яруса развиты на значительной части описываемой территории, лишь немного уступая в этом отношении ассельским отложениям (см. рис. 49). Они представлены обычно доломитово-сульфатной толщей мощностью до 150—170 м. Лишь в полосе, тяготеющей к Предуральскому прогибу, верхняя половина яруса слагается карбонатными породами. Поверхность сакмарской толщи повсеместно размыта; в тектонически погруженных областях севера, востока и юга сакмарские отложения перекрываются кунгурскими породами. На остальной территории поверхность размыта сакмарской толщи трансгрессивно перекрыта верхнепермскими отложениями, сначала уфимскими, после их выклинивания — казанскими (рис. 51), в зонах же отсутствия верхнепермских отложений — местами мезозоем.

В наиболее полных разрезах яруса имеются отложения обоих его горизонтов — тастубского и стерлитамакского. Граница между ними условна, фаунистических данных для точной ее отбивки нет. Наиболее достоверна она лишь в области, тяготеющей к Предуральскому прогибу, где проводится в основании карбонатной толщи верхней половины сакмарского яруса, несколько выше подошвы которой начинают встречаться частые астреевидные кораллы, в том числе *Orionastraea stuckenbergi* (Ger.). На северо-западе нижняя граница стерлитамакского горизонта отбивается в основании пачки пород, содержащей один или несколько прослоев кварцевого песчаника (в 50—65 м выше кровли ассельского яруса). В пределах Саратовско-Волгоградского Поволжья, по данным В. Е. Лацковой, ей отвечает поверхность размыта (установленная путем сопоставления электрокаротажных диаграмм). В разрезах западных районов Татарии И. Н. Тихвинский на основании прослеживания в сакмарской толще ритмов осадконакопления относит к тастубскому горизонту по аналогии с более восточными районами нижнюю толщу в 50—60 м.

Верхняя граница яруса в районах развития карбонатной толщи с *Orionastraea* отбивается легко — по подошве трансгрессивно налегающих на последнюю или доломитово-сульфатных (артинских), или глинисто-карбонатных (кунгурских), или карбонатно-терригенных (уфимских) образований. Для районов же развития исключительно доломитово-сульфатных надассельских нижнепермских толщ мощностью более 150—200 м (северо-запад) разграничение сакмарских и вышележащих образований становится затруднительным. Т. В. Макарова считает, что сакмарской здесь является большая часть доломитово-сульфатной толщи мощностью 140—170 м.

Полная мощность тастубского горизонта, равная обычно 50—60 м, несколько увеличивается к районам большего погружения. Слагается горизонт преимущественно ангидритами и гипсами, но в нижней поло-

вине его (особенно на востоке и в полосе выклинивания) часто преобладают или имеют существенное значение (в наиболее восточных разрезах господствующее) карбонатные породы. Фауной охарактеризована

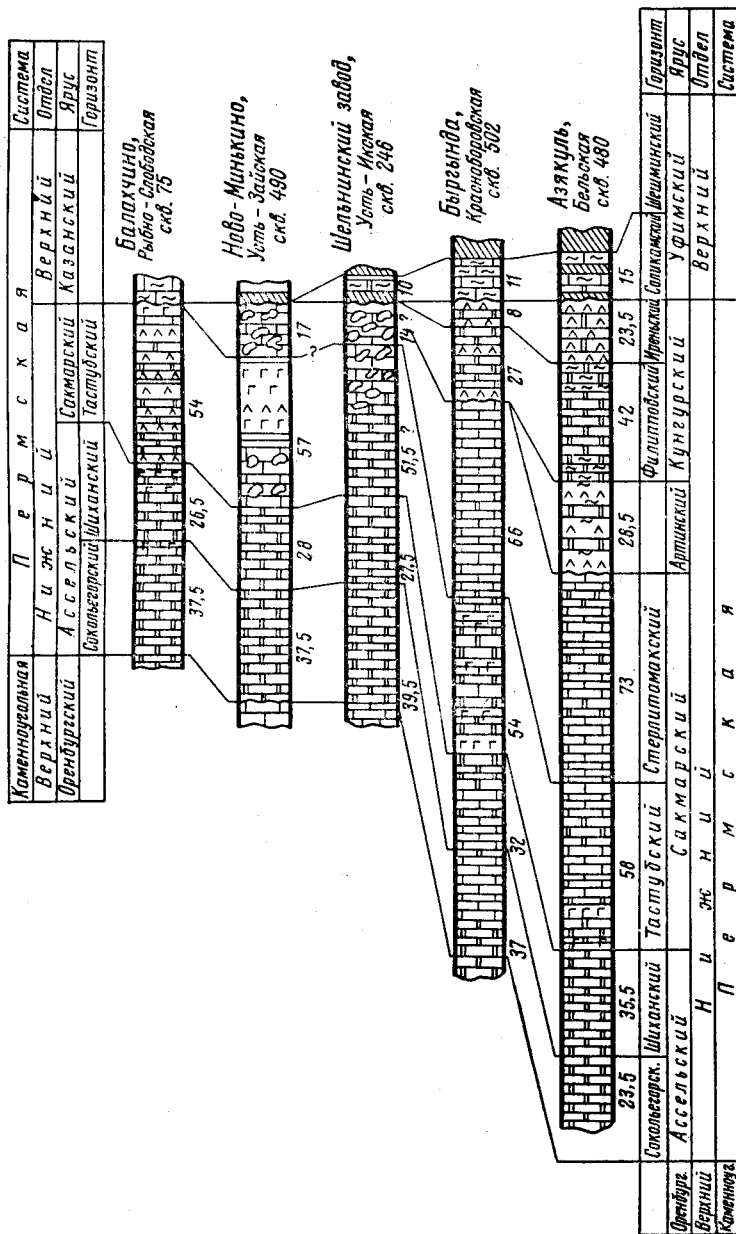


Рис. 51. Схема сопоставления разрезов нижнепермских отложений по профилю от района Рыбной Слободы к низовьям р. Белой

Условные обозначения см. на рис. 50

в основном лишь нижняя половина горизонта. В комплексе ее отмечаются фораминиферы (гломоспиры, псевдоэндоциты и др.), редкие колониальные (*Thysanophyllum*) и одиночные (*Axophyllum*) кораллы,

сирингопоры, двустворчатые (*Bakewellia*) и гастроподы (*Murchisonia*, *Stroporollus*, *Loxonema*).

Мощность стерлитамакского горизонта обычно не превышает 100 м. Он представлен доломитово-сульфатной толщей, замещающейся на востоке толщей известняков и доломитов с частыми астреевидными кораллами, в том числе *Orionastraea stuckenbergi* (Ger.).

К сакмарскому ярусу приурочены многочисленные месторождения гипса и ангидрита (Серная Гора в Куйбышевской области, Бебяевское в Горьковской области и др.). С ним связан и ряд нефтяных месторождений (Сулинское в Татарии, Борское в Куйбышевской области), а также газонефтепроявления в Саратовском Заволжье.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. Сакмарские отложения юго-восточной бортовой зоны Московской синеклизы изучены по разрезам Котельничской и Опаринской опорных скважин. Мощность тастубского горизонта в Котельниче 52,5 м, в Опарино (условно) 66,9 м. В нижней половине разреза горизонта (в Опарино нижние 26,4 м) преобладают доломиты светло-серые, тонкозернистые, слегка глинистые, прослоями (вверху) органогенно-обломочные. Верхняя половина горизонта в обоих пунктах представлена ангидритами и гипсами с прослоями доломитов. Стерлитамакский горизонт (в Котельниче 87,5 м, в Опарино 105,8 м) представлен толщей ангидритов, внизу с довольно частыми прослоями доломитов, в основании с линзами алевролита (Котельнич, глубина 660,5 м).

На юго-западной окраине синеклизы мощность яруса достигает 113 (Балахна) — 118 м (Горький). Тастубский горизонт (соответственно 61 и 42,5 м) сложен в нижней половине доломитами с прослоями гипсов, в верхней — преимущественно сульфатными породами. Стерлитамакский горизонт (Балахна — 52 м, Горький — 75,5 м) представлен ангидритами с прожилками мергелей и доломитов, с примазками пестроцветных глин, вверху с маломощными гипсами.

На территории южных районов зоны Вятских дислокаций мощность сакмарского яруса 120—140 м (тастубский горизонт 50—60 м, стерлитамакский 70—90 м). Ярус слагается ангидритами и гипсами с прослоями доломитов. Граница между горизонтами проводится по прослою кварцевого песчаника, отмечаемого не везде. Сакмарская толща местами глубоко (до 50 м) закарстована. Поверхность ее почти повсеместно перекрыта элювио-делювиальными брекчиями мощностью до 20 м, накопившимися в обстановке префумского континентального перерыва. В тастубском горизонте встречены псевдоэндоиты, *Syringopora* ex gr. *permiana* Stuck., бакевеллии, мурчисонии и другие, в стерлитамакском — псевдоэндоиты, глобивальвулины, *Amplexocarinia muralis* var. *minuta* Soshk., сирингопоры, нечаевии.

В центральных и северных районах зоны Вятских дислокаций, а также по периферии Вятской зоны на юге (Ронга и др.) мощность нижнепермской галогенной толщи увеличивается, достигая севернее Кирова 190—206 м. Возрастная принадлежность верхней ее части является дискуссионной. Некоторые литологические особенности верхов толщи (увеличение роли карбонатных пород, появление частых болютовых и глинистых тонкослоистых зеленовато-серых и красновато-коричневых прослоев) позволяют согласиться с мнением В. К. Соловьева о наличии на этой территории артинских и кунгурских образований. Подошву артинского яруса следует, очевидно, проводить по кровле маломощной пачки доломитов, выше которой доломиты почти исчезают. В таком случае к сакмарскому ярусу будет относиться толща мощностью 125—140 м.

Мощность тастубского горизонта на рассматриваемой территории обычно свыше 60 м (в Советске 66 м, севернее Кирова 70—75 м). Слагается горизонт ангидритами с промазками зеленовато-серой и красновато-коричневой глины, с прослоями светло- и коричневатого серого доломита, более мощными и частыми в нижних 40 м толщи. В этой части ее отмечаются кремни и фауна мелких моллюсков, псевдоэндопир и мелких фораминифер.

Мощность стерлитамакского горизонта севернее Кирова, видимо, около 50 м, в Ронге до 74—96 м. Слагается он ангидритами с тонкими прослоями желтовато-светло-серых, реже буровато-серых доломитов, местами с прослойками мергелей и с частыми прожилками зеленовато-серой, коричневой и красной глины.

В разрезах карбонатно-сульфатной толщи сакмарского яруса в пределах Верхнекамской впадины тастубский горизонт мощностью больше 50 м представлен серыми и коричневатого серыми, перекристаллизованными, ангидритизированными доломитами с прослоями ангидритов, количество которых увеличивается к западу; стерлитамакский горизонт слагается органогенными и органогенно-шламовыми известняками с редкими прослоями доломитов, с *Orionastraea stuckenbergi* (Ger.), *Or. brevisseptata* Dobr., *Cystophora biseptata* Dobr., с синрингопорами. К западу уменьшается глинистость пород, светлеет их окраска, появляются кремни и прослойки ангидритов. Западнее линии Глазов—Кизнер карбонатная толща горизонта замещается доломитово-сульфатной. Общая мощность яруса в Глазове 129 м.

Токмовский и Татарский своды, Мелекесская и Сергиевско-Абдулинская впадины. По северо-восточному склону Токмовского свода (Марпосад) мощность сакмарской толщи достигает 134 м. Нижние 54 м ее, очевидно, отвечают тастубскому горизонту. Разрез последнего начинается гипсами и ангидритами (30 м), переходящими выше в доломиты, и заканчивается ангидритами и гипсами (24 м) с прослоями доломитов. Стерлитамакский горизонт (до 80 м) представлен ангидритами и гипсами с редкими прослоями доломита.

Западнее (Сундырь) к тастубскому горизонту относится толща доломитов (около 50 м) с прослоями гипсов. Выше залегает галогенная толща (около 120 м), верхняя часть которой (около 30 м) должна рассматриваться, скорее всего, в качестве артинско-кунгурской.

В Лысково тастубский горизонт (37 м) представлен внизу (18 м) доломитами с прослоями и гнездами сульфатных пород, выше—в основном ангидритами и гипсами. Сульфатными породами с прослоями доломитов слагается и стерлитамакский горизонт (40 м).

Южнее, в Порецком районе, мощность сакмарской толщи в связи с предверхнепермским размывом сокращается до 77—51 м. Слагается она гипсами и ангидритами, в нижней части с довольно мощными прослоями тонкослоистых и плитчатых доломитов. В более полных разрезах яруса имеются, очевидно, отложения обоих его горизонтов. Венчается сакмарская толща брекчиевидными породами мощностью до 6,5 м.

Мощность яруса в Балахонихе 75,4 м. Очевидно, верхние слои его относятся здесь к стерлитамакскому горизонту. Ярус сложен ангидритами с прослоями (до 4 м) кремневых и розовых гипсов, по всей толще с промазками пестрой глины и тонкими прослоями доломита.

По восточному склону Токмовского свода (Тетюши, Большие Тарханы) мощность яруса до 100 м. Из них на долю сохранившихся кое-где стерлитамакских останков падает до 38 м. Литологически сакмарские доломиты, ангидриты и гипсы этой территории аналогичны соответствующим породам более восточных и северных районов. Но в низах, реже в средней части тастубского горизонта появляются зеленовато-

серые и красновато-коричневые алевроито-глинистые прожилки и прослойки. В доломитах встречены *Pseudoendothyra* cf. *praeobrajenskyi* (Dutk.), *Bakewellia antiqua* Münst., *Loxonema* cf. *fasciata* King.

Для тастубского горизонта восточной окраины Токмовского свода (запад Татарии и север Ульяновской области) характерно наличие двух-трех прослоев доломита с угнетенной фауной моллюсков, псевдоэндотир и др. Наиболее выдержан из них прослой, залегающий в 15—20 м выше подошвы горизонта.

В Мелекесской впадине мощность яруса обычно не более 40 м, участками до 78 м. Представлен он толщей ангидритов и гипсов с прослоями тонкозернистых и пелитоморфных доломитов. Мощность последних в наиболее погруженных участках уменьшается. Внизу тастубского горизонта на западе (Мелекесс) появляются прослой мергеля. Стерлитамакские образования (до 25 м) сохранились в виде отдельных останцов. Для них характерно увеличение мощности доломитов.

В области северного купола Татарского свода мощность сакмарской доломитово-сульфатной толщи, участками глубоко закарстованной, равна 30—120 м. Стерлитамакские отложения сохранились от размыва на востоке, на севере и кое-где на юго-западе. Полная мощность тастубского горизонта около 58 м (см. рис. 51). В породах нижней его части на западе появляются зеленовато-серые глинистые прослой. Разрезы яруса обычно венчаются толщей элювио-делювиальных брекчий (до 20 м), возникших в течение артинско-уфимского континентального перерыва.

Литологически однотипные, местами закарстованные сакмарские образования развиты и вдоль юго-западного склона южной вершины Татарского свода; мощность их до 82 м. Стерлитамакские отложения (до 30 м) сохранились здесь лишь участками.

По юго-восточному, восточному и северо-восточному склонам южной вершины Татарского свода и по восточному склону северной мощности яруса, как правило, не более 160 м. Тастубский горизонт (обычно не более 60—65 м) слагается голубыми и голубовато-серыми ангидритами и светло-серыми гипсами с прослоями доломитов желтовато-серых, пелитоморфных и тонкозернистых, с неровным и полураковистым изломом, с частыми гнездами гипса и ангидрита. К востоку количество и мощность доломитов увеличивается, одновременно темнеет их окраска. На крайнем востоке сульфатные породы наблюдаются только в низах и верхах горизонта. Фауна редка и угнетенна (*Schubertella* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Thysanophyllum aseptatum* Dobr., *Cystophora mono-septata* Dobr., сирингопоры, моллюски) и приурочена в основном лишь к верхам так называемой «темной пачки» (нижние 15—20 м горизонта).

Стерлитамакский горизонт (до 90 м, редко больше) представлен желтовато-серыми, прослоями буровато-серыми известняками и доломитами с частыми кремнями. Известняки тонко- и мелкозернистые, органогенно-шламовые, прослоями доломитизированные. Доломиты тонко- и мелкозернистые, прослоями пелитоморфные. Во впадинных зонах в средней части горизонта появляются прослой сульфатных пород. Наблюдается многочисленная фауна фораминифер (гломоспиры, брэдины, псевдоэндотиры и др.), сирингопор, моллюсков и др. Наиболее интересна обильная фауна астреевидных кораллов: *Orionastraea stuckenbergi* (Ger.), *Or. solida* Dobr., *Cystophora longiseptata* Dobr., *C. biseptata* Dobr., *C. mono-septata* Dobr., *C. wischeriana* (Stuck.), *Protolonsdaleiastraea gorskyi* Dobr. и др. Особенно примечательна *Orionastraea stuckenbergi* (Ger.), отмечаемая преимущественно в верхах горизонта.

В центральной полосе территории Татарского свода отложения яруса закарстованы.

В областях южного склона Татарского свода и Сергиевско-Абдулинской впадины толща сакмарского яруса (мощность на востоке до 150 м) имеет литолого-фаунистическую характеристику, весьма сходную с таковой более северных районов. Толща образований яруса, как и севернее, местами глубоко закарстована. По фораминиферам Ф. Ф. Рыбаковым для обоих горизонтов выделяются по две биостратиграфических зоны, соответствующих приуральским.

Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский погребенный своды и Бузулукская впадина. На рассматриваемой территории наиболее мощные разрезы сакмарского яруса приурочены к восточным ее областям. На западе Оренбургского свода (Пилюгино и др.) карбонатно-сульфатная толща яруса достигает мощности около 190 м. Значительными являются мощности сакмарского яруса и в пределах Бузулукской впадины. В разрезе Ореховской опорной скважины эти отложения пройдены в интервале 890—1020 м. Ярус представлен чередованием пачек (по 3—12 м) ангидритов с прослоями (до 4 м) пелитоморфных глинистых доломитов. Мощность и глинистость последних в стерлитамакском горизонте возрастает. В тастубском горизонте встречены *Glomospira duplicata* Lip. и *Gl. vulgaris* Lip.

В более южных районах впадины и по юго-восточному склону Жигулевско-Пугачевского свода ярус представлен доломитово-сульфатной «полосчатой» толщей. Мощность ее, увеличивающаяся к юго-востоку, превышает 160 м. Прослеживаются две маркирующие пачки доломитов. Одна (тонкослоистые доломиты мощностью 10 м) залегает в 15—20 м выше подошвы толщи. Вторая (тонкослоистые глинистые известняки и доломиты с углистыми прослоечками, мощностью 20—30 м) в 80—100 м выше подошвы яруса.

На Самарской Луке (восточная часть Жигулевско-Пугачевского свода) имеются лишь отложения тастубского горизонта. На востоке это доломиты (мощностью до 42 м) белые и светло-серые, частью мягкие, ноздреватые, частью довольно крепкие, с гнездами и прослоями гипса. На западе тастубская толща почти повсеместно закарстована и представлена брекчиевидными известняками и доломитами мощностью не более 8 м.

Рязано-Саратовский прогиб. На территории прогиба (Саратовское правобережье) сакмарская толща, несогласно перекрывающая ассельские образования, представлена доломитово-сульфатной толщей. Нижняя часть ее содержит фауну мелких фораминифер тастубского возраста: *Geinitzina uralica* Sul., *Globivalvulina bulloides* Wad., *Gl. aff. spiralis* Mor. и др. В верхней части фауны не наблюдается. Верхняя граница яруса условна и отбивается по подошве мощной толщи ангидритов. Мощность яруса увеличивается к юго-востоку. В полосе выклинивания сакмарских образований она не превышает 40—50 м и ярус представлен лишь тастубским горизонтом. Мощность сульфатных прослоев уменьшается к западу; в полосе выклинивания горизонт слагается известняками с редкими прослоями доломитов, содержащими значительную примесь мелкообломочного материала. Здесь появляются прослой глини, алевролитов и песчаников, а известняки и доломиты часто обладают конгломератовидной или брекчиевидной текстурой.

Артинский ярус

Отложения артинского яруса имеются лишь на севере, востоке и юге рассматриваемой территории (см. рис. 49). Границы распространения отложений яруса более или менее обоснованно проводятся лишь

по восточному склону Татарского свода: нижняя — по кровле карбонатной толщи с астреевидными кораллами, верхняя — по подошве глинисто-доломитовой филипповской толщи. К ним в ряде районов приурочены следы размыва, а часто и угловое несогласие. Ярус обычно представляет собой доломитово-сульфатную толщу, в которой к востоку и юго-востоку увеличивается примесь терригенного материала. Мощность яруса, как правило, не превышает 30—40 м. Фаунистическая характеристика его крайне скудна.

В Куйбышевской области к артинскому ярусу приурочено Долматовское месторождение нефти.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. Артинские образования по юго-восточному борту синеклизы могут быть выделены лишь условно. В Опарино это, видимо, часть доломитово-сульфатной толщи (интервал 906,3—941,2 м), в подошве которой залегает пропласток (0,4 м) палыгорскитовой глины (по В. А. Горошковой это верхи сакмарского яруса). В Котельниче к артинскому ярусу может быть отнесена часть доломитово-ангидритового комплекса (интервал 524—574 м), подошва которой залегает на 139,2 м выше кровли ассельского яруса.

Западнее (северная часть бассейна р. Ветлуги) к артинскому ярусу условно можно отнести часть доломитово-сульфатной толщи, подошва которой залегает выше кровли ассельского яруса на 125—140 м. Нижележащие образования, в средней части содержащие прослойки каменной соли, завершают здесь, видимо, сакмарский седиментационный ритм.

На севере и по периферии южной части зоны Вятских дислокаций артинскими можно условно считать образования, включаемые большинством исследователей в сакмарский ярус. Это часть доломитово-сульфатной толщи, лежащая выше кровли ассельского яруса примерно на 130—140 м. На севере рассматриваемой зоны (г. Киров) условно выделяемые артинские образования (мощность до 20—30 м) характеризуются почти полным исчезновением доломитов; в разрезе скв. 11 Шихово-Чепецкой площади эти образования (интервал 276—311 м) перекрыты толщей доломитов, прослоями глинистых, с прослоями сульфатных пород (см. рис. 50).

Отложения артинского яруса, имеющиеся на востоке Верхнекамской впадины, выклиниваются к району Глазова. Они имеют мощность несколько десятков метров и представлены ангидритами с прослоями доломитов и с примесью глинисто-алевритового материала.

Татарский, Оренбургский погребенный свода и Сергиевско-Абдулинская впадина. Образования артинского яруса протягиваются узкой полосой по восточному и юго-восточному склонам Татарского свода и быстро выклиниваются к западу. Ярус представлен трансгрессивно залегающей на стерлитамакских образованиях доломитовой толщей мощностью до 39 м, в нижней части, особенно в зоне выклинивания, со значительной примесью глинисто-алевритового материала.

Южнее, в районах Сергиевско-Абдулинской впадины и восточной части Оренбургского погребенного свода ярус мощностью (на востоке) более 40 м в полных разрезах имеет следующее строение: внизу — доломиты (15—25 м), с прослоями ангидритов, выше — доломиты и сильно сульфатизированные доломиты (16—20 м) и, наконец, темно-серые мергели и слоистые доломиты (8—15 м) с массой брахиопод (*Dyctioclostus gruenewaldti* Krot. и др.), с редкими прослоями ангидритов. На размытой поверхности артинской толщи залегают филипповские образования.

Бузулукская впадина и Рязано-Саратовский прогиб. В Бузулукской впадине мощность артинского яруса достигает 60 м. В подошве его

иногда наблюдается ангидритовая брекчия. Кровля яруса в Ореховке проводится по контакту массивных доломитов с перекрывающими тонкослоистыми глинисто-сульфатно-доломитовыми образованиями. Ярус слагается доломитами (5 м вверху и 6 м внизу), обычно глинистыми, в средней части (9 м) — ангидритами. К югу доломитовые слои постепенно выклиниваются.

На юге Рязано-Саратовского прогиба к артинскому ярусу относится верхняя часть сульфатно-карбонатного сакмаро-артинского комплекса, представленная преимущественно ангидритами. Мощность ее на востоке достигает 107 м.

Кунгурский ярус

На востоке Среднего Поволжья область развития отложений кунгурского яруса (филипповского, в меньшей мере иренского горизонтов) обычно перекрывает область распространения артинских образований. Лишь в пределах окраины Жигулевско-Пугачевского свода граница распространения кунгурских отложений по сравнению с границей распространения артинских несколько отступает к востоку. Для севера — область Московской синеклизы — надежных данных в отношении границ распространения образований артинского и кунгурского ярусов пока не существует, а поэтому граница выклинивания нерасчлененных кунгуро-артинских отложений проведена здесь условно (см. рис. 49).

Остатки фауны в кунгурских отложениях, как и в артинских, редки, но все же возрастная принадлежность тех и других (не считая данных литологии и корреляции) может быть документирована определениями довольно редких брахиопод и фораминифер; подтверждается она и спорово-пыльцевыми комплексами. Мощность кунгурского яруса в Среднем Поволжье обычно не более 100 м; на юго-востоке, в бортовой зоне Прикаспийской синеклизы, только вскрытая мощность его достигает 2400 м. В стратиграфически более полных разрезах яруса выделяются отложения филипповского и иренского горизонтов. Филипповский горизонт представлен толщей доломитов, часто глинистых, тонкослоистых и оолитовых, в которой по направлению на север, восток и юго-восток увеличивается количество сульфатных пород. Мощность горизонта обычно не более 40 м, но на юго-востоке Бузулукской впадины превышает 90 м. Иренский горизонт представлен сульфатной толщей с прослоями доломитов. Мощность ее обычно не более 50 м, но на юго-востоке Бузулукской впадины достигает 880 м.

С отложениями кунгурского яруса связан ряд нефтяных и газонефтяных отложений Куйбышевской области (Кожемякинское, Кулешовское, Мухановское, Неклюдовское, Яблоновское и др.), месторождения калийно-магнезиальных солей (Озинское в Саратовской области), каменной соли и гипса.

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций и Верхнекамская впадина. К филипповскому горизонту в разрезе Опаринской опорной скважины можно отнести толщу доломитов, прослоями глинистых, тонкослоистых, иногда оолитовых, с редкими тонкими прослоями мергелей и частыми мощными прослоями ангидритов (интервал 858,1—906,3 м), которую В. А. Горошкова рассматривает в качестве артинской. К иренскому горизонту относится глинисто-ангидритовая пачка (интервал 838,2—858,1 м). В. А. Горошкова считает ее нижней частью уфимской свиты.

Южнее (Котельнич) к отложениям филипповского горизонта следует относить толщу доломитов (интервал 486—524 м), частью оолито-

вых, в основании сильно глинистых, с прослоями ангидритов (по Л. М. Бириной, это верхняя часть кунгурского яруса), а к иренским — пачку ангидритов из интервала 482—486 м.

В северной части бассейна р. Ветлуги кунгурскими (филипповскими и иренскими) образованиями можно условно считать верхи доломитово-сульфатной толщи мощностью до нескольких десятков метров.

В зоне Вятских дислокаций наиболее четко кунгурские образования выражены на Шихово-Чепецкой площади. К филипповскому горизонту здесь можно отнести толщу в 35—40 м (скв. 11, интервал 240—276 м), сложенную преимущественно доломитами желтовато-светло-серыми, частью глинистыми, слоистыми, зеленовато-серыми, частью оолитовыми с пеллециподами, с прослоями (до 6 м) ангидритов. Условно выделяемый иренский горизонт мощностью 11—30 м (скв. 11, интервал 229—240 м) представлен ангидритами с прослоями доломитов, местами с массой красновато-коричневых и зеленовато-серых алевролитоглинистых прожилок. Толща эта с поверхности размыта, перекрывается сульфатно-карбонатно-терригенными образованиями соликамского горизонта.

В Верхнекамской впадине кунгурские образования имеют лишь восточнее меридиана Глазова. Филипповский горизонт представлен толщей доломитов, частью оолитовых, частью глинистых, в отдельных прослоях с мелкими пеллециподами, с пачками ангидрита. Мощность горизонта до 40—50 м. К иренскому горизонту относится толща гипсов и ангидритов с прослоями доломитов, мощностью на востоке до нескольких десятков метров.

Татарский, Оренбургский погребенный и Жигулевско-Пугачевский своды и Сергиевско-Абдулинская впадина. Наличие кунгурских отложений на территории восточного склона Татарского свода установлено путем последовательного послынного сопоставления разрезов этого яруса от районов классического его выражения в Пермском Приуралье через Западную Башкирию до востока Татари.

На северо-восточном склоне Татарского свода мощность кунгурского яруса достигает 103 м, на юго-восточном 115 м. Филипповский горизонт (до 50 м) на востоке согласно ложится на артинские, западнее — трансгрессивно на сакмарские образования (см. рис. 51). Представлен горизонт доломитами, частью глинистыми, тонкослоистыми (в основании горизонта), частью оолитовыми, в верхах местами пльчатými. Имеются прослойки ангидритов, гипсов, мергелей и глин. Иренский горизонт (до 70 м) местами ложится на филипповский со следами перерыва, устанавливаемого на основании присутствия брекчиевидных доломитов в верхах филипповской толщи. Представлен горизонт в полных разрезах на востоке семью чередующимися сульфатными (четыре) и доломитовыми (три) пачками. В двух нижних доломитовых пачках иногда отмечаются ядра моллюсков.

Поверхность кунгурской толщи повсеместно размыта. Амплитуда размыва увеличивается к западу. До полосы выклинивания доходят лишь слои средней части филипповского горизонта. По юго-восточному склону Татарского свода на иренскую толщу налегает плащ (до 36 м) глыбовых элювио-делювиальных брекчий. Южнее, в районе Сергиевско-Абдулинской впадины, западной части Оренбургского свода и восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода, ярус представлен лишь филипповским горизонтом мощностью на востоке до 60 м, который трансгрессивно перекрывает артинскую толщу. Слагается он преимущественно тонкослоистыми глинистыми доломитами с прослоями ангидритов и массивных оолитовых доломитов.

Бузулукская впадина и Рязано-Саратовский прогиб. В пределах Бузулукской впадины и ее бортов филипповский горизонт (на юго-востоке свыше 90 м) представлен доломитами глинистыми, слоистыми, плитчатыми, иногда оолитовыми, с прослоями (до 15 м) ангидритов. В Ореховке он слагается доломитами, в верхней половине с прослоями глин и ангидрита, а вверху (12 м) — глинами с тонкими прослоями доломитов (интервал 815—869 м). Иреньский горизонт (мощность на юго-востоке до 880 м) представлен ангидритами с прослоями гипсов и (в основном внизу) доломитов. К востоку и юго-востоку появляются все более мощные пласты каменной соли. В Ореховке (см. рис. 50) мощность горизонта 179 м (по М. И. Фадееву 139 м). Из них на долю верхней, соляной толщи приходится 100 м.

На юге Рязано-Саратовского прогиба и по окраине Воронежской антеклизы отложения кунгурского яруса с повсеместным размывом перекрывают сакмаро-артинскую, местами, возможно, и ассельскую толщи. Поскольку в пределах Саратовского правобережья разрез кунгура неполон, в качестве типичного для этой территории может быть приведен разрез Качалинской площади, находящейся в Волгоградском правобережье (снизу вверх): 1) доломитово-ангидритовые породы в нижней части с барит-целестином, в подошве с мелкогалечным конгломератом (30—40 м); 2) каменная соль с тонкими прослоями доломит-ангидрита или ангидрита (до 350 м); 3) тонкопереслаивающиеся ангидриты, доломиты и гипсы с маломощными прослоями каменной соли (около 200 м).

Севернее, западнее и юго-западнее ярус представлен, очевидно, лишь верхней толщей. В полосе выклинивания на юге, в Рязано-Саратовском прогибе (Красный Яр) к кунгуру отнесена брекчированная толща, состоящая из обломков доломитов, сцементированных гипсом, в основании со слоем, обогащенным барит-целестином.

Мощность кунгурских отложений резко возрастает на юг, в сторону северной прибортовой части Прикаспийской впадины. Здесь образования кунгурского яруса, залегающие на большой глубине, полностью не вскрыты. Куриловская скв. 17 прошла по соленосным породам иреньского горизонта около 1300 м. В Орловке, по данным Б. Я. Шарникова, вскрытая мощность соленосного кунгура достигает 2400 м.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнепермские отложения Среднего Поволжья в современных стратиграфических схемах подразделяются на уфимский, казанский и татарский ярусы. Казанские и татарские отложения широко развиты в пределах рассматриваемой территории в виде обширных полей поверхностных выходов. Сравнительно более ограниченно распространены отложения уфимского яруса, нижний горизонт которого — соликамский — вскрывается лишь иногда скважинами в восточных и северных районах Среднего Поволжья. Стратотипические разрезы татарских, казанских и шешминского горизонта уфимских отложений находятся в пределах Среднего Поволжья, соликамского горизонта — в примыкающей к рассматриваемой территории с востока Соликамской депрессии.

Уфимский ярус

Область распространения образований уфимского яруса ограничена с запада территорией нижнепермской погребенной суши. Соответственно уфимские отложения отсутствуют в пределах Токмовского свода

и прилежащих к нему окраин Московской синеклизы и Мелекесской впадины; отсутствуют они и на большей части территории Жигулевско-Пугачевского свода и Рязано-Саратовского прогиба (рис. 52).

В образованиях уфимского яруса на территории Среднего Поволжья имеются залежи гудронных песчаников (Шугуровская и др.), приуроченных к восточной окраине Мелекесской впадины и западному склону южной вершины Татарского свода. В области Сергиевско-Абдулинской впадины (Бугуруслан и смежные с ним площади) к сероцветной терригенно-карбонатной «бугурусланской свите» уфимского возраста приурочен ряд газо-нефтяных месторождений. В Пермском Прикамье, примыкающем с востока к границам рассматриваемой территории, к верхней части отложений уфимского возраста относятся медистые песчаники, бывшие объектом промышленной разработки в прошлые столетия.

Нижняя граница уфимского яруса в Поволжье определяется трансгрессивным налеганием слагающих его отложений на нижнепермские — на крайнем востоке на кунгурские, западнее на сакмарские образования. Верхняя граница проводится по трансгрессивному контакту уфимских отложений с нижеказанскими. Последние к западу от зоны выклинивания уфимского яруса переходят трансгрессивно на размытую поверхность сакмарских образований. Таким образом, уфимские отложения залегают «в клин» между двумя поверхностями размыва. Наибольшая мощность (до 180—200 м) толщи уфимского яруса отмечается вдоль восточной окраины рассматриваемой территории; в направлении на запад мощность уменьшается. Наблюдаются и локальные изменения мощностей, зависящие от неровностей рельефа поверхностей размыва, расположенных в подошве и кровле образований яруса.

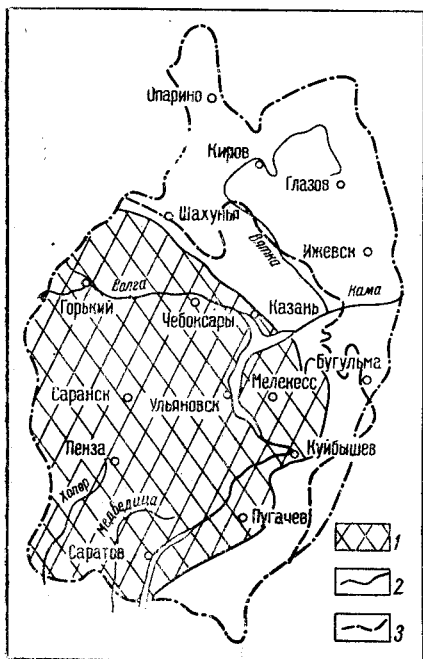


Рис. 52. Схема распространения образований уфимского яруса в Поволжье и Прикамье

1 — область отсутствия образований уфимского яруса; 2 — граница распространения шешминского горизонта; 3 — западная граница распространения соликамского горизонта

Уфимский ярус подразделяется на соликамский и шешминский горизонты; из них более распространенным является верхний, шешминский. Соликамские отложения на северо-западе территории имеют мощность, не превышающую 10—21 м, по восточной окраине — до 45 м. Стратиграфический объем имеющихся здесь разрезов соликамских отложений является неполным. В области Сарапульского Прикамья представлены лишь три пачки из пяти, выделяемых в стратотипических разрезах горизонта в Соликамской депрессии. В направлении на запад трансгрессивным налеганием шешминских красноцветов срезается сначала третья пачка, западнее нарушается целостность и нижних двух (рис. 53).

В строении соликамского горизонта на северо-востоке преобладают карбонатные и карбонатно-сульфатные породы. В направлении на за-

пад, к зоне выклинивания, приобретают большое значение зеленовато-фиолетово-серые, реже красноцветные глины, алевролиты и песчаники.

Фауна остракод в соликамских образованиях представлена в основном дарвинулами — *Darwinula abunda* Mand., *D. fainae* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *D. inornata* Bel., *D. bieriensis* Pal., *D. lubimovae* Kash., *D. parphenovi* Bel., *D. petschorica* Kash., *D. serpula* Bel., *D. trita* Pal., *D. ufimica* Bel., *D. chramovi* Gleb. и др.; встречаются синусуеллы — *Sinusuella pergraphica* Mand. и др.; сухонеллы — *Suchonella angubensis* Kash., *S. stelmarta* Kash. и др.; *Iniella* sp. (Сарапульское Прикамье).

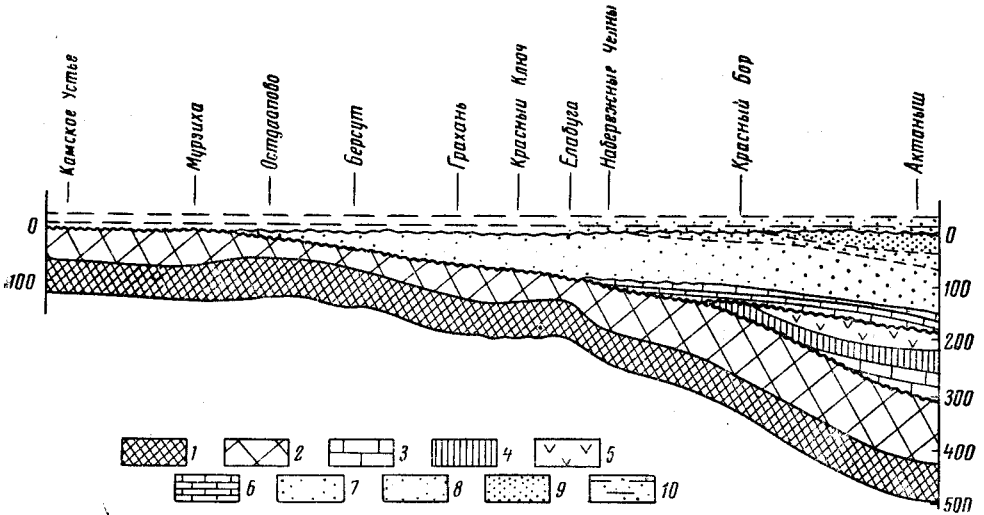


Рис. 53. Условия залегания нижнепермских, уфимских и казанских образований по профилю от Камского Устья к Актамышу (ТАССР)

1 — ассельский ярус; 2 — сакмарский ярус; 3 — артинский ярус; 4—5 — кунгурский ярус: 4 — филипповский горизонт, 5 — иренский горизонт; 6—9 — уфимский ярус: 6 — соликамский горизонт, 7—9 — шешминский горизонт, в том числе горизонты, выделяемые по фауне остракод (7 — камышенский, 8 — бураевский, 9 — чекмагушский); 10 — казанский ярус

Пелециподы представлены в основном палеанодонтами — *Palaeonodonta* cf. *obunca* Netsch., *P.* cf. *plana* Netsch., *P.* cf. *dubia* Amal. На Усть-Зайской площади, кроме *P. pseudolongissima* Khalif., встречены *Cancinella* aff. *angulata* Rogor., *Microdontella* sp.

На дневную поверхность соликамские образования выступают в районе Ижевского Устья и по р. Ику в районе Апсаямовско-Туймазинского поднятия.

Отложения шешминского горизонта имеют наибольшую мощность — до 160—170 м на крайнем востоке рассматриваемой территории. В направлении на запад мощность быстро уменьшается — сначала до 80—100 м, к низовьям р. Вятки и бассейну р. Зая до 40—60 м, еще западнее горизонт постепенно выклинивается. Шешминские образования слагают ряд обнажений вдоль р. Камы от Ижевского Устья до Елабуги, выступая также в бечевнике правого берега Камы непосредственно ниже устья Вятки. Многочисленны их обнажения в низовьях рек Ижа и Тоймы, в бассейнах рек Ика и Зая. Имеются их выходы в верховьях рек Шешмы и Сока, в долине Вятки в районе устья р. Ишлыка и против с. Отары, в области Марийских поднятий у деревень Шурги и Каменной Горы.

Сложен шешминский горизонт на востоке красноцветными терригенными, частью загипсованными, породами. На западе территории возрастает значение сульфатных пород, которые местами почти нацело вытесняют красноцветные терригенные образования.

И. Б. Палант подразделяет шешминский горизонт на три фаунстические зоны — камышенскую, бураевскую и чекмагушскую, которым может быть придано значение местных стратиграфических горизонтов. Приводится следующая их палеонтологическая характеристика. В камышенском горизонте встречаются характерные лишь для него формы: *Darwinula ovalaeformis* K a s h., *D. forschi* P a l., *D. parphenovi* B e l., *D. biriensis* P a l., *Suchonella terikegeviensis* P a l., *S. kamischinkaensis* P a l., *Darwinula urasovi* P a l. Встречены в камышенском и переходят в бураевский горизонт *Darwinula abunda* M a n d., *D. gitta* P a l., *D. angusta* M a n d., *Suchonella minima* P a l. (последняя встречается и в чекмагушском горизонте). Характерны лишь для бураевского горизонта: *Darwinula procera* M a n d., *D. pergneta* K a s h., *D. burajevoensis* P a l., *D. trita* P a l., *D. lancetiformis* K a s h., *Darwinuloides djurtjulienensis* P a l., *Sinusuella pergraphica* (M a n d.). Формы, характерные для бураевского горизонта, но переходящие и в чекмагушский: *Darwinula scolia* M a n d., *D. matroschilini* P a l., *D. martjevi* P a l., *D. meschalkini* P a l., *D. sobela* K a s h., *Suchonella stelmaria* K a s h.

На большей части рассматриваемой территории шешминский горизонт представлен лишь нижней — камышенской частью мощностью на востоке до 80—100 м. Вдоль восточного склона Татарского свода и в северной части Вятско-Камской впадины распространены и верхне-шешминские (бураевские и чекмагушские) образования общей мощностью, обычно не превышающей 60—70 м. Небольшие по мощности верхне-шешминские образования (бураевские) имеются и на востоке Куйбышевской области.

В разрезах камышенской толщи намечаются три ритма осадконакопления, нижний из которых отвечает третьей пачке нижеуфимских слоев схемы Н. Н. Форша, два верхних — четвертой (см. табл. 14).

Московская синеклиза, зона Вятских дислокаций, Верхнекамская впадина. Для юго-восточного борта Московской синеклизы типичными для уфимского яруса являются разрезы, вскрытые Опаринской и Котельничской скважинами. Мощность уфимских образований убывает в южном и западном направлениях — от 58 м в Опаринской скважине до 28,85 м в Котельничской. Убывание мощностей продолжается в зоне выклинивания уфимских образований, вдоль которой последние сложены преимущественно брекчиевидными породами.

Разрез уфимского яруса Опаринской скважины (58,2 м) расчленяется на пять пачек: глинисто-ангидритовую (5,75 м), доломитово-ангидритовую (15,05 м), глинисто-ангидритовую (13,2 м), мергельно-ангидритовую (14,2 м) и глинистую (10,0 м). Две нижние пачки относятся к соликамскому горизонту, три верхних — к шешминскому. Соликамский горизонт (20,8 м) начинается глинисто-ангидритовой брекчиевидной породой, выше в ангидрите появляются включения, прожилки и прослой доломита. В строении шешминского горизонта (37,4 м) при движении снизу вверх все большее участие (сначала в виде прожилок и примазок в толще ангидрита, а затем и в виде маломощных прослоев) принимают буровато-коричневые, красновато-бурые, реже серой окраски алевритовые глины и мергели. В кровле залегает пласт коричневатого-серого алевролита небольшой мощности.

Разрез уфимского яруса Котельничской скважины расчленяется на три пачки; он отличается от Опаринского значительно меньшим участием в его строении сульфатных пород и возросшим значением терри-

генных. Нижняя глинисто-мергельная пачка (соликамский горизонт — 10,65 м) начинается лиловато-бурым, в подошве загипсованным доломитовым мергелем с прослоями песчанистой глины. Выше наблюдается чередование гипсов и карбонатных пород. В верхней трети разреза карбонатные породы переслаиваются с загипсованными песчанистыми красноцветными глинами. В пестроокрашенной глинисто-гипсовой пачке (7,2 м), начинающей шешминский горизонт, встречаются прослой алевролита; в разрезе вышележащей глинисто-карбонатно-алевролитовой пачки (11 м) они становятся преобладающими.

В уфимских отложениях, вскрытых Котельничской скважиной, З. Д. Белоусовой и Н. П. Кашеваровой определены: *Darwinula malachovi* (Spizh.), *D. abunda* Mand., *D. parphenovi* Bel., *D. angusta* Mand., *D. lancetiformis* Kash., *D. timanica* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. sokolovia* Bel., *D. ufimica* Bel., *D. serpula* Bel. и др., зубы рыб и оогонии харовых водорослей.

Разрезы уфимского яруса зоны Вятских дислокаций характеризуются мощностями до 80—90 м на севере, убывающими до 50—40 м в центральной части зоны и резко сокращающимися, вплоть до выклинивания, на юге, в области Марийских поднятий. На севере для соликамского горизонта характерно развитие сульфатизированных глинисто-алевролитово-карбонатных пород, серых, коричневых и фиолетово-сиреневых. Шешминский горизонт, представленный в основном терригенными красноцветными отложениями, может быть подразделен на нижнюю сильно сульфатизированную алевролитоглинистую и верхнюю — песчано-алевролитово-глинистую, менее загипсованную толщи. Мощность соликамской части разреза убывает в южном направлении. Полностью выклинивается эта часть разреза в районе г. Советска. Соликамский горизонт даже в пределах одной структуры может иметь неодинаковую мощность и различный литологический состав. Так, в пределах Сырьянской площади при мощности от 8 до 32 м горизонт местами представлен ангидритами и сильно сульфатизированными алевролитами, большей же частью внизу он слагается загипсованными коричневыми алевролитами, а вверху пачкой различной мощности красновато-коричневых, зеленовато-серых и розовато-сиреневых мергелей и известняков.

Шешминский горизонт на Сырьянской площади представлен двумя толщами — нижней (34—42 м) и налегающей на нее с размывом и имеющей лишь локальное распространение верхней (от нуля до 18—22 м). Нижняя толща сложена коричневатокрасными, реже желтоватосерыми сильно сульфатизированными алевролитами с прослоями и гнездами гипса. В составе верхней толщи, начинающейся песчаниками, иногда с прослоями конгломератов, преобладают красноцветные алевролиты и песчаники, сульфатизация ограничена.

Общая мощность разреза уфимского яруса в пределах Сырьянской площади 59—88 м.

В разрезе скв. 1 Вожгальского поднятия соликамскому горизонту отвечает небольшая (8,6 м) загипсованная пачка пород, слагающаяся внизу коричневой глиной, выше серыми и розоватыми доломитизированными известняками. Нижняя толща шешминского горизонта (38,45 м) представлена гипсами, гипс-ангидрит-глинами, верхняя (21,78 м) — коричневатокрасными сульфатизированными глинами и буровато-коричневыми песчаниками.

На Чигиренской площади мощность уфимского яруса с северо-востока на юго-запад уменьшается от 70—60 до 45 м. Соликамский горизонт мощностью на востоке до 20—30 м слагается карбонатной брекчией, перекрывающейся толщей кирпично-красных глин и алевролитов,

содержащих гнезда розового и белого гипса и прослой мергелей и известняков. Вышележащие образования шешминского горизонта характеризуются переслаиванием кирпично-красных и буровато-серых, большей частью загипсованных глин, алевролитов и песчаников; вверху они иногда содержат брекчию из обломков гипса, песчаников и доломитов.

К зоне выклинивания соликамских образований (Уржумская и другие площади) мощность слагающих их терригенно-карбонатных пород снижается до нескольких метров. Основное значение в строении уфимского яруса переходит к шешминской, красноцветной терригенной части разреза мощностью до 40—50 м.

У г. Советска соликамский горизонт отсутствует. Разрез шешминского горизонта (36—56 м) в нижней части сложен преимущественно пестроцветной гипс-глиной, в основании с обломками карбонатных пород. Выше толща представлена загипсованными, внизу преобладающе глинистыми, выше песчано-глинистыми породами, окрашенными в красно-бурые и красно-фиолетовые тона.

В области Марийских поднятий (Нижне-Торьяльская, Куженерская, Шургинская площади) мощность яруса меняется от 0 до 30 м. Разрез слагается серовато- и буровато-коричневыми и коричневатокрасными алевролитами и песчаниками, красноцветными глинами и алевролитами; в нижней части разреза иногда присутствует пачка мергелей и доломитовых известняков с гнездами и прослойками гипса, возможно, относящаяся к соликамскому горизонту. К нему же, по-видимому, следует относить характерную для пограничной полосы выклинивания уфимских образований 10—12-метровую пачку сильно загипсованных глин и лежащих в их подошве доломитовых брекчий, сцементированных гипсом с незначительной примесью терригенного материала (Ронга, Русские Шои).

Палеонтологическая характеристика образований уфимского яруса зоны Вятских дислокаций является пока ограниченной. Для уфимских разрезов скв. К-7 Шихово-Чепецкой площади и скв. К-20 г. Кирова указываются: *Darwinula serpula* Bel., *D. natali* Bel., *D. ufimica* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. abunda* M a n d., *D. varsanofievae* Bel., *D. paralleleformis* Bel. и др. (В. А. Горошкова, Н. П. Кашеварова).

В сероцветной части разреза уфимского яруса скв. 25 Сунско-Нагоринской площади определена фауна пресноводных остракод: *Darwinula elegantella* Bel., *D. pseudoinornata* Bel., *D. fainae* Bel., *D. chramovi* Gleb., *D. ex gr. aff. inornata* Bel., *D. ex gr. teodorovichi* Bel. В верхах красноцветной толщи в разрезе той же скважины, по данным Т. В. Макаровой и других, встречен комплекс спор и пыльцы с господством в нем пыльцы хвойных (60%) и вельвичиевых (16%) растений и с малым (8%) значением спор.

Разрезы уфимского яруса Верхнекамской впадины характеризуются большими — до 190 м — мощностями на востоке и северо-востоке, убывающими до 65—25 м (в среднем до 50 м) на крайнем юго-западе. Отложения соликамского горизонта (мощность убывает с востока на запад от 20—15 до 3—4 м) перекрываются, часто с явными признаками размыва, значительно более мощными красноцветными образованиями шешминского горизонта.

В разрезе уфимского яруса Глазовской скважины (мощность до 159 м, по Т. В. Макаровой) соликамский горизонт представлен 17-метровой пачкой сероцветных и красноцветных пород — алевролитовых мергелей, глинистых известняков, доломитов, прослоев ангидрита и гипса. Вышележащая толща красноцветных загипсованных образований шешминского горизонта подразделяется снизу на пачки: алевролитовую (5 м), доломито-глинисто-мергельную (24,2 м), песчано-алевролитовую

(15,8 м), алевроито-мергельно-глинистую (60 м), глинистую (30,6 м). В уфимских образованиях Глазовской скважины определены *Darwinula* ex gr. *chromovi* (Gleb.), *D. fragilis* Schn., *D. abunda* Mand., *D. parphenovi* Bel., *D. lancetiformis* Kash., *D. timanica* Bel.

В направлении на запад происходит уменьшение мощностей. В скважине у д. Трехи при общей мощности уфимских образований до 108 м (соликамских до 12,3 м) отмечается общее уменьшение карбонатности разреза и увеличение роли в его строении алевролитовых и глинистых сильно загипсованных пород. Далее на запад мощность уменьшается до 90—80 м (скв. у д. Филипповки и др.).

Убывание мощностей наблюдается и к югу от Глазова. На Селтинской площади общая мощность яруса колеблется от 103 (на востоке) до 88 м (на западе). Соликамский горизонт (до 24 м) представлен тремя пачками: нижней (4 м), средней (от 0,5 до 8 м), верхней (до 12 м). Мощность меняется вследствие размыва верхних пачек перед отложением шешминских красноцветов. Нижняя пачка слагается гипсами и ангидритами, загрязненными зеленой пиритизированной глиной и содержащими линзочки глинистого известняка. Средняя пачка, сильно загипсованная, выражена чередованием голубовато-зеленых пиритизированных глин с зеленовато- и коричневатого-серыми брекчиевидными известняками; в последних значительна примесь глинисто-алевритового материала. Верхняя пачка представлена темно-коричневыми тонкослоистыми глинами, содержащими тонкие прослой коричневатого-серых тонкослоистых известняков. Для средней пачки соликамских отложений Селтинской площади З. И. Бороздиной приводятся: *Darwinula abunda* Mand., *D. biriensis* Pal., *D. parphenovi* Bel., *D. petschorica* Kash. и др.

Шешминский горизонт (до 82 м) в разрезах Селтинских скважин представлен загипсованными глинами и алевролитами; в нижней части отложений в западных скважинах появляются прослой гипса, сильно загрязненного красной глиной.

На юго-западе Верхнекамской впадины мощность уфимского яруса не превышает 50—75 м, причем мощность соликамского горизонта снижается до нескольких метров. На фоне уменьшения мощности в юго-западном направлении наблюдаются значительные ее колебания в пределах отдельных площадей. Так, на Шурминской площади (правобережье Вятки) мощность уфимских отложений изменяется от 25 до 65 м. Типовым разрезом уфимского яруса этой площади может считаться разрез, вскрытый скв. 100. Он подразделяется на три пачки (Солодухо, 1963). Нижняя пачка (3,8 м) — сиреневые, красновато-фиолетовые и красновато-коричневые сильно известковистые алевролиты с брекчией в основании. Средняя пачка (15,85 м) — красновато-коричневые глины и алевролиты с прослоями зеленовато-серых песчаников. В основании пачки тонкий прослой конгломерата из мергельной гальки. Верхняя пачка (17,75 м) — более светлые красновато-коричневые алевролиты с прослоями песчаников. Нижнюю пачку можно условно отнести к соликамскому горизонту на основании наличия поверхности размыва в кровле пачки и присутствия местами подчиненных прослоев известняков и мергелей.

Татарский свод и Мелекесская впадина. Наибольшие мощности образований уфимского яруса — до 150—200 м — характерны для восточного склона Татарского свода; к центральной части последнего они уменьшаются до 75—50 м; уменьшение мощностей, вплоть до выклинивания, продолжается и далее к западу.

Двучленное деление уфимского яруса на соликамский и шешминский горизонты характерно лишь для восточной полосы разрезов.

Соликамские образования на крайнем востоке налегают на эродированную поверхность иренской галогенной толщи, западнее — на карбонатно-сульфатные отложения сначала филипповского, а в зоне выклинивания — и стерлитамакского возраста. В подошве соликамских образований иногда прослеживается толща элювио-делювиальной брекчи.

Наиболее полные разрезы соликамского горизонта наблюдаются в Сарапульско-Красноборском Прикамье. З. И. Бороздина (1959) здесь выделяет три пачки. Нижняя пачка (7—10 м) представлена доломитами с прослоями ангидритов, реже глинистых известняков с включениями кремней. Средняя (10—15 м) сложена плитчатыми серыми и коричневато-серыми глинистыми, иногда кавернозными и окремнелыми, частью остракодовыми известняками, содержащими включения окислившейся нефти и пирита. Верхняя пачка непостоянной из-за размыва мощности (10—30 м) представлена тонкослоистыми коричневатыми глинами, реже алевролитами, с редкими тонкими прослоями коричневатосерых известняков, содержащих остатки пелеципод и остракод. Указывается на наличие в нижней пачке соликамских отложений остракод *Darwinula parphenovi* Bel., *Suchonella angubensis* Kash.; в средней пачке *Darwinula burajevoensis* Pal., *Suchonella jugomaschevoensis* Pal.; в верхней пачке *Darwinula parphenovi* Bel., *D. ufimica* Bel., *D. procera* Mand., *D. biriensis* Pal., *Sinusuella pergraphica* Mand., *Iniella* sp. и определенных Е. М. Люткевичем пелеципод *Palaeonodonta* cf. *obunca* Netsch., *P.* cf. *plana* Netsch., *P. dubica* Amal.

Для нижней части разреза соликамских образований Красноборской площади Т. В. Макаровой (1958) указывается комплекс остракод, определенных З. Д. Белоусовой: *Darwinula parphenovi* Bel., *D. ufimica* Bel., *D. trita* Pal., *D. inornata* Bel., *D. serpula* Bel. В средней, известковистой пачке соликамских образований Р. З. Ерзиной, кроме того, определены: *Darwinula natali* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. chramovi* Gleb., *D. teodorovichii* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *D.* cf. *ufimica* Bel., *D. alexandrina* Bel. В. Б. Селивановским в верхней части соликамских образований определены: *Darwinula abunda* Mand., *D. lubimovae* Kash., *D. petschorica* Kash., *Suchonella stelmarta* Kash., *Sinusuella pergraphica* Mand.

На прилежащих с запада и юго-запада к Сарапульскому Прикамью площадях северо-востока Татарии общая мощность образований соликамского горизонта уменьшается до 28—15 м, местами до 10 м. В районе Ижевского Устья они имеют естественные выходы. Нижняя сульфатно-доломитовая пачка (до 12 м) начинается брекчией, а затем сложена, кроме доломитов и гипсов, пестроокрашенными глинами. Выше лежащие образования (до 10—15 м), в основном карбонатные, отличаются от одновозрастных отложений Сарапульского Прикамья повышенным содержанием в их средней (на западе и в нижней) части прослоев зеленовато-серых и красновато-коричневых алевролитов и песчаников, пропластков глин и мергелей, реже гипсов. В подошве шешминского горизонта местами наблюдаются следы размыва, с чем, видимо, связано отсутствие в соликамском разрезе имеющейся восточнее верхней их пачки. В разрезах уменьшенной мощности отсутствует и нижняя пачка, что обусловлено трансгрессивным залеганием соликамских отложений.

Вдоль южного склона Татарского свода в разрезе соликамского горизонта (до 25 м) И. Н. Тихвинским (1959₁) выделяются три пачки: нижняя (около 5 м) — глинисто-доломитовая, средняя (8—10 м) — карбонатно-глинисто-песчаниковая и верхняя (5—8 м) — глинисто-известняковая. В направлении на запад одновременно с уменьшением мощ-

ности (за счет нижних пачек) в разрезе увеличивается значение терригенных пород.

В зоне выклинивания соликамского горизонта в северо-восточной части Татарского свода развита сульфатно-глинистая пестроокрашенная толща с линзочками коричневатого-серого известняка. Южнее, в Мелекесской впадине, гипс отсутствует и уменьшающаяся в мощности толща соликамских образований представлена пестроокрашенной с преобладанием зеленовато-серых и сиреневых оттенков глинисто-карбонатной толщей, на Усть-Зайской площади (скв. 517) охарактеризованной фауной пелеципод. А. К. Гусевым определены: *Palaeonodonta pseudo-longissima* Khalif., *Concinella* aff. *angulata* Pogor., *Microdontella* sp.

Для нижеуфимских отложений погруженной части Мелекесской впадины (Кондурчинская и Ново-Суркинская площади) Т. В. Макаровой указывается на нахождение (совместно с пелециподами) остракод *Darwinula parphenovi* Bel., *D. abunda* Mand., *D. matroschilini* Pal., *D. serpula* Bel., *D. parallelaeformis* Bel., *D. natali* Bel., *D. cf. ufimica* Bel. Вместе с тем упоминается о наличии в разрезах нижеуфимских отложений спорово-пыльцевого комплекса с преобладанием пыльцы хвойных неробристых (52%) и вельвичиевых (18—24%); последние вверх по разрезу становятся господствующими.

По восточному склону Татарского свода образования шешминского горизонта налегают с разрывом на соликамскую толщу, западнее на сакмарскую. Максимальная мощность шешминских отложений (до 180—130 м) отмечена для разрезов, расположенных в Сарапульско-Красноборском Прикамье. Западнее, в пределах Татарского свода, одновременно с уменьшением мощностей отмечаются и локальные, иногда в десятки метров, их колебания.

В области Сарапульско-Красноборского Прикамья З. И. Бороздина (1959) подразделяет разрез шешминского горизонта на две толщи. Нижняя, слабозагипсованная толща слагается песчаниками и алевролитами с прослоями коричневатого-серых глин. В строении верхней, сильнозагипсованной толщи наибольшее значение имеют песчано-алевритовые известковистые глины коричневатого-красной окраски, чередующиеся с редкими прослоями песчаников. В верхней части толщи иногда встречаются прослои серых глинистых мергелей.

Разрезы шешминского горизонта по р. Ику близ устья р. Усень подразделяются Н. Н. Форшем (1955) на три толщи. Судя по фаунистической характеристике средней из них, ее следует синхронизировать с бураевским горизонтом схемы М. Б. Паланта; нижней толще может быть придан камышенский, верхней — чекмагушский возраст.

Нижняя толща (40 м) сложена содержащими известняковые конкреции коричневатого-красными глинами, перемежающимися с линзами косослоистых песчаников; в последних встречаются пачки конгломератов из гальки глин и мергелей. Средняя толща (17 м) представлена пачкой серых тонкослоистых известковистых глин с прослоями листоватых известняков и мергелей с фауной остракод (*Darwinula parallelaeformis* Bel., *D. biriensis* Pal., *D. burajeviensis* Pal., *Suchonella stelmarta* Kash.) антракозид и эстеров. Верхним членом разреза является толща переслаивания коричневатого-красных глин и зеленовато-серых песчаников. В разрезах у г. Туймазы и с. Чекан мощность ее достигает 40—45 м; у с. Чекан в верхней части появляются конкреции гипса.

В Актанышском левобережье р. Белой нижняя (72 м) глинисто-песчаная, камышенская толща шешминского горизонта слабо загипсована. Бураевская толща (27,5 м) сложена загипсованными зеленовато- и стальными-серыми и буровато-красными глинами, содержащими прослои

песчаников, а в нижней части и мергелей. В нижней части сильно за-
гипсованных глинистых чекмагушских образований (21,5 м) залегает
7,5-метровая толща коричневатато-серого песчаника. Возросшая глини-
стость разреза и значительная загипсованность являются чертами,
сходными для шешминских образований низовьев р. Белой и Сарапуль-
ского Прикамья.

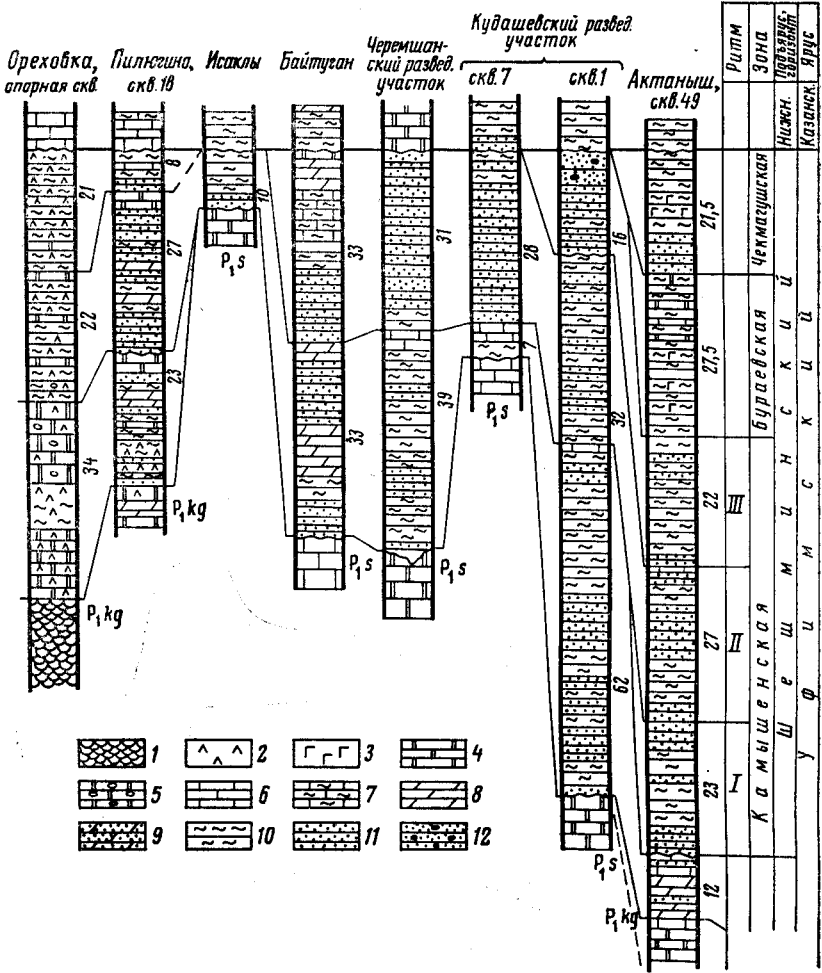


Рис. 54. Сопоставление разрезов уфимского яруса

1 — соль каменная; 2 — ангидриты; 3 — гипс; 4 — доломиты; 5 — доломиты оолитовые; 6 — известняки; 7 — известняки глинистые; 8 — мергели; 9 — мергели песчанистые; 10 — глины и аргиллиты; 11 — песчаники и алевролиты; 12 — песчаники и алевролиты с пачками конгломератов

Общей особенностью разрезов шешминского горизонта Татарского свода и окраин Мелекесской депрессии является их принадлежность лишь к нижней — камышенской толще схемы И. Б. Паланта. В наиболее полных разрезах камышенские образования представлены тремя ритмами осадконакопления (рис. 54). В центральной части Татарского свода в разрезах шешминских образований, приуроченных к сводовым частям локальных структур, вследствие предказанского размыва иногда отсутствует верхний, частью и средний ритмы. Над выступами рельефа погребенной нижнепермской суши часто отсутствует нижний ритм. Наи-

большая стратиграфическая неполнота разрезов характеризует зону выклинивания. Стратиграфически наиболее полные разрезы камышенских образований, приуроченные к депрессионным зонам и сложенные глинами с прослоями и пачками песчаников, обычно содержат прослой карбонатных пород; иногда в них отмечается загипсованность. Для разрезов камышенских образований сводовых частей структур одновременно с уменьшенными мощностями, иногда и стратиграфической неполнотой характерной чертой является наличие в них на востоке мощных пачек косослоистых песчаников, часто с линзами конгломерата из гальки глин и мергелей; иногда в нижней части разреза отмечается повышенная карбонатность.

Типичным для сводовых частей структур восточной части Татарского свода является разрез нижнешешминских образований Ижевского Устья (70—80 м), расчленяющийся на три толщи, отделенные поверхностями размыва. Нижняя толща (9—10 м) представлена переслаиванием красновато-коричневых и зеленовато-серых глин и песчаников. Средняя толща (24 м) внизу представлена косослоистым песчаником (15 м) с линзами конгломерата из гальки мергелей и песчаников, выше сложена красноцветными глинами и песчаниками, содержащими прослойки зеленовато-серых мергелей и конкреции красноватого мергеля. Верхняя толща (40—45 м) начинается также косослоистым песчаником с пачками конгломерата, а заканчивается переслаиванием красноцветных глин и песчаников; глины иногда содержат грязно-белые мергельные конкреции, местами сливающиеся в прослой мергеля.

К депрессиям преудимского рельефа в восточной части Татарского свода приурочены разрезы нижнешешминских образований, в строении которых большое значение принадлежит глинистым, иногда тонконаслоенным песчаникам; характерны для них и большие мощности нижней ритмо-пачки. В качестве типового может быть приведен разрез, вскрытый скв. 401 у д. Бетьки (106,7 м). Налгающая на размывтую поверхность соликамских образований (1,65 м) нижнекамышенская пачка (53,84 м) слагается переслаиванием глинистых, частично зеленовато-серых песчаников и красно-бурых известковистых глин с включениями конкреций серого мергеля. Красно-бурые глинистые песчаники имеют господствующее значение и в сложении средней (18,3 м) и верхней (32,86 м) ритмо-пачек.

На западном склоне Татарского свода для разрезов шешминского горизонта характерна повышенная глинистость и карбонатность; в депрессионных зонах появляется загипсованность. Типовыми могут считаться разрезы района Сокольегорского поднятия. Здесь вскрыт разрез шешминских образований (56 м), в котором для каждой из трех слагающих его песчано-глинистых толщ характерно наличие прослоев мергелей и известняков, а для глин — присутствие в них мергельно-известковистых конкреций (и галек).

В соседней депрессионной зоне района Камских Полян в скважине у с. Поповки нижняя часть шешминских образований слагается буровато-коричневыми загипсованными глинами; верхняя часть представлена красноцветными песчано-глинистыми породами.

В центральной части Татарского свода разрезы шешминского горизонта характеризуются резко меняющимися мощностями и различной стратиграфической полнотой. Так, к северу от Бугульмы на Кудашевской площади в депрессионной зоне в их строении выделяется три ритма осадконакопления — нижний (62 м), средний (32 м) и верхний (16 м); над выступом погребенного рельефа имеются лишь верхняя часть нижнего (7—8 м) и средний (28 м) ритм. Нижний ритм в депрессионной зоне сложен песчано-глинистыми породами, перекрытыми из-

вестняком; над выступом подошвенного рельефа — внизу темно-бурыми глинами с прослоями известняков, сменяющихся выше 3-метровой пачкой известняков. Средний ритм в зоне выражен песчано-глинистыми породами, над выступом — в основном песчаниками. Верхний ритм слагается песчаниками, в нижней части с прослоями глин (см. рис. 54).

Большой изменчивостью мощностей (от 20—40 до 80, иногда 130 м) характеризуется разрез шешминского горизонта на Шугуровской площади. В разрезах, приуроченных к сводовой части структуры, как правило, отсутствует верхний ритм камышенского горизонта. Хорошо представлен нижний ритм — красноцветные глины с прослоями песчаников, на западе с тонкими прослоями известняков. Средний ритм слагается кослоистыми песчаниками. К этому комплексу приурочены залежи гудронных песчаников не только в районе Шугурово — Сарабикулово, но и в ряде других пунктов, в том числе на Черемшанской площади.

Вдоль восточной окраины Мелекесской впадины, в зоне выклинивания шешминских образований, повышенные (до 20—30 м) их мощности характерны лишь для депрессий в рельефе нижнепермской суши. Шешминская толща представлена в них обычно пестроокрашенными глинами, мергелями и песчаниками, иногда со следами гипсоносности. В направлении к выступам нижнепермского рельефа шешминские отложения выклиниваются. В районе Ново-Ибрайкина при общей мощности шешминской толщи до 23 м нижняя ее часть (12 м) слагается загипсованными зеленовато-серыми песчаниками и глинами, верхняя — преимущественно битуминозными кавернозными известняками. В районе Аксубаева шешминские образования (мощность от 0 до 4,1 м) выражены зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами.

Оренбургский погребенный свод, Сергиевско-Абдулинская и Бузулукская впадины, Рязано-Саратовский прогиб. К югу от Татарского свода отложения соликамского горизонта, по данным Ф. Ф. Рыбакова, распространены лишь восточнее линии Туймазы — Султангулово — Алексеевка. Они слагаются карбонатно-глинистыми, в меньшей мере песчаными и сульфатными породами общей мощностью от 10 до 38 м. В направлении на юг, к Бузулукской впадине, возрастает роль сульфатных пород. Типовым разрезом соликамских отложений Бузулукской впадины может считаться разрез (34 м), вскрытый Ореховской опорной скважиной и имеющий, по М. И. Фадееву (1963), трехчленное строение. Нижняя пачка — доломитово-ангидритовая (12 м) сложена содержащими гнезда и пропластки ангидрита доломитами, в нижней части алевритистыми и пиритизированными. Средняя пачка (8 м) представлена ангидритами с промазками розовато-серой глины, верхняя пачка (14 м) — темно-малиновыми ангидритизированными алевритистоглинистыми доломитами.

В разрезах соликамских образований Бузулукской впадины Т. В. Макаровой (1958 г.) указываются остракоды (*Darwinula serpula* Vel., *D. parphenovi* Vel., *D. ufimica* Vel.).

Вдоль восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода соликамские отложения, постепенно уменьшаясь в мощности (вплоть до выклинивания), слагаются пестроокрашенными терригенно-сульфатными образованиями.

По юго-восточной окраине Рязано-Саратовского прогиба, по восточному склону Воронежской антеклизы и вдоль северо-западной прибортовой зоны Прикаспийской синеклизы, в области Саратовского Заволжья, соликамский горизонт отсутствует.

Образования шешминского горизонта на востоке Куйбышевского Заволжья, вдоль западных окраин Сергиевско-Абдулинской впадины и

Оренбургского свода расчленяются (Рыбаков, 1962) на две «нижние пачки» и «верхнеуфимские слои». Для нижних пачек, кроме остракод, характерных для камышенского горизонта, Ф. Ф. Рыбаковым указываются бураевские (по И. Б. Паланту) формы: *Darwinula trita* P a l., *D. scolia* M a n d.

Для верхнеуфимских слоев приводятся в основном лишь бураевские формы: *Darwinula gitta* P a l., *D. scolia* M a n d., *D. abunda* M a n d.

Нижние пачки — карбонатно-глинистая и карбонатная — содержат прослой сильно загипсованных (серых, коричневых и фиолетовых) глин, песчаников и алевролитов. Обе пачки характеризуются наличием в них относительно богатого комплекса остракод. Верхнеуфимские слои общей мощностью на востоке Куйбышевской области в несколько метров представлены зеленовато-серыми песчано-глинистыми породами с прослоями известняков и доломитов.

На территории Бузулукской впадины в разрезе Ореховской скважины шешминский горизонт (43 м) сложен внизу 2-метровой пачкой ангидритизированных темно-коричневых, прослоями зеленовато-серых глин; выше (в основании с 2-метровым прослоем микроконгломерата из глинистых и известняковых галек) залегает 26-метровая толща, в нижней части часто темно-коричневых, в верхней — коричневых и кирпично-красных глин с прослоями зеленовато-серого известняка и серого доломита, а также с гнездами ангидрита. Верхнюю пачку разреза (13 м) слагают серые алевролитистые глины с гнездами ангидрита и включениями пирита, частью переходящие в ангидрит-глину (см. рис. 54).

В направлении к Жигулевско-Пугачевскому своду в разрезах шешминского горизонта (мощность от 0 до 30 м) господствующими становятся глины и песчаники, в верхней части с прослоями известняков. К районам Ивантеевки и опорных Краснополянской и Пугачевской скважин шешминские отложения выклиниваются.

В направлении на юго-запад от Ореховки, на Благодаровской и Пестравской площадях, мощность карбонатно-сульфатных отложений шешминского горизонта уменьшается до 4—10 м. Южнее, в области Саратовского Заволжья (Перелюбская и другие площади), шешминские образования (мощностью от 0 до 45 м) констатированы лишь отдельными скважинами. Представлены толщей пестроцветных ангидритизированных глин и алевролитов с прослоями ангидритов, реже карбонатных пород.

Казанский ярус

Нижняя и верхняя границы казанского яруса являются поверхностями размыва и несогласия. Размыв и несогласие особенно ярко выражены в подошве яруса, последовательно переходящей с востока на запад с размытой поверхности уфимских отложений на разновозрастные нижнепермские. Трансгрессивное налегание татарских отложений в свою очередь обуславливает повсеместно выраженный размыв кровли казанского яруса, особенно значительный вдоль окраинных зон его распространения.

Обширные поля выходов казанских образований на дневную поверхность характеризуют в Поволжье лишь области поднятий — Татарского свода, окраин Токмовского и Жигулевско-Пугачевского сводов, центральной и южной частей зоны Вятских дислокаций. На всех остальных площадях отложения казанского яруса доступны изучению лишь по скважинам. Границы распространения образований казанского яруса в пределах рассматриваемой территории показаны на рис. 55.

Казанский ярус представлен на западе сероокрашенными морскими и лагунно-морскими карбонатными, карбонатно-сульфатными, карбонатно-терригенными и терригенно-карбонатными отложениями. На востоке они сменяются прибрежно-континентальными, в основном красноватыми образованиями белебеевской свиты (рис. 56).

Морские и лагунно-морские отложения казанского яруса расчленяются в Поволжье на нижний и верхний подъярусы, граница между которыми на большей части территории Поволжья проводится легко по подошве серии «ядренного камня» схемы М. Э. Ноинского для печищенского разреза. Труднее разграничение нижнего и верхнего подъярусов в Куйбышевско-Оренбургском Заволжье, в области развития в пограничной их зоне гидрохимической свиты, нижняя часть которой, по мнению ряда исследователей (Т. В. Макарова, Е. И. Тихвинская и др.), имеет нижнеказанский возраст.

Мощность образований казанского яруса увеличивается с запада (от 0 м) на восток и на юго-восток (до 200—225 м) к опущенным участкам Бузулукской впадины. Наибольшие мощности нижнеказанского подъяруса (до 130—150 м) наблюдаются в области восточного склона Татарского свода (Сарапульское Прикамье), верхнеказанского (до 100—120 м) — к областям развития белебеевской свиты на востоке рассматриваемой территории и гидрохимической свиты на юге.

Образования нижнеказанского подъяруса на большей части территории Поволжья формировались в обстановке моря-залива с относительно нормальным гидрохимическим режимом; верхнеказанского подъяруса — в условиях сужения границ и аномального гидрохимического режима верхнеказанского моря, вызванных изменившейся структурной обстановкой и превращением верхнеказанского моря в бассейн полузамкнутого типа.

Отложения нижнеказанского подъяруса характеризуются остатками богатой и разнообразной морской фауны, среди которой ведущая роль принадлежит брахиоподам, в том числе спириферидам. В фаунистической характеристике верхнеказанского подъяруса роль брахиопод резко снижается; в сравнительно редкой их фауне ведущая роль принадлежит продуктидам; для подъяруса в целом господствуют

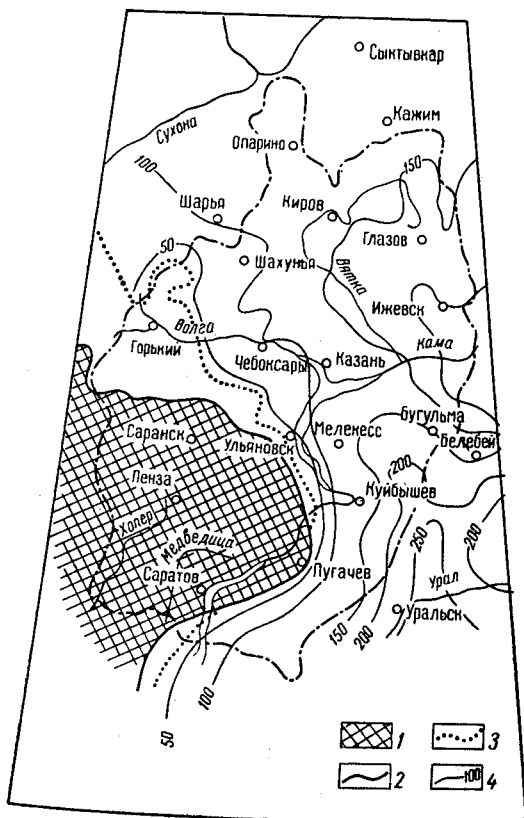


Рис. 55. Карта распространения отложений казанского яруса в Поволжье и Прикамье
1 — область отсутствия казанских отложений; 2 — западная граница распространения нижнеказанских отложений; 3 — западная граница распространения верхнеказанских отложений; 4 — линии равных мощностей

щей является эвригалиновая фауна с преобладанием в ней пелеципод, в меньшей мере гастропод.

Для нижеказанского подъяруса в целом может быть приведен следующий общий список наиболее характерных для него остатков фауны: фораминиферы — *Ammodiscus kamae* Tscherd., *Nodosaria elabugae* Tscherd.; *Geinitzina*; кораллы — *Polycocelia baytuganensis* Soshk.; пелециподы — *Parallelodon kingianum* (Vern.), *Alula kutorgana* (Vern.), *Astartella permocarbonica* (Tschern.), *Procrassarella plana* (Gol.), *Allorisma elegans* King., *Pseudomontis garforthensis* King., *Pseudobakewellia cerathophagaeformis* Noin., *Pecten (Pseudomusium) sericeus* (Vern.), *Liebea hausmanni* Goldf.; гастроподы — *Pleurotomaria penea* Vern., *Stroparollus Permianus* King.; массовые

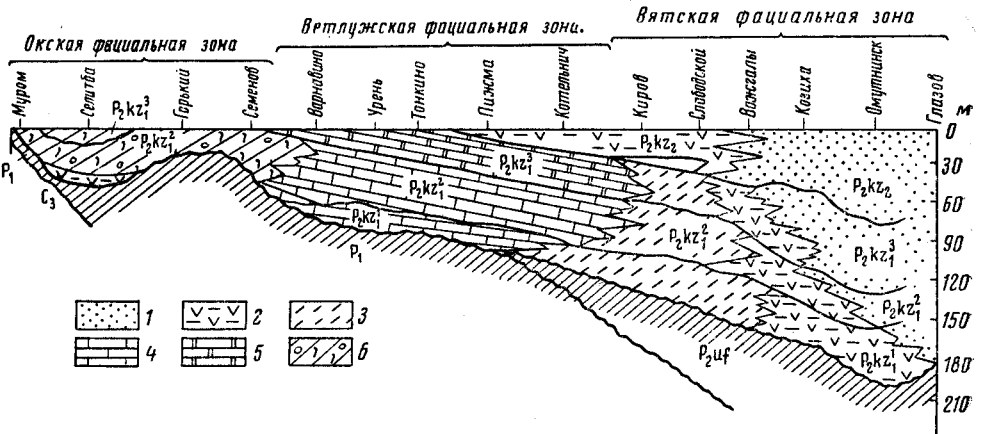


Рис. 56. Схема фациальных изменений казанских отложений с юго-запада на северо-восток (от Мурома до Глазова). По В. И. Игнатьеву, 1955 г.

1 — прибрежно-континентальные (красноцветные) фацисы; 2 — лагуно-морские (гипс-доломитовые и терригенно-гипсовые) фацисы; 3 — мелководно-морские (карбонатно-терригенные) фацисы; 4 — карбонатные фацисы нормально соленого моря; 5 — карбонатные фацисы моря повышенной солености; 6 — прибрежно-морские (рифогенно-оолитовые) фацисы

скопления мшанок; брахиоподы — *Lingula orientalis* Gol., *L. credneri* Gein., *Aulosteges gigas* (Netsch.), *A. horrescens* (Vern.), *A. wangenheimi* (Vern.), *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Stepanoviella hemisphaerium* (Kut.), *Licharewia rugulata* (Kut.), *L. stuckenbergi* (Netsch.), *L. latiareata* (Netsch.), *Permospirifer keyserlingi* (Netsch.), *Blasispirifer blasii* (Vern.), *Odontospirifer subcristatus* (Netsch.), *Reticularina multiplicata* (Sow.), *Camarophoria superstes* Vern., *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Cleiothyridina royssiana* (Keys.); остракоды — *Bairdionella kazanensis* Schn., *Amphysites tscherdynzevi* Posn., *Cavellina edmistoniae* (H. et Z.), *C. unica* Kotsch., *Moorea facilis* Schn., *Healdia reniformis* Schn., *H. postcornuta* Schn., *H. pseudosimplex* Kotsch., *H. subtriangula* Kotsch., *H. winfeldensis* Upson, *Pseudoparaparchites fumidabilis* Schn., *Fascianella notabilis* Schn., *Kirkbya ingeniosa* Schn., *Schneideria kazanica* Kotsch.; остатки насекомых; массовые скопления члеников морских лилий.

В отложениях нижеказанского подъяруса прослеживаются три ритма осадконакопления, несколько отличающихся друг от друга по фаунистической характеристике. Соответственно выделяются (местного значения) нижний, средний и верхний горизонты нижеказанских образований. Наиболее богата и разнообразна морская фауна для нижнего горизонта. Лишь в нем встречаются в обилии кораллы *Polycocelia bay-*

tuganensis S o s h k. Характерны для горизонта массовые скопления мшанок, обилие раковин лингул (лингуловый горизонт) *Stepanoviella hemisphaerium* (K ut.), *Licharewia rugulata* (K ut.), многочисленные представители родов *Cleiothyridina*, *Dielasma*. Средний горизонт характеризуется появлением в нем, кроме *Licharewia rugulata* (K ut.), иногда многочисленных *L. stuckenbergi* (Netsch.) и *L. latiareata* (Netsch.). Из продуктид ведущей становится *Canocrinella cancrini* (Vern.), местами большое значение имеют *Aulosteges wangenheimi* (Vern.); характерны каморофории, появляются большие скопления крупных пелеципод. Верхний горизонт, как правило, характеризуется обедненной морской фауной. Из спириферид, кроме *L. rugulata* (K ut.), ведущими формами становятся блазиспириферы. Характерно обилие остатков раковин *Canocrinella cancrini* (Vern.) и многочисленных *Aulosteges*. В большом количестве встречаются каморофории и ринхопоры. Возрастает значение пелеципод и гастропод.

Фаунистическая характеристика горизонтов нижнеказанского подъяруса вкрест простирания фациальных зон не является выдержанной. В направлении к окраинам водоема происходит относительно быстрое выпадение более стеногалиновых форм и обогащение состава фауны эвригалиновыми формами, в том числе крупными пелециподами. Из последних особое внимание привлекают банковые скопления *Pseudomonotis garforthensis* King., в равной мере характерные для окраинных областей развития карбонатных пачек каждого из трех ритмов (горизонтов) нижнеказанского подъяруса.

Верхнеказанский подъярус подразделяется по схеме М. Э. Ноинского на ряд «серий». Они могут быть сгруппированы в три ритма (горизонты местного значения), отделяющиеся друг от друга поверхностями размыва. К первому ритму относятся серии «ядренного» и «слоистого камня», ко второму — серии «подбоя», «серого камня» и «шиханов», к третьему — серии «опок» и «подлужника». Вышележащая «переходная» толща относится к четвертому горизонту. По ритмичности осадконакопления четыре горизонта местного значения могут быть выделены и в белебеевской свите. Установление одновозрастности их с одноименными горизонтами лагунно-морских верхнеказанских образований облегчается наличием вклинивающихся в белебеевскую свиту с запада опорных пачек морских карбонатных отложений.

Морская фауна верхнеказанского подъяруса является значительно обедненной по сравнению с нижнеказанской. Наиболее характерными являются: фораминиферы — *Lingulinopsis*, *Globivalvulina*, *Nodosaria*, *Geinitzina*; пелециподы — *Nucula trivialis* Eichw., *Leda kasanensis* (Vern.), *Schizodus rossicus* Vern., *Pseudomonotis permianus* Masl., *Pseudobakewellia ceratophagaeformis* Noin., *Netschajewia tschernyschewi* Lich., *N. elongata* (Netsch.), *Lithodomus* (?) *consobrinus* (Eichw.); гастроподы — *Murchisonia lata* Gol., *Stroparollus permianus* King., *Loxonema volgensis* Gol.; брахиоподы — *Canocrinella cancrini* (Vern.), *Aulosteges fragilis* (Netsch.), *A. wangenheimi* (Vern.), *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Dielasma elongatum* Schl.

В выклинивающихся на восток карбонатных прослоях, имеющих в белебеевской свите, иногда содержатся остатки морской эвригалиновой фауны шизодусов, псевдобакевеллий, лингул, мелких фораминифер. Одновременно в красноцветных прослоях появляются остатки солоноватоводной и пресноводной фауны остракод — *Healdionella simplex* Roundy, *Schneideria kazanica* Kotsch., *Placidea lutkevichi* (Spizjz.), *Darwinula fainae* Bel., *D. belebeica* Bel., *D. inornata* Bel., *D. irenae* Bel., *D. alexandrina* Bel., *Suchonella vinocurovi* (Bel.), *S. tichwin-*

skaja (Bel.), *S. onega* (Bel.), *Darwinuloides edmistonae* (Bel.), *D. sentjakensis* Sch ag. и др.

В полосе замещения морских побережных образований белебеевской свиты континентальными часто наблюдаются массовые скопления остатков растений, иногда встречаются остатки насекомых и кости тетрапод *Platyops stuckenbergi* Trautsch., *Deuterosaurus* и др.

К отложениям казанского яруса в Поволжье приурочены месторождения нефти и газа (Куйбышевское Заволжье), серы (Самарский район), гипса (Камское Устье, Сюкеево, Водинское и другие месторождения Куйбышевского Поволжья), бурого угля (Голышурма), разнообразных строительных материалов, в том числе битуминозных пород, известняков, цементных (Салтыковка, Шугурово) глин и мергелей и др. Имеющиеся в белебеевской свите залежи вкрапленных медных руд в прошлые столетия служили объектом промышленной эксплуатации.

Изученность стратиграфии и фаций казанского яруса для поисково-разведочных целей местами является недостаточной. Особенно это касается областей развития казанских осадков в зонах перехода от морских и лагунно-морских к континентальным.

Московская синеклиза. Образования казанского яруса распространены на всей территории бортовой зоны Московской синеклизы, входящей в пределы Среднего Поволжья. Наиболее мощными (до 127,6 м) они являются вдоль восточной окраины синеклизы — в районе г. Котельнича; к северу — к Опарино — мощность их снижается до 115,42 м. Наименьшие мощности казанских отложений (до 40—20 м и менее) отмечаются по юго-западной окраине синеклизы, в Горьковском Поволжье, и к северу от него по левобережью Волги, вдоль северной оконечности зоны Алатырско-Горьковских поднятий. Попутно с регионально выраженной закономерностью уменьшения мощностей казанского яруса от Котельнича к Опарино, к Шарье и на юго-запад к Горьковскому Поволжью происходит и нарушение стратиграфической целостности яруса. Последнее частично обусловлено трансгрессивным налеганием казанских образований на нижнепермские, но в основном является следствием налегания на размытую поверхность казанского яруса татарских отложений. Вдоль восточного борта синеклизы размыв затрагивает лишь «переходную серию». В направлении на запад и юго-запад амплитуда размыва возрастает и подошва татарских отложений переходит на все более низкие слои верхнеказанского подъяруса. В Горьковском Поволжье последний полностью выпадает из разрезов и поверхность размыва переходит на нижнеказанские образования; локально отсутствуют и последние (Балахна, Дзержинск, Горбатов и др.) и татарскими отложениями трансгрессивно перекрываются породы нижней перми. Максимальные мощности нижнеказанского подъяруса достигают 83—84 м (Котельнич), верхнеказанского до 42—44 м (Опарино, Котельнич).

Нижнеказанский подъярус имеет в пределах Московской синеклизы обычное для него трехчленное сложение. Нижний горизонт на севере имеет мощности в Опаринской скважине 8,35 м, в Котельнической — 22,35 м. В разрезе Котельнической скважины он представлен двумя ритмами осадконакопления. Первый снизу (14,15 м) слагается внизу мергельной (6,45 м), выше известняково-мергельной (7,7 м) пачками. Нижняя из них представлена темно-серыми мергелями с метровым прослоем известняка и с пропластками микроконгломерата. В породах пачки содержатся включения глауконита и пирита, встречены остатки брахиопод — *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Licharewia rugulata* (Kut.), *Canocrinella cancrini* (Verp.), *Lingula* sp. и остракод —

Bythocypris sp., *Bairdionella* sp., *Healdia* sp. Еще более богата фаунистическими остатками известняково-мергельная пачка ритма. Слагающие ее темно-серые мергели (с массовыми включениями пирита и глауконита) местами переходят в ракушечники. Переполнены остатками фауны также имеющиеся в кровле, в подошве и в средней части пачки известняки. Среди остатков фауны определены: *Cleiothyridina semiconcava* (W a g.), *Cl. pectinifera* (S o w.), *Licharewia rugulata* (K u t.), *Reticulariina* cf. *multiplicata* (S o w.), *Martinia* cf. *subradiata* S o w., *Stepanoviella* (?) *tschernyschewi* (N e t s c h.), *Dielasma* sp., *Healdia winfieldensis* U p s o n, *H. simplex* K o t s c h., *Spirillina* sp., *Cavellina* sp. и др.

Второй снизу ритм (8,0 м) нижнего горизонта представлен в Котельниче в основании пачкой (3,5 м) темно-серых глин, в средней части переходящих в мергель-ракушечник. Среди остатков фауны отмечается обилие мшанок, остракоды, фораминиферы, брахиоподы — *Cleiothyridina* cf. *semiconcava* (W a g.), *Rhynchopora geinitziana* V e r n. и др. Ритм заканчивается известняково-мергельной пачкой (4,5 м), содержащей те же остатки фораминифер и остракод, но брахиоподы встречаются в ней лишь изредка; имеются чешуйки рыб.

В Опаринской скважине нижний горизонт представлен лишь верхним ритмом — алевролито-известняковой пиритизированной пачкой (8,35 м) с *Licharewia* ex gr. *rugulata* (K u t.).

По восточной окраине Ковернинской мульды к нижнему горизонту может быть отнесена толща (до 30 м) гипсоносных доломитов, содержащих прослой бедно фаунистически охарактеризованных известняков.

Средний горизонт нижеказанского подъяруса имеет мощности в Котельнической скважине 26,25 м, в Опаринской 28,35 м, в Горьковско-Городецком Поволжье до 20 м. В Котельниче он сложен в основном хорошо фаунистически охарактеризованными известняками и подразделяется по степени их окремнения на четыре пачки. В строении горизонта участвуют известняки светло- и темно-серые, прослоями и пачками в разной степени окремненные, иногда тонкослоистые. Среди остатков фауны определены: *Lingula* sp., *Canocrinella cancriniformis* (T s c h e r n.), *Stepanoviella hemisphaerium* (K u t.), *Canocrinella* cf. *villiersi* (O r b.), *Spirillina* sp., *Bythocypris* cf. *pediformis* K n i g t., *Healdia simplex* K o t s c h., *H. winfieldensis* U p s o n, *H. reniformis* S c h n e i d., *Bairdionella* sp., *Cavellina* cf. *edmistonae* H. et Z. и др.

К району Опарино толща горизонтов становится более глинистой; ее слагают мергельно-известняковая (17,45 м) и мергельная (10,9 м) пачки. В первой из них встречена фауна брахиопод: *Stepanoviella lata* (N e t s c h.), *St. et gr. tschernyschewi* (N e t s c h.), *Licharewia* ex gr. *rugulata* (K u t.), *Canocrinella* cf. *cancrini* (V e r n.), *Cleiothyridina roysiana* (K e y s.). Мергели прослоями доломитизированы и содержат гнезда гипса; обычной является примесь углистого материала и пирита. В известняках встречены остатки фауны брахиопод, иглокожих, мшанок, остракод, криноидей, иногда фораминифер и кораллов.

В Горьковско-Городецком Поволжье средний горизонт представлен богато фаунистически охарактеризованными гастроподовыми и пеллециподовыми, в основании разрезов частично и брахиоподово-мшанковыми известняками, реже мергельями. Наиболее характерными остатками фауны являются *Pecten sericeus* V e r n., масса игл продуктид, спинные створки *Aulosteges* (строфалозий), из фораминифер *Nodosaria elabugae* T s c h e r d.; спириферы единичны. Севернее, в прогнутых частях Ковернинской мульды (с. Ивановское), толща горизонта сложена доломитами, участками загипсованными, содержащими бедную фауну пеллеципод, брахиопод и членики криноидей.

Верхний горизонт в Московской синеклизе представлен в основном известняками. Наибольшая мощность его на востоке (Опарино 36,3 м; Котельнич 32,1 м), постепенно, вследствие размыва, она уменьшается, а на юго-западе горизонт выклинивается. На северо-востоке, в Опарино, горизонт подразделяется на две пачки (снизу): известняковую с многочисленной фауной (28,72 м) и известняковую со следами окремнения (7,58 м). В строении нижней из них участвуют органогенно-обломочные известняки с остатками брахиопод — *Stepanoviella tschernyschewi* (Netsch.), *Canocrinella cancrini* (Vern.) и др., фораминифер, члеников криноидей, мшанок, остракод, с углистыми остатками и пиритом; в подошвенной части пачки иногда наблюдается слабое окремнение. Более сильным оно является в верхней пачке, для которой характерна значительная перекристаллизация, в том числе и остатков фауны, полости раковин которой часто бывают заполнены глауконитом.

Верхний горизонт нижеказанских образований разреза Котельничской скважины (32,1 м) слагается серыми пелитоморфными известняками, в нижней, иногда и в средней части глинистыми, толстонослоенными; они содержат прослой и пачки тонкослоистых известняков с волнистыми поверхностями наслоения. В известняках нижней и средней части толщи горизонта встречаются округлые в сечении, продолговатые (до 5—10 см) включения мелкокристаллического серого известняка. Среди остатков фауны, кроме фораминифер и остракод (*Bairdionella* sp., *Healdia simplex* Kotsch., *H. winfieldensis* Upton и др.), встречены брахиоподы — *Canocrinella cancriniformis* (Tschern.), *C. dieneri* (Netsch.), *Cleiothyridina* cf. *pectinifera* (Sow.), *Camarophoria* ex gr. *superstes* Vern. и др.

В структурно-приподнятой зоне Горьковско-Городецкого Поволжья верхний горизонт нижеказанских образований из-за размыва обычно отсутствует. Но в прогнутых частях Ковернинской мульды он местами (с. Ивановское) представлен (17,5 м) известняками глинистыми, кавернозными и окремненными с прослоями загипсованного доломита. Среди остатков фауны встречены: *Productus* sp., *Licharewia rugulata* (Kut.), *Odontospirifer* cf. *subcristatus* (Netsch.), *Dielasma* sp., *Aviculopecten* sp.

Верхнеказанский подъярус представлен всеми сериями стратотипического Печищенского разреза лишь местами вдоль восточной окраины Московской синеклизы (Котельнич) и изредка вдоль южной. На севере (Опарино) отсутствует «переходная серия». На юго-запад, к Городецко-Горьковскому Поволжью, размыв затрагивает и нижележащие серии вплоть до кровли нижеказанских отложений.

В котельничском разрезе четко прослеживаются в верхнеказанских образованиях три ритма осадконакопления, верхний из которых перекрывается «переходной серией». Первый снизу ритм (7,7 м) представлен доломитами с включениями гипса, в средней и нижней части тонкополосчатыми, с тонкими прослоями черной глины. Второй ритм (7,5 м) начинается зеленовато-серыми мергелями с массовыми включениями гипса и ангидрита и заканчивается ангидрито-доломитовой пачкой. Третий ритм слагается внизу ангидритом (9,9 м), в основании с прожилками глины, выше коричневыми алевролитовыми мергелями (4,2 м) с желваками гипса и заканчивается пачкой (3 м) доломитовых голубовато-серых плитчатых известняков с гнездами гипса. «Переходная» серия сложена окрашенными в красно-бурые и желтовато-красные тона глинисто-алевролитовыми породами (9,35 м), выше (2,65 м) алевролитовыми глинами в кровле и в подошве с прослоями серого доломита. В нижней части глинисто-доломитовой пачки содержатся остатки морской фауны (*Productus* sp., *Cavellina* sp.).

В Опаринской скважине нижний ритм верхнеказанских отложений представлен известняковой пачкой (10,72 м) с прослойками черной глины, с редкими гнездами гипса. Второй ритм складывается мергельно-доломитовой толщей (11,36 м), третий — внизу пачкой (10,8 м) огипсованных ангидритов с прожилками доломита, выше темноокрашенной загипсованной глинисто-мергельной толщей (9,8 м), верхняя часть которой, возможно, отвечает низам сильно размытой «переходной серии».

Зона Вятских дислокаций. Отложения казанского яруса зоны Вятских дислокаций (изученные рядом геологов — Б. В. Селивановским, В. И. Игнатьевым, М. Г. Солодухо и другими) на севере вскрыты лишь скважинами, южнее, начиная от района Нолинска и Кукарской Луки, известны и в ряде естественных выходов. Наиболее мощными (до 125—155 м) являются разрезы яруса на севере, в районе между устьем р. Чепцы и с. Сырьяны. В области Кукарской Луки и южнее их мощность обычно не превышает 120—130 м, к сводам локальных поднятий она уменьшается до 90—100 м. Казанские образования лежат с размывом на уфимских породах, а на юге местами на нижнепермских. В целом разрезы казанского яруса зоны Вятских дислокаций характеризуются значительной стратиграфической полнотой. Размыв в их кровле обычно затрагивает в той или иной мере лишь «переходную серию».

Нижнеказанский подъярус имеет трехчленное строение. Стратиграфически наиболее полным может считаться разрез в районе между с. Сырьяны и устьем р. Чепцы, где первый снизу горизонт подъяруса состоит из двух ритмов осадконакопления, нижний из которых отсутствует в разрезах подъяруса в центральной (Кукарская Лука) и южной (Марийские поднятия) областях. Наибольшая мощность нижнеказанских образований отмечается для северных разрезов. Здесь они достигают 90—115 м, в то время как южнее, в среднем течении р. Вятки (Кукарская Лука), всего до 60—85 м, еще южнее (в области Марийских поднятий) — 50—70 м. В каждой из названных областей нарастание мощностей происходит в направлении с запада на восток с одновременной сменой карбонатных осадков терригенными. Наряду с этой общей закономерностью наблюдаются иногда резкие колебания мощности, зависящие от локальных условий, в частности от различной амплитуды внутрiformационных размывов.

Нижний горизонт подъяруса имеет максимальные мощности (до 55 м) в разрезах, приуроченных к северным площадям; начинающий его здесь нижний ритм осадконакопления имеет мощность до 35 м, верхний до 20 м. В центральной части зоны Вятских дислокаций (Кукарская Лука) мощность нижнего горизонта подъяруса, слагающегося лишь одним верхним ритмом осадконакопления, обычно не превышает 17 м, на юге зоны, в области Марийских поднятий, 13 м.

Характерными для нижнего горизонта являются частые включения глауконита в слагающих его породах (особенно в известняках). Фаунистические остатки обычно многочисленны и разнообразны. Встречаются членики криноидей, обрывки мшанок, отпечатки брахиопод (особенно продуктид, меньше спириферид), иногда пелеципод и гастропод, и одиночные кораллы; последние отмечены в вышележащих слоях крайне редко. Первый снизу ритм осадконакопления нижнего горизонта, прослеживающийся лишь в северных разрезах, начинается базальными конгломератами и песчаниками; выше следуют терригенные породы, в верхней части содержащие пачки глауконитовых, иногда огипсованных и слегка окремнелых известняков с фауной брахиопод и криноидей. Среди терригенных пород на западе преобладают глины, на востоке — алевролиты и песчаники. Отложения ритма на западе очень богаты фауной. Имеются брахиоподы (*Stepanoviella*, *Aulosteges*, *Permospiri-*

fer, *Licharewia*, *Blasispirifer*, *Chonetes*, *Cleiothyridina*, *Dielasma*, *Camarophoria*), пелециподы (*Nucula*, *Schizodus*, *Pseudomonotis*, *Aviculopecten*), гастроподы (*Worthenia*), мшанки. На востоке отмечается обеднение видового состава брахиопод, массовое появление лингул, преобладание в фауне пелеципод.

Второй ритм нижнего горизонта начинается в северных разрезах зеленовато-серыми косонаслоенными песчаниками и алевролитами с обугленными растительными остатками на западе, с фауной криноидей, изредка брахиопод. Заканчивается ритм глауконитовыми известняками, переполненными остатками фауны брахиопод, мшанок и криноидей. В восточных разрезах известняки частично замещаются гипсоносными доломитами с фауной пелеципод [*Pecten sericeus* (Vern.) и др.], появляются прослой темно-серых глин с растительными остатками. На крайнем северо-востоке (д. Бесы) нижний горизонт заканчивается пачкой глинистых доломитов без глауконита, с фауной редких брахиопод, пелеципод и гастропод, с отпечатками палеофикусов; доломиты содержат прослой темно-коричневых и красноватых глин с растительными остатками.

В центральной части зоны Вятских дислокаций (низовья р. Немды и Кукарская Лука) нижний горизонт подъяруса (мощность от 6—8 до 17 м) представлен лишь образованиями верхнего ритма осадконакопления, налегающими трансгрессивно на красноцветные отложения уфимского яруса. В основании ритма залегают песчаники (до 2 м), иногда переходящие в серые глины; выше ритм сложен мергелями и содержащими включения глауконита криноидными и мшанково-брахиоподовыми известняками с фауной пелеципод и одиночных кораллов.

На юге зоны Вятских дислокаций мощность нижнего горизонта подъяруса в западных разрезах (Ронгинская скв. 6 и др.) до 12—13 м, в восточных (Шургинская скв. 9 и др.) — до 11 м. В западных разрезах в основании горизонта над базальными песчаниками (1,3 м) лежит пачка (2,75 м) зеленовато-серых лингуловых алевролитов; выше горизонт представлен переслаиванием (8,30 м) темно-серых глин, глинистых мергелей и органогенно-обломочных, частью глауконитовых известняков с остатками внизу лингул и одиночных кораллов, выше — брахиопод, мшанок и члеников криноидей. В восточных разрезах (Шурга и др.) преобладают серые глины и алевролиты; базальным является прослой (0,5 м) глауконитового известняка. Горизонт в целом характеризуется обильными остатками мшанок, члеников криноидей и брахиопод.

Вдоль восточного склона зоны Вятских дислокаций (в полосе Вожгалы — Чигирень — Уржум) нижний горизонт (20—30 м) выражен в основном сероцветными глинами и песчаниками, местами с прослоями брекчиевидных доломитов и известняков с брахиоподами, мшанками и криноидеями.

Мощность отложений среднего горизонта нижнеказанского подъяруса достигает максимально 25—36 м. Фаунистическая характеристика его отличается уменьшением значения остатков криноидей, увеличением количества и разнообразия мшанок (особенно фенестеллид). Среди брахиопод многочисленны продуктиды, в том числе из группы *Stepanoviella hemisphaerium* (Kut.) и спириферы (достигающие максимального своего развития).

Для горизонта в целом характерно четко выраженное ритмическое сложение внизу терригенными породами, в верхней части карбонатно-глинистыми. Нижняя пачка ритма на севере представлена (от 2 до 15 м) зеленовато-серыми алевролитами и косонаслоенными песчаниками с гипс-карбонатным цементом. Кроме обугленных растительных

остатков, в них содержится большое количество перебитых раковин брахиопод (*Aulosteges*, *Licharewia*, *Odontospirifer*, *Cleiothyridina*, *Dielasma*, *Camarophoria*) и пелеципод (*Pseudomonotis*, *Liebea*, *Netschajewia*), члеников криноидей, остатков мшанок.

В центральной части зоны Вятских дислокаций средний горизонт начинается пачкой песчано-глинистых пород, содержащих остатки растений, обедненную фауну брахиопод и пелеципод и зубы ганоидных рыб. Она хорошо представлена (мощность от 5—14 до 18—22 м) в восточных разрезах (Кукарская Лука); на запад, к низовьям р. Немды, пачка выклинивается.

Сложное строение имеет нижняя терригенная пачка среднего горизонта на юге зоны Вятских дислокаций, в области Марийских поднятий. В западных разрезах (Ронга) она слагается темно-серыми мергелями (12 м) без фауны, в нижней трети с прослоем слабо фаунистически охарактеризованного (сетчатые мшанки, *Dielasma* sp.) известняка.

В районе д. Шурги пачка (17 м) сложена в основном песчаниками, иногда красноокрашенными, содержащими фауну брахиопод и членики криноидей. Верхняя карбонатная толща ритма в этом разрезе отсутствует. Появляется она в разрезе среднего горизонта лишь западнее, достигая к району Ронги (скв. 6) 14,95 м. Здесь она выражена (снизу) пачкой (6,15 м) брахиоподовых известняков (внизу частью глинистых), прослоем (0,45 м) глауконитового известняка (с фауной сетчатых мшанок, члеников криноидей и единичных брахиопод) и толщей (8,35 м) мшанковых известняков с прослоями мергелей и глинистых известняков.

В центральной части зоны Вятских дислокаций, в районе Кукарской Луки, мощность верхней карбонатно-глинистой пачки среднего горизонта увеличивается до 14 м. В направлении на запад, к низовьям р. Немды, где пачка налегает непосредственно на размытую поверхность образований нижнего горизонта, мощность ее сокращается до 8,0 м. В строении пачки на Кукарской Луке участвуют серые глины, мшанково-брахиоподовые известняки и мергели. В низовьях р. Немды, кроме перечисленных пород, в этой пачке развиты и доломиты; среди остатков фауны встречаются пелециподы и одиночные кораллы.

На севере зоны Вятских дислокаций верхняя карбонатно-глинистая пачка среднего горизонта изменяется в мощности в тех же пределах — от 7 до 13 м. Ее слагают серые известняки и доломиты, переслаивающиеся с темно-серыми глинами, содержащими обугленные остатки растений и сгустки пирита. Среди остатков фауны преобладают пелециподы (*Leda*, *Pseudomonotis*, *Pecten*) и гастроподы (*Loxonema*, *Stroparollus*); меньшее значение имеют брахиоподы (*Aulosteges*, *Licharewia*, *Odontospirifer*, *Lingula*), мшанки, криноидеи, чешуйки ганоидных рыб. Обильны растительные остатки. В спорово-пыльцевом комплексе определены: *Ginkgoaceae*, *Coniferae*, *Welwischia*, *Trachytriletes*, *Stenozonotriletes*, *Leiotriletes*.

На северо-востоке (д. Бесы) глинистые породы, участвующие в сложении пачки, принимают красновато-коричневую окраску; среди карбонатных пород преобладают глинистые доломиты с фауной лингул.

Южнее, вдоль восточного склона зоны Вятских дислокаций, средний горизонт представлен в основном сероцветными глинами с прослоями песчаников.

Верхний горизонт в зоне Вятских дислокаций имеет мощность до 35—42 м. В фаунистической характеристике его отмечается значительное сокращение остатков стеногалинной фауны (брахиопод, мшанок) и увеличение роли моллюсков, особенно пелеципод. На севере зоны раз-

рез горизонта начинается залегающей с размывом на подстилающих образованиях на западе сероцветной, на востоке преобладающе красноцветной песчано-глинистой пачкой мощностью от 9 до 27 м; заканчивается разрез доломитово-известняковой пачкой мощностью от 8 до 30 м. Доломитам (иногда с гнездами гипса) и известнякам подчинены прослой мергелей, глин и песчаников. Доломитово-известняковая пачка характеризуется большим количеством остатков фауны брахиопод (*Canocrinella*, *Licharewia*, *Blasispirifer*, *Reticulariina*, *Dielasma*, *Rhynchopora* и др.), пелеципод (*Parallelodon*, *Schizodus*, *Pseudomonotis*, *Aviculopecten*, *Pecten*), криноидей и банковых скоплений мшанок; на крайнем северо-востоке (д. Бесы) появляется обилие лингул.

В центральной части зоны Вятских дислокаций верхний горизонт начинается налегающими с размывом на подстилающие образования косослоистыми песчаниками, мощность которых на Кукарской Луке изменяется от 5—6 до 20 м, в низовьях р. Немды до 10 м. Кроме углистых остатков, в песчаниках встречаются остатки мшанок, члеников криноидей, пелеципод (*Procrassatella*, *Astartella*), немногочисленных брахиопод (*Canocrinella*). Над песчаниками залегает пачка (до 7—10 м) отрицательно-оолитовых, частью окремнелых известняков с фауной фораминифер, члеников криноидей, ветвистых мшанок, брахиопод, пелеципод, гастропод. Заканчивается разрез верхнего горизонта разнообразно фаунистически охарактеризованной пачкой (мощностью от 8—10 до 15—22 м) известняков, обычно рифовых, брахиоподово-мшанковых, водорослевых, криноидных, местами замещающихся слоистыми известняками, мергелями и глинами; на востоке в пачку вклиниваются прослой зеленовато-серых песчаников с включениями розового гипса.

Своеобразным является строение верхнего горизонта нижнеказанского подъяруса на юге зоны Вятских дислокаций. В восточных разрезах (Шургинская скв. 9) бо́льшая (до 26 м) нижняя часть горизонта сложена песчаниками; фаунистически охарактеризованной является лишь верхняя часть разреза, представленная внизу мергелями (8,5 м) с брахиоподами и криноидеями, выше — окремнелыми известняками (2,5 м) с пелециподами.

В направлении на запад происходит резкое изменение фациального состава горизонта. В пределах Ронгинской площади (скв. 6) лишь в основании разреза имеется пачка (2,4 м) терригенных пород — темно-серых мергелей с остракодами. Выше вся остальная толща (24,7 м) складывается известняками, внизу темно-серыми глинистыми (4,9 м) средкими брахиоподами (*Dielasma*), выше серыми известняками (8,8 м) с пропластками мергелей, содержащих мелкорослую фауну преимущественно пелеципод, еще выше известняками (9,2 м) органогенно-шламовыми и оолитовыми, частично окремнелыми, с фауной мелких пелеципод и редких брахиопод.

Вдоль восточного склона зоны Вятских дислокаций (Вожгалы — Чигирень) верхний горизонт начинается пачкой (13—15 м) зеленовато-серых песчаников с прослоями серого алевролита, серых и темно-коричневых загипсованных глин; заканчивается он пачкой доломитов (10—18 м), частью оолитовых, в кровле переходящих в отдельные прослоях в песчаные известняки с многочисленными остатками фауны.

В целом морские отложения разрезов нижнеказанских образований зоны Вятских дислокаций богато фаунистически охарактеризованы.

Одиночные кораллы (*Polycoelia*) характеризуют в основном лишь нижний горизонт. Обильны и разнообразны для всего подъяруса брахиоподы: лингулы, блазиспириферы, *Licharewia rugulata* (К и т.), канкринеллы, степановиеллы, многие аулостегесы, клейотиридины, диелазмы и др. Имеются и специфические формы, присущие лишь отдель-

ным горизонтам. Только для нижнего горизонта упоминаются *Licharewia lahuseni* (Netsch.), *Permospirifer keyserlingi* (Netsch.), хонетесы; только для нижнего горизонта и среднего — *Licharewia curvirostris* (Verp.), *L. stuckenbergi* (Netsch.), *Canocrinella dieneri* (Netsch.); только для среднего — *Canocrinella velensis* (Lich.). Появляется в среднем горизонте и переходит в верхний *Licharewia latiareata* (Netsch.). Особенно богаты брахиоподами рифовые фации верхнего горизонта; в них обильно представлены *Aulosteges gigas* Netsch., *A. tholus* Key s.; здесь же отмечаются *Permospirifer culojensis* (Netsch.) и массовые скопления *Rhynchopora geinitziana* Verp.

В породах всех горизонтов подъяруса встречаются членики морских лилий, мшанок, остракоды и фораминиферы (особенно обильные и разнообразные в верхнем горизонте). Подъярус в целом, особенно рифовые его фации, характеризуются местами обилием гастропод и пелеципод, из которых только в нижнем горизонте найдены окситомы и делтопектены. Особенно обильны и разнообразны пелециподы в рифовых известняках верхнего горизонта. Среди них следует отметить *Pseudomonotis garforthensis* King. и *Pinna pischmae* Seliv.

Верхнеказанский подъярус в зоне Вятских дислокаций характеризуется мощностями, обычно не превышающими 30—66 м. Разрезы подъяруса по ритмичности осадконакопления, наличию поверхностей размыва и литологических несогласий расчленяются на три горизонта и вышележащую «переходную серию».

Нижний горизонт (от 4—5 до 10—17 м) представлен карбонатными (частью загипсованными) породами, в том числе оолитовыми известняками и доломитами. В основании горизонта на севере залегают мало мощные зеленовато-серые песчаники, южнее нижняя часть горизонта иногда слагается глинистыми и загипсованными разностями известняков. В направлении к восточному склону зоны карбонатные породы становятся глинистыми и расслаиваются пропластками песчаников и глин; терригенные породы становятся красноцветными. На севере в горизонте обнаружены остатки угнетенной фауны *Lingula orientalis* Gol., *Edmondia* aff. *striata* Mü nst., *Pseudomonotis permianus* Masl. и др.; редкие мшанки, остракоды (*Healdia*, *Cytherella*, *Amphissites*, *Bairdia*). На территории Кукарской Луки многочисленны *Canocrinella cancrini* (Verp.).

Средний горизонт (от 10—20 до 26 м) начинается песчано-глинистой пачкой, заканчивается известняково-доломитовой. Нижняя песчано-глинистая пачка отсутствует в некоторых западных разрезах зоны Марийско-Вятских поднятий, где она замещается доломитами, переполненными гнездами гипса.

Песчано-глинистая пачка в основании обычно сложена зеленовато-серыми, иногда коричневатými песчаниками (местами с гнездами гипса); вверх по разрезу и в направлении на восток песчаники сменяются гипсоносными алевролитами и глинами, приобретающими в восточных разрезах красноцветную окраску. Верхняя известняково-доломитовая пачка горизонта представлена на севере сильно загипсованной толщей тонкослоистых глинистых доломитов, вверх по разрезу переходящих в толстослоистые кавернозные разности доломитов и известняков. В направлении на восток в карбонатных породах появляются прослой зеленовато-серых и красновато-коричневых мергелей, глин и песчаников. В центральной части зоны, в районе Кукарской Луки, верхняя пачка представлена мергелями, содержащими прослой коричневых глин, иногда плитчатыми доломитами, в восточных разрезах — желтовато-серыми глинами с остатками растений. В зоне Марийских поднятий верхняя часть среднего горизонта слагается известняками и доло-

митами, частью оолитовыми, в восточных разрезах с прослоями глин и песчаников; встречена фауна брахиопод, пелеципод и фораминифер (*Globivalvulina*, *Nodosaria*).

Верхний горизонт начинается терригенной, преимущественно песчаниковой пачкой «опок». Она перекрывается карбонатной, на севере карбонатно-глинистой пачкой «подлужника».

В строении горизонта на севере зоны Вятских дислокаций принимают участие зеленовато-серые и коричневатые песчаники и алевролиты, пестроцветные огипсованные глины и мергели, серые глинистые, тонконаслоенные доломиты, иногда кавернозные и сильно огипсованные. Фаунистические остатки представлены эстериями и пелециподами (*Palaeomutela umbonata* Fisch.).

В центральной области зоны Вятских дислокаций (Кукарская Лука) залегающая над песчаниками карбонатная толща складывается светло-серыми известняками, содержащими конкреции серого кремня; в направлении на юго-восток в известняках появляются сначала прослои, а затем и мощные пачки желтовато-серых глин и песчаников. Вверх по р. Немде и в зоне Марийских поднятий карбонатная пачка представлена внизу большей частью оолитовыми известняками с брахиоподами (*Cleiothyridina*), пелециподами (*Schizodus*, *Pseudobakewellia*, *Pecten*, *Nethschajewia* и др.) и гастроподами (*Natica*, *Pleurotomaria*, *Murchisonia*), выше — плитчатыми и тонкослоистыми, иногда кавернозными доломитами с прослоями глин и мергелей, с гнездами, местами и с прослоями (Шурга) гипса.

Мощность верхнего горизонта колеблется от 10—12 до 25—30 м. Наибольшей она является в восточных разрезах.

«Переходная серия» в зоне Вятских дислокаций подразделяется З. И. Бороздиной на нижнюю — сероцветную пачку и верхнюю — пестроцветную. Мощности серии колеблется от 0 до 15—20 м в осевой части зоны и до 30—35 м в структурно-погруженных восточных разрезах.

Наиболее типично (при отсутствии верхней пачки) нижняя часть серии представлена в районе Кукарской Луки. Здесь при общей мощности толщи 16—18 м внизу (до 10 м) развиты зеленовато-серые «жерновые» (с многочисленной фауной) песчаники с прослоями конгломерата из мелкой кварцево-кремневой гальки. Выше залегают серые и желтовато-серые мергели, песчаники и глины, содержащие фауну морских пелеципод и гастропод. В направлении на юго-восток отустья р. Пижмы (и низовьев Немды) «жерновые» песчаники замещаются известковисто-глинистыми, а верхняя часть разреза пачки становится карбонатной, представленной в основном плитчатыми известняками и доломитами, иногда (пристань Лебяжье) с прослоем гипса.

Пестроцветная (верхняя) пачка серии состоит из глин с прослоями песчаников, мергелей, известняков и доломитов, содержащих остатки фауны морских пелеципод, гастропод и остракод. Мощности ее местами доходит до 30 м. Вдоль восточного склона зоны Вятских дислокаций в районе Вожгал верхняя часть «переходной серии» содержит прослои ангидрита и гнезда гипса.

В целом морские и лагунно-морские отложения верхнеказанского подъяруса зоны Вятских дислокаций характеризуются иногда многочисленными остатками фауны. В ней сравнительно бедно представлены фораминиферы, мшанки, немногими являются роды и виды брахиопод — *Cancrinella cancrini* (Vern.), *Aulosteges horrescens* (Vern.), *Odontospirifer cristatus* (Schl.), *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Cl. royssiana* (Keys.), *Rhynchopora geinitziana* Vern., *Camarophoria superstes* (Schl.), *Dielasma elongatum* Schl., но большим обилием и разнообразием отличаются пелециподы — *Nucula trivialis* Eichw., *Leda*

kazanensis (Vern.), *Parallelodon kingianum* (Vern.), *Schizodus rossicus* Vern., *Procrassatella plana* (Gol.), *Allorisma elegans* King., *Goniomya kazanensis* Gein.; многочисленны представители родов *Pseudomonotis*, *Pseudobakewellia*, *Netschajewia*; обычны *Pleurophoria simplex* Keys., *Lithodomus* (?) *consobrinus* Eichw. и др.; разнообразны гастроподы — *Natica*, *Bellerophon*, *Pleurotomaria*, *Worthenia*, *Murchisonia*, *Naticopsis*, *Capulus*, *Loxonema* и др.

Верхнекамская впадина. Верхнекамская впадина расположена в зоне развития красноцветных терригенных фаций белебеевской свиты. Лишь по западной и юго-западной окраинам впадины в разрезах казанского яруса наблюдается переплетение красноцветных отложений с сероокрашенными морскими и лагунно-морскими терригенными, карбонатными и карбонатно-сульфатными образованиями. Общая мощность образований казанского яруса изменяется от 150—160 м на западе впадины до 190—200 м на юге и юго-востоке.

Наиболее типичными разрезами казанского яруса для западной окраины впадины являются расположенные вдоль р. Вятки в районе д. Шурмы и вдоль р. Чепцы в районе д. Филипповки.

На юго-западе (скв. 100 Шурминской площади) первый снизу горизонт (27,2 м) нижнеказанского подъяруса начинается пачкой (13,1 м) темно-серых аргиллитов с лингулами и обугленными растительными остатками; выше по разрезу следует 6-метровая пачка серого мелкозернистого песчаника; горизонт заканчивается толщей (8,1 м) темно-серого гипса.

Средний горизонт (19,4 м) начинается темно-серым песчаником (2 м), выше которого прослеживается переслаивание (10,2 м) буровато-серого аргиллита с псевдоолитовым доломитом и алевролитом; в кровле горизонта залегает серый, частью глинистый и загипсованный доломит (7,2 м), содержащий пелециподы — *Schizodus rossicus* Vern., *Pseudobakewellia antiquaeformis* Noin., *Netschajewia tschernyschewi* Lich., *N. elongata* (Netsch.) и обильные растительные остатки. Спорово-пыльцевыми анализами установлено преобладание кордаит (20—35%), хвойных (20—22%), гинкговых (15—20%); пыльца вельвичиевых составляет только 3—9%, споры 20—35%.

Верхний горизонт (7—8 м) в шурминском разрезе представлен серыми аргиллитами, в нижней части содержащими прослой глинистого доломита и песчаника.

Существенно отличается от шурминского разрез отложений нижнеказанского подъяруса (58 м) района д. Филипповки, расположенный по северо-западной окраине Верхнекамской впадины. Он начинается базальным песчаником с мелкогалечным конгломератом, выше которого нижний горизонт представлен сероцветными глинисто-песчаными породами (в верхней части с прослоем мергеля), содержащими остатки диелаза и остракод. Средний и верхний горизонты нижнеказанских отложений сложены преимущественно сероцветными песчаниками.

Разрезы отложений верхнеказанского подъяруса в районах Шурмы и Филипповки построены более или менее однотипно. Они начинаются небольшими по мощности базальными песчаниками и конгломератами и четко подразделяются на четыре ритма осадконакопления. Первый снизу (мощностью от 11,5 на юге до 28 м на севере) сложен в районе Шурминской площади (выше конгломерата) известняками и доломитами, вверху с прослоем мергеля. В направлении на северо-запад, к Филипповке, наряду с увеличением мощности описываемой части разреза, возрастает значение терригенных пород; внизу ритма обособляется песчано-глинистая пачка (до 10 м); прослой глинистых и песчаных песчаников характерны и для верхней карбонатной толщи ритма.

В основном терригенными породами (с господством песчаников и песчаных глин) сложен по северо-западной окраине Верхнекамской впадины (Филипповка) и средний горизонт верхнеказанского подъяруса. Из общей его мощности 43 м на долю верхней — доломитовой пачки приходится лишь 10 м. По юго-западной окраине впадины, на Шурминской площади, одновременно с уменьшением мощности горизонта до 26 м нижняя часть (10,5 м) его разреза сложена аргиллитами с прослоями гипсоносного мергеля, средняя (12,65 м) — доломитами глинистыми с прослоями лингуловых глин и глинистого известняка, верхняя (3,2 м — «шиханы») — гипсом с примазками черной глины.

Следует отметить большую роль терригенных образований в строении третьего горизонта верхнеказанских отложений вдоль всей западной окраины Верхнекамской впадины. В Шурме (скв. 100) большую его часть (28,35 м) слагают темно- и коричневато-серые аргиллиты и лишь в верхней части разреза обособляется пачка (4,75 м) глинистого загипсованного известняка (серия «подлужник»). Эта пачка (до 5 м) прослеживается и в верхней части разреза у д. Филипповки (скв. 5). Нижняя часть горизонта представлена здесь песчано-глинистой 14-метровой пачкой.

«Переходная толща» вдоль западной окраины Верхнекамской впадины, как и на территории смежной с ней зоны Вятских дислокаций, фациально неоднотипна и сложена частью карбонатно-терригенными образованиями (Филипповка, скв. 5, мощность до 14 м), частью лишь терригенными (с преобладанием песчаников) пестро- и буроокрашенными отложениями (Шурма, скв. 100, мощность 36,15 м).

К центральной части впадины, к району г. Глазова, сероцветные отложения казанского яруса выклиниваются. По данным Т. В. Макаровой, в Глазовской скважине (у д. Штанигурт) 2,5-метровая пачка сероцветных пород залегает лишь в самом основании разреза казанского яруса — белебеевской свиты. Выше располагается 18-метровая толща конгломератов и песчаников, прослеживающихся и в направлении к Сарапульскому Прикамью. Над конгломератами и песчаниками залегают глины и алевролиты серовато-коричневых тонов с синевато-зелеными пятнами. Выше белебеевская свита представлена в основном красно-коричневыми и буровато-коричневыми песчано-глинистыми породами. Общая мощность белебеевской свиты достигает (по данным Т. В. Макаровой) 174,1 м; из них на нижнебелебеевскую подсвиту приходится 61,5 м, на верхнебелебеевскую — 112,6 м. В нижней подсвите встречены остатки *Darwinuloides edmistonae* Bel., в верхней — *Darwinula elegantella* Bel., *D. serpula* Bel., *D. malachovi* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. fragilis* Sch n., *D. nasalis* Sch a r., *Darwinuloides edmistonae* Bel., *D. triangula* Bel.

В южной, прогнутой части Верхнекамской впадины на Селтинской площади в скв. 13 разрез белебеевской свиты, по данным З. И. Бороздиной, достигает мощности 190 м. Свита представлена в основном пестроцветными глинами с прослоями песчаников, алевролитов, реже алевролитовых мергелей. В нижней части свиты, на высоте 40 м от кровли уфимских отложений, найдены остатки остракод *Volganella magna* (Spizh.). Из части разреза, лежащей от подошвы на высоте 97 м, определены пеллециподы (*Palaeomutela semilunulata* Amal.) и остракоды — *Darwinuloides triangula* Bel., *D-s edmistonae* Bel., *D-s sentjakensis* Sch a r., *Darwinula serpula* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *Volganella magna* Spizh., а в скв. 6 на высоте 150 м от подошвы найдена *Darwinula alexandrinae* Bel.

Токмовский свод и Мелекесская впадина. Наибольшие мощности образований казанского яруса по профилю от Токмовского свода к Ме-

лекесской впадине приурочены к наиболее прогнутым частям последней, где достигают 150 м и более. Наименьшие мощности — от нескольких десятков метров до нулевых — наблюдаются на крайнем западе — в зоне Алатырских поднятий. На территории Токмовского свода отложения казанского яруса залегают на размытой поверхности ассельских и сакмарских образований, а на большей части Мелекесской впадины поверхность размыва фиксируется между казанскими, уфимскими образованиями.

В зоне Алатырских поднятий казанский ярус представлен лишь нижним подъярусом (рис. 57). В направлении на восток поверхность предтатарского размыва переходит сначала на нижние, затем на все более стратиграфически высокие пачки верхнеказанского подъяруса; начиная с Приказанской меридиональной полосы и далее на восток татарские образования перекрывают в той или иной мере размытую поверхность «переходной серии», лишь изредка в сводах отдельных поднятий переходя на нижележащую толщу.

Нижнеказанский подъярус имеет в пределах рассматриваемой площади обычное трехчленное строение. Морские его образования развиты в двух основных фациальных типах — существенно карбонатном, характерном для западных областей, и развитым восточнее сероцветном терригенно-карбонатном с постепенно нарастающей на восток долей участия терригенных пород.

Нижнеказанские образования зоны Алатырских поднятий имеют мощность до 15—20 м, реже до 40—50 м. В стратиграфически наиболее полных их разрезах М. С. Швецов выделял четыре свиты: гремячевскую (мощностью не менее 15 м), святозерскую (мощностью не менее 12 м), арзамасскую (6—8 м), балахонихскую (около 7 м). Из них нижнему горизонту подъяруса может быть приравнена гремячевская свита, среднему — святозерская, верхнему — арзамасская и балахонихская. Отмечаются значительные черты сходства в разрезах святозерской и арзамасской свит, вследствие чего в последующих стратиграфических схемах (Г. П. Батанова и др.) последние были объединены под общим термином святозерско-арзамасской свиты.

Гремячевская свита мощностью от 0 до 17 м слагается обычно доломитами с прослоями известняков с *Aulosteges horrescens* (Vern.), *Licharewia rugulata* (Kut.), *Odontospirifer subcristatus* (Netsch.).

Святозерско-арзамасская свита мощностью от 0 до 20 м представлена внизу доломитами органогенными, оолитовыми, выше известняками рифовыми и ракушечными с *Licharewia rugulata* (Kut.), *Pleurotomaria penea* Vern., *Pseudomonotis garforthensis* King., *Prospodylus noinski* Lich. и другими многочисленными пелециподами (*Solemya*, *Edmondia*, *Allorisma* и др.).

Балахонихская свита мощностью от 0 до 9 м слагается доломитами известковистыми, кремневыми, с прослоями известняков с редкими мелкорослыми брахиоподами, пелециподами и гастроподами.

В северной части Приокских поднятий разрез нижнеказанского подъяруса начинается 12-метровой толщей прибрежных лингуловых мергелей и глин, в нижних пяти метрах пестроцветных. Пачка зеленоцветных лингуловых глин, сокращаясь в мощности до 3—5 м, прослеживается в нижней части разреза подъяруса также в бассейне р. Алатыря и в междуречье Мокши и Теши.

В направлении на восток, к области Чебоксарского прогиба, общая мощность нижнеказанского подъяруса увеличивается для областей поднятий до 30—40 м, для областей погружений до 55—65 м. Местные разрезы нижнеказанских отложений Т. П. Афанасьевым подразделяются на три «горизонта» — нижний (от 0 до 15—19 м), слагающийся сильно

глинистыми карбонатными породами, преимущественно мергелями; средний (от 8 до 30 м), представленный частым переслаиванием органических и хемогенных известняков, и верхний (от 2,5 до 7 м), выраженный тонкозернистыми доломитами с прослоями окремнелых доломитов и известняков. Верхний горизонт соответствует балахонихской,

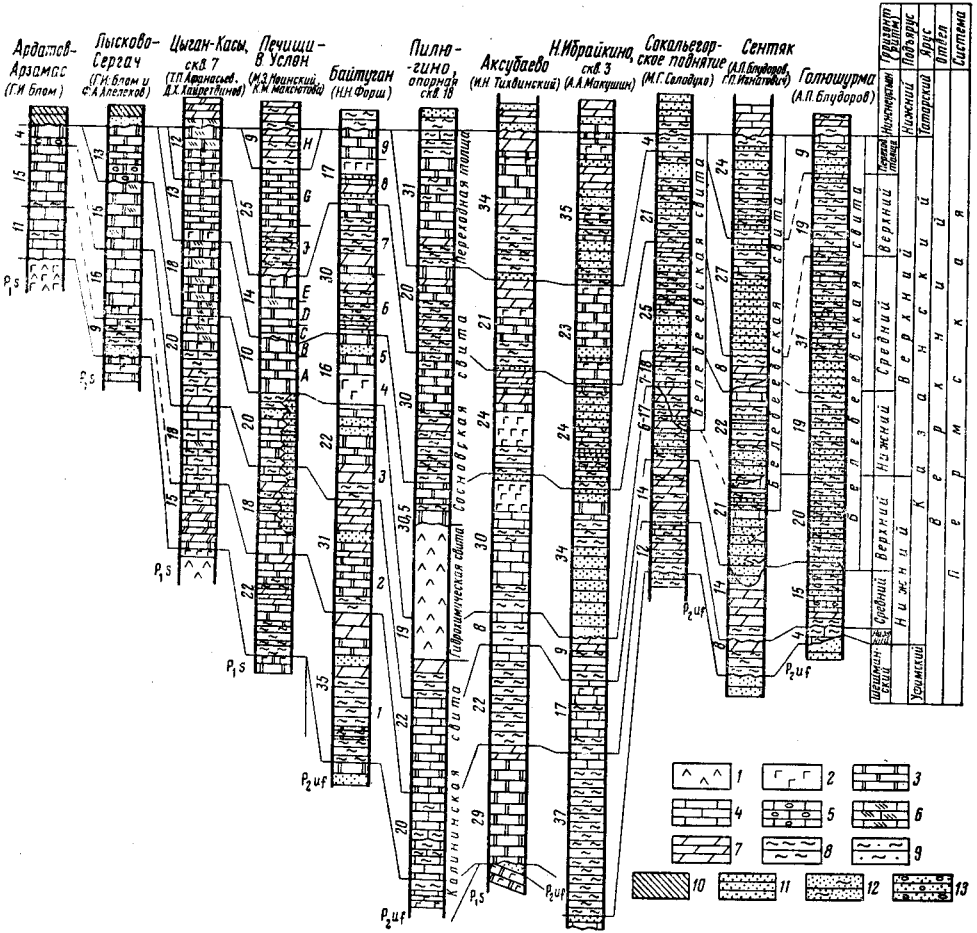


Рис. 57. Сопоставление разрезов казанского яруса

1 — ангидриты; 2 — гипсы; 3 — доломиты; 4 — известняки; 5 — известняки оолитовые; 6 — известняки окремнелые; 7 — мергели; 8 — глины и аргиллиты; 9 — глины и аргиллиты песчанистые; 10 — алевролиты; 11 — песчаники; 12 — песчаники глинистые; 13 — песчаники с линзами конгломерата

Печищи — серии по М. Э. Ноинскому: А — ядерный камень, В — слоистый камень, С — подбой, D — серый камень, Е — шиханы, F — опоки; G — подлужник, H — переходная толща
 Байтуган — слои по Н. Н. Форшу: 1 — байтуганские; 2 — камышинские; 3 — барбашинские; 4 — иса克林ские; 5 — сорокинские; 6 — юматовские; 7 — падовские; 8 — орловские; 9 — дубровинские

средний — святозерской и арзамасской, нижний — гремячевской свитам схемы М. С. Швецова. В принятой в настоящем очерке схеме стратиграфического подразделения нижнеказанского подъяруса объем среднего горизонта схемы Т. П. Афанасьева должен быть уменьшен за счет присоединения его «арзамасской» части к верхнему горизонту.

Т. П. Афанасьев отмечает ведущее значение для нижнего горизонта фауны лингул и редкую встречаемость в нем спириферов, спириферин, строфалозий и продуктусов.

Для среднего горизонта — органических известняков указывается на ведущее значение мшанок и большое разнообразие брахиопод, в том

числе в верхней части *Stepanoviella hemisphaerium* (K u t.), *Spirifer* (?) *tscherdynzewi* D o m г., иногда и пелеципод.

Для верхнего горизонта — окремнелых доломитов, приводится фауна *Licharewia curvirostris* (V e r n.), канкринелл, клейотиридин, аулостегесов, мелких пелеципод. По данным А. К. Молдавской и А. П. Капустина, на территории Марпосадского поднятия, где общая мощность нижнеказанского подъяруса не превышает 27,5 м, верхний горизонт окремнелых доломитов и часть горизонта органогенных известняков отсутствуют вследствие предверхнеказанского размыва.

От нуля до 60—70 м изменяется мощность толщи нижнеказанского подъяруса и вдоль восточной окраины Токмовского свода, в области Казанско-Тетюшского Поволжья. Колебания мощности здесь зависят от условий залегания нижнеказанских образований на размытой поверхности нижнепермских пород. Некоторое возрастание мощностей обуславливается вклиниванием в разрезы нижнеказанских образований. Казанского Поволжья мощных песчаных толщ, что наблюдается и в области Марийско-Вятских поднятий.

Нижний горизонт подъяруса (мощностью от 0 до 23 м) в Казанско-Тетюшском Поволжье слагается в основном лингуловыми мергелями и глинами, реже доломитами. Средний горизонт (от 0 до 20 м) представлен внизу глинами и мергелистыми песчаниками, выше известняками и доломитами. К верхнему горизонту (от 0 до 32 м) относится пачка известняков и доломитов, местами, преимущественно в нижней части, переходящими в песчаники.

Фауна нижнеказанского подъяруса в области восточного склона Токмовского свода, особенно в Казанском Поволжье, является богатой и разнообразной. В работах А. В. Нечаева, М. Э. Ноинского, В. А. Чердынцева, М. Е. Мирчинк, Е. И. Тихвинской и других авторов указываются многочисленные мелкие фораминиферы, одиночные кораллы, остатки криноидей, мшанок, большое количество брахиопод (среди них лингул, канкринелл, степановиелл, аулостегесов, разнообразных лихаревиий и одонтоспириферов, амбоцелий, клейотиридин, ринхопор, камарофорий, диелазм и др.), ряд пелеципод (проспондилусов, пектинид, псевдомонотисов, нечаевий, шизодусов, аллоризм и др.), гастропод (плеуротомарий, мурчисоний, вортений, локсонем и др.), остракод.

Остается многочисленной фауна нижнеказанского подъяруса и в Казанском Закамье, в области северной части Мелекесской впадины. Здесь в разрезах нижнеказанского подъяруса при общих мощностях до 50—70 м можно выделить: нижний горизонт (0—18 м), представленный глинами и мергелями с массой лингул; средний горизонт (6—22 м), сложенный внизу мергелями и глинами, сверху — преобладающими глинистыми известняками и доломитами с массой брахиопод — *Licharewia rugulata* (K u t.) и др.: верхний горизонт (10—30 м), в нижней части которого развиты известняки с *Licharewia stuckenbergi* (N e t s c h.), частью глинистые, а сверху доломиты с прослоями гипса. На юго-восток, к Аксубаеву, увеличивается значение карбонатных пород в разрезах Нижнего горизонта. В направлении на восток, к восточному склону Татарского свода (район Ново-Ибрайкина и др.), увеличивается роль карбонатных пород в среднем горизонте, глинистых — в верхнем.

Верхнеказанский подъярус представлен классическими разрезами в Казанском Поволжье (рис. 58), где он при мощности до 60—70 м слагается преобладающе терригенно-карбонатными и карбонатно-сульфатными отложениями, подразделяющимися на три ритма осадконакопления, в основании каждого из которых часто прослеживается поверхность размыва. К четвертому (в верхней части размытому) ритму относится «переходная толща», трансгрессивно перекрытая татарскими

отложениями. Общая характеристика подъяруса по отдельным слагающим его «сериям» слоев (терминология М. Э. Ноинского) приводится ниже.

Первый ритм. Серия «ядренного камня» («слои с *Strophalosia fragilis*», мощность 7—10 м). Слагается в Печищах известковистыми доломитами, вверху часто кавернозными и глинистыми; в Приказанском левобережье Волги и близ Камского Устья последние фациально замещаются оолитовыми доломитами, перекрывающимися ракушечниками и темной глиной.

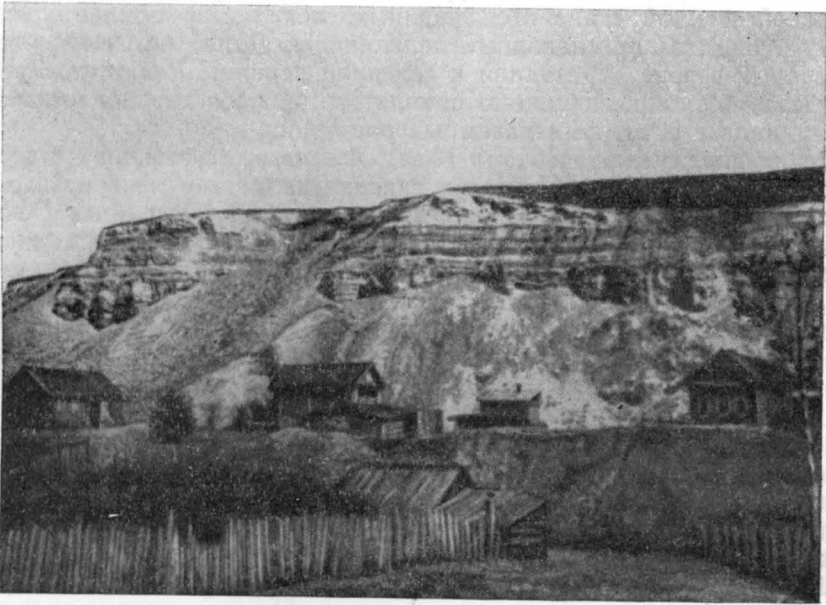


Рис. 58. Обнажение верхнеказанских отложений в устье Печищенского оврага (правый берег Волги, Приказанский район). Фото Б. В. Селивановского

Видны пачки (сверху вниз): «подлужника», «опок», «шиханов», «серого камня»

Серия «слоистого камня» (6 м). Фациально выдержана. Представлена внизу толстонаслоеными доломитами, выше тонкослоистыми кавернозными и гипсоносными с жеодами целестина.

Второй ритм. Серия «подбой». Налегает на ступенчато размытую поверхность серии «слоистого камня». Выражена темными глинами и мергелями с остатками растений и чешуйками рыб. Мощность обычно 1,5—3 м, возрастает до 13—14 м при наличии в серии залежей гипса (Камское Устье).

Серия «серого камня» (5—10 м). Вблизи Печищ представлена двукратным чередованием серых пористых песчаниковидных («песчаный камень»), богатых окаменелостями (частью банково-рифовых), и мягких землистых, несколько глинистых («мыльник») доломитов. Верхняя часть серии сложена плотными, часто окремнелыми, почти немными доломитами («серый камень»). К северо-востоку от Печищ доломиты серии переходят сначала в фацию оолитовых доломитов, известковистых песчаников и ракушечников (села Азино, Чепчуги, Кадышево), далее к северу (Семиозерная слобода) в фацию побережных песчано-глинистых пород с остатками наземных растений. Вниз по Волге от Печищ в составе серии сначала появляются оолитовые известняки (села

Ключищи, Ташевка), ниже по реке брекчии и гипсы (Антоновка — Камское Устье).

Серия «шиханы» (3—4 м). Фациально устойчива. Слагается тонкослоистыми гипсоносными или кавернозными доломитами, содержащими кристаллы целестина, в шлифах и мелкие включения галита.

Третий ритм. Серия «опоки» (7—20 м). Крайне неустойчива в фациальном отношении. Выше устья р. Свияги представлена фаунистически охарактеризованными морской фауной доломитами и мергелями. Восточнее в серии преобладают терригенные породы с обилием глинистых галек. Вблизи Печищ и в Казанском левобережье Волги прослой с морской фауной становятся редкими, появляется обилие углистых остатков, иногда пресноводные пелециподы. Далее на северо-восток (с. Чепчуги, в зоне переходной к северной вершине Татарского свода) в описываемой толще начинают появляться прослой красноцветных глин и песчаников с остатками наземных растений.

Серия «подлужник» (около 10 м). Фациально устойчива в верхней части, сложенной тонкослоистыми гипсоносными или кавернозными доломитами; фациально неустойчива в нижней части. В районе Печищ и вблизи Камского Устья последняя слагается толстонаслоенными плотными доломитами с относительно бедной фауной, в районе Красновидова на Волге и в низовьях р. Казанки — оолитовыми доломитами, переполненными фауной пелеципод и гастропод.

Четвертый ритм. «Переходная серия» (5—15 м) представлена в основном серыми и зеленовато-серыми глинами и мергелями с остатками эстерий, пресноводных пелеципод и рыб; местами имеются гнезда гипса, у Шеланги в низах часты псевдоморфозы по каменной соли. В верхней части серии обычна пачка доломитов с фауной морских пелеципод с преобладанием средних *Lithodomus* (?) *consobrinus* Eichw. Нередки случаи вклинивания в толщу «переходной серии» красноцветных прослоев.

В направлении на запад от Казанского Поволжья предтатарским размывом срезается сначала «переходная серия», а затем, начиная с Васильурска, и нижележащие вплоть до полного размыва верхнеказанских отложений в области Алатырско-Горьковских поднятий. В Чебоксарском Поволжье верхнеказанские отложения мощностью от 24 (в областях поднятий) до 52 м (в областях погружений) сложены доломитами, гипс-доломитами и гипсами, почти не содержат прослоев терригенных пород. Как и в Приказанском районе, верхнеказанские отложения подразделяются на три ритма осадконакопления. Здесь каждый из них начинается доломитами (иногда окремнелыми) и заканчивается гипс-доломитами и гипсами. Глубокий размыв кровли подъяруса обуславливает повсеместное отсутствие «переходной серии», местами (Верхнечебоксарский створ, скв. 74) почти полный срез и серии «подлужника».

Сравнительно лучше других палеонтологически охарактеризован средний горизонт в части его, отвечающей серии «серого камня».

В направлении от Васильурска к области Приокских поднятий происходит быстрое (к Лысково) выклинивание верхнеказанских отложений. Более постепенно они выклиниваются на юг от Чебоксарского Поволжья в направлении к центральным частям Токмовского свода. Одновременно в их составе возрастает значение гипсов, появляющихся не только в верхних, но и в нижних частях ритмов — в сериях «подбоя» и «опок». Местами отмечаются прослой бурых песчаников (в «подбое»), зеленовато-серых и бурых глин (в «опоках»).

По восточному склону Токмовского свода и на прилежащих пространствах Мелекесской впадины разрезы верхнеказанских отложений

отличаются повышенной карбонатностью и сульфатностью, особенно в нижней части — в сериях «ядренного камня», «слоистого камня» и «подбоя», на больших площадях содержащих мощные пачки гипсов, иногда ангидритов. Терригенные породы, в том числе и пестроцветные, клиниваются в толщи сульфатно-карбонатных пород этих серий лишь на востоке Мелекесской впадины. Более обычны терригенные породы для верхней половины разреза, начиная от «серого камня».

Своеобразным в разрезах верхнеказанских отложений Мелекесской впадины является строение «переходной серии», достигающей предельной мощности до 35 м. В отличие от других мест здесь устанавливается полный ритм осадконакопления — внизу песчано-глинистые породы, выше карбонатные, в верхней части гипсы и мергели (Ново-Ибрайкино, скв. 3, см. рис. 57).

Общая мощность верхнеказанских отложений в центральной части Мелекесской впадины до 100—120 м, в направлении на запад она уменьшается. Особенно значительным это уменьшение становится начиная с Бугрово-Пичкасской зоны поднятий; с востока на запад здесь предтатарским размывом последовательно срезаются серии «подлужник», «опоки», «шиханы», «серый камень», в Сюкеевском правобережье Волги «подбой» и далее к с. Дрожанное серии «слоистого» и «ядренного камня».

К восточной окраине Мелекесской впадины в разрезах верхнеказанской карбонатно-сульфатной толщи начинает уменьшаться значение гипсов. В районе Аксубаева относительно мощные их пачки встречаются лишь в сериях «слоистого камня», «подбоя» и «подлужника». Еще восточнее, к верховьям р. Сульчи — к району Ново-Ибрайкино, одновременно с возрастающим значением в разрезе песчано-глинистых, частью красноцветных пород прослой гипса почти выклиниваются.

Татарский, Жигулевско-Пугачевский, Оренбургский погребенный своды, Сергиевско-Абдулинская и Бузулукская впадины. Нижнеказанский подъярус в пределах рассматриваемой территории представлен фациально неоднотипно. На западе в его строении участвуют в основном карбонатные породы; в направлении на восток их сменяет сероцветная терригенно-карбонатная толща с нарастающей к востоку долей участия терригенных пород; на крайнем востоке, в Прикамье, толща морских сероокрашенных нижнеказанских отложений начинает сменяться побережно-дельтовыми красноцветными отложениями нижней части белебеевской свиты. Переход этот хорошо прослеживается в разрезах вверх по Каме от устья Вятки.

Вблизи устья Вятки, у Соколых Гор, морские сероокрашенные нижнеказанские образования подразделяются на три горизонта, прослеживающиеся и выше по Каме до района Икского и Ижевского Устья. Нижний из них, маломощный из-за трансгрессивного налегания, представлен в Соколых Горах — Сентяке (см. рис. 57) внизу лингуловыми мергелями и глинами, выше — загрязненным терригенными примесями известняком и мергелями с многочисленной фауной брахиопод (лихаревий, канкринелл, диелазм и др.) и мшанок. В направлении на восток мощность горизонта еще более уменьшается, известняково-мергельная пачка его выклинивается и в районе Ижевского Устья — Голюшурмы он представлен лишь незначительными по мощности красноцветными песчано-глинистыми образованиями с остатками растений и медистыми соединениями.

Средний горизонт в Соколых Горах — Сентяке слагается плитняковыми мергелями и известняками с прослоями глин, реже песчаников. Фауна его обеднена по сравнению с нижним горизонтом. Начиная с района Елабуги в среднем горизонте появляются оолитовые извест-

няки с *Pseudomonotis garforthensis* King.; к устью Ика они выклиниваются, замещаясь толщей терригенных пород, мергелей и известняков с тонкими прослоями угля.

Верхний горизонт налегает на средний с размывом, особенно резким, начиная с района с. Котловка — д. Сентяк. В основании верхнего горизонта в сокольегорском разрезе лежат песчаники и глины, в верхней части оолитовый известняк с *Pseudomonotis garforthensis* King. и др., прослеживающийся до района Котловка — Сентяк.

Выше устья р. Вятки в нижней части верхнего горизонта появляются мощные линзы и базальные пачки дельтовых зеленовато-серых песчаников (с остатками растений и костями тетрапод) и прослои красновато-коричневых глин. Вслед за выклиниванием оолитовых известняков толща верхнего горизонта становится почти полностью терригенной и красноцветной. Для нее характерны тонкие прослои темных известняков с остракодами, иногда массовые остатки растений и наличие «медистых» песчаников. К району Ижевского Устья в белебеевскую фацию переходит почти полностью и нижний горизонт подъяруса. Далее к востоку и северо-востоку (к Красному Бору, Сарапулу и Глазову) в терригенной фации морских образований продолжает проследиваться лишь маломощная, постепенно выклинивающаяся пачка сероцветных пород, считающаяся базальной для местных разрезов белебеевской свиты.

В классических разрезах нижеказанского подъяруса вдоль юго-западного склона Татарского свода, в верховьях рек Сока и Шешмы, и на восток от них, по рекам Заю и Дымке, отчетливо прослеживается подразделение нижеказанских отложений на три горизонта, которым в байтуганском разрезе Н. Н. Форш придал наименование байтуганских, камышлинских и барбашинских слоев (см. рис. 57). Им указывается на руководящее значение для нижнего горизонта мелкорослых экземпляров брахиопод — *Licharewia sokensis* (Netsch.), *L. rugulata* (Kut.), *Dielasma elongatum* Schloth., для среднего — крупных экземпляров лихареви — *L. sokensis* (Netsch.), *L. lahuseni* (Netsch.), *L. stuckenbergi* (Netsch.), продуктид — *Stepanoviella hemisphaerium* (Kut.), *Canocrinella cancrini* VERN., многочисленных атирид, одиночных кораллов и др.; для верхнего — *Licharewia latiareata* (Netsch.), *Canocrinella cancrini* (VERN.) и массового нахождения крупных пелеципод (*Netschajewia* и др.).

Н. Н. Форшем установлено наличие в каждом из горизонтов нижеказанского подъяруса четырех элементов «цикла»: 1) лингуловых глин, 2) карбонатных и глинистых слоев с прослоями песчаников, 3) карбонатных слоев с богатой разнообразной фауной, 4) мергелей с обедненной фауной. Наиболее типично эти элементы прослеживаются в верховьях Сока (Байтуган). В направлении на восток и северо-восток от Байтугана в нижеказанской толще происходят фациальные изменения, наименее резко выраженные в нижнем горизонте. В Соко-Шешминской зоне поднятий последний представлен более или менее однотипно; особенно хорошо выдерживаются в пространстве лингуловые глины и брахиоподовые известняки третьего элемента «цикла». В направлении на восток происходит расклинивание лингуловых глин песчаниками и появление в них (низовья р. Дымки и др.) значительной загипсованности. Карбонатные породы вышележащей части горизонта на востоке содержат остатки лишь обедненной фауны. По восточному склону Татарского свода, в бассейне Ика (с. Уразаево), в них появляются гнезда гипса.

Большой фациальной изменчивостью в восточном направлении характеризуется средний горизонт. В верховьях Сока он представлен

внизу лингуловыми глинами, выше — толщей доломитов и мергелей. В верховьях р. Шешмы горизонт слагают внизу прибрежные брахиоподовые косослоистые песчаники, вверху — оолитовые известняки. В бассейне Зая в разрезах преобладают лагунные фации, переходящие и далее на восток в бассейны рек Мензель и Ика и на юг к низовьям Дымки. В строении горизонта здесь участвуют частью песчаники, частью гипсоносные песчано-глинистые осадки, частью листоватые известняки с сажистыми пропастками. Отмечаются случаи включения с востока в разрезы горизонта и красноцветных отложений.

Верхний горизонт в верховьях Сока слагается, кроме базальных почти немых глин и вышележащих доломитов с обедненной фауной брахиопод и пелеципод, песчаником с обильной фауной брахиопод и пелеципод. В верховьях Шешмы (с. Сугушла) горизонт представлен частично оолитовыми доломитами с прослоями листоватых известняков, содержащих обильную фауну пелеципод. Известняки эти прослеживаются до среднего течения Зая (д. Ново-Каширово). Далее на восток весь горизонт сложен красноцветными образованиями, в том числе песчаниками, частью «медистыми». На юго-восток от верховьев Шешмы к низовьям р. Дымки карбонатная пачка верхнего горизонта района верховьев Шешмы переходит в фацию листоватых известняков с сажистыми прослойками.

Во впадинной зоне Куйбышевского Заволжья и на территории Жигулевско-Пугачевского свода (Самарская Лука) нижеказанский подъярус представлен карбонатными отложениями — толщей ракушняковых, оолитовых и тонкозернистых доломитов с фауной брахиопод и пелеципод, в основании обычно с пачкой мергелей с лингулами, мощность которой убывает в направлении на запад. В том же направлении, к Самарской Луке, убывает (от 90—97 м до 49—50 м) и общая мощность нижеказанского подъяруса («калиновской свиты»), что сопровождается постепенным сокращением стратиграфической полноты разреза. В пределах Самарской Луки Н. Н. Форш в карбонатной толще выделяет отложения лишь двух горизонтов — камышлинского и барбашинского, разделенных 6-метровой пачкой гипса.

В структурно-прогнутаой зоне, протягивающейся от Сергиевско-Абдулинской впадины и запада Оренбургского свода на юг к Бузулукской впадине, в сложении казанского яруса участвует увеличивающаяся в мощности в южном направлении (к Сорочинску до 110 м) гидрохимическая свита (см. рис. 57), перекрывающая карбонатные и карбонатно-глинистые нижеказанские отложения калиновской свиты. Н. Н. Форш придает гидрохимической свите только верхнеказанский возраст, Е. И. Тихвинская, Т. В. Макарова, З. И. Бороздина и другие считают необходимым в областях развития гидрохимической свиты наибольшей мощности относить ее частично к нижеказанским отложениям.

Опорным разрезом нижеказанских образований Бузулукской впадины является разрез, вскрытый Ореховской скважиной. Нижеказанские отложения (калиновская свита) в нем представлены тремя пачками: нижней (56 м) — органогенных, частью глинистых известняков с фауной брахиопод, криниоидей, остракод и фораминифер; средней (15 м) — кавернозных доломитов с той же фауной; верхней — (23 м) — водорослево-фораминиферовых, частично псевдооолитовых известняков. Во всей нижеказанской толще имеются включения ангидрита, целестина, гипса, в нижней пачке, кроме того, галита, пирита, в нижней и верхней — халцедона.

Трехчленное подразделение нижеказанских отложений характерно и для других областей мощного их развития в пределах рассматриваемой территории, преимущественно на востоке, где средняя пачка раз-

реза калиновской свиты в благоприятных структурных условиях является газонефтенасыщенной (Калиновское и другие месторождения).

Верхнеказанский подъярус на территории Татарского свода представлен на крайнем северо-западе частично лагунно-морскими сероокрашенными образованиями, на всей остальной территории красноцветными побережно-дельтовыми отложениями белебеевской свиты. Линия разграничения этих типов сложения верхнеказанских осадков проходит от восточной окраины зоны Вятских дислокаций через верховья р. Ашита, р. Казанку ниже Арска, р. Мешу в районе д. Ковалей, пересекает Каму ниже Чистополя, далее на юго-восток проходит по Черемшанско-Шешминскому водоразделу и пересекает р. Сок в районе Байтугана.

Белебеевская свита представлена двумя подтипами — западным (прибрежно-морским) и восточным (прибрежно-континентальным). Для западного характерно наличие в красноцветных отложениях вклинивающихся с запада прослоев лагунно-морских карбонатных осадков, содержащих эвригалиновую морскую фауну лингул, шизодусов, псевдобакевеллий, фораминифер (гейнитцин, лингулинопсисов и др.), остракод (геальдий, кавеллин, байрдионелл и др.). Наряду с морской фауной в толще встречаются и солоноватоводные пелециподы и остракоды.

Для прибрежно-морского подтипа белебеевской свиты является обычным наличие в красноцветной песчано-глинистой толще прослоев медьсодержащих пород, представленных частью лагунными и озерными фациями сероцветных глин, частью мощными прибрежными и дельтовыми песчаниками.

Полоса развития прибрежно-морского подтипа белебеевской свиты имеет ширину от 40 до 60 км. Восточная граница ее проходит от низовьев р. Вятки к нижнему течению р. Степного Зая, пересекает его выше Заинска и уходит далее на юго-восток в левобережье р. Ика, огибая с юга Азнакаево.

Для восточного подтипа белебеевской свиты характерно развитие в нем лишь красноцветных песчано-глинистых пород. В них встречается солоноватоводная и пресноводная фауна пелеципод — *Palaeomutela krotovi* Netsch., *P. celebrata* Gu s., *P. doratifformis* Gu s., *P. umbonata* (Netsch.) и др., и остракод — *Schneiderina kazanica* Kotsch., *Darwinula vinocurovi* Bel., *D. irenae* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* Sch ag. и др. В полосе замещения морских прибрежных образований белебеевской свиты континентальными часто наблюдаются массовые скопления остатков растений, иногда встречаются остатки насекомых и кости тетрапод (*Platyops stuckenbergi* Tга u t., *Deuterosaurus* sp. и др.).

Белебеевская свита при общей мощности ее верхнеказанской части в пределах Татарского свода от 70—80 на западе до 90—100 м на востоке довольно четко подразделяется на три основных ритма осадконакопления и четвертый, не везде представленный, соответствующий «переходной серии». Каждый из ритмов обычно начинается косослоистыми песчаниками; выше они перекрываются глинисто-алевролитовыми толщами, в западной зоне с прослоями морских карбонатных и карбонатно-глинистых пород. Последние являются маркирующими горизон-тами, обеспечивающими возможность корреляции разрезов белебеевской свиты с лагунно-морскими отложениями более западных районов. Принадлежат они верхней части ритмов осадконакопления.

Для зоны Грахано-Елабуго-Бондюжских поднятий (разрезы у сел Котловка, Сентяк и др.) дается следующая характеристика ритмов белебеевской свиты. Нижний ритм (до 30 м) — красноцветные глины и алевролиты с линзами песчаников в основании, с прослоями известняков в верхней части; фауна остракод — *Darwinula irenae* Bel.,

D. alexandrinae Bel., *D. varsanofievae* Bel., *Placidea lutkevichi* (Spizh.) и др. Второй ритм (30 м) — переослаивание красноцветных глин и алевролитов; в нижней части местами линзы песчаников, вверху — маломощные прослои известняков. Третий ритм (25 м) — красноцветные алевролиты и глины с прослоями песчаников, иногда известняков; фауна остракод — *Darwinula inornata* Bel., *D. aronovae* Bel. Четвертый ритм (до 15 м) — красноцветные песчаники, вверху алевролито-глинистая пачка и прослои известняков; соответствует «переходной серии» схемы М. Э. Ноинского.

К области восточного склона Татарского свода, к Сарапульскому Прикамью, объем белебеевской свиты увеличивается за счет перехода в этом направлении в красноцветные отложения нижеказанских отложений (см. рис. 57). З. И. Бороздина оценивает общую мощность белебеевской свиты этого района до 225 м, относя нижние 100—140 м к нижеказанскому подъярсу (в объеме трех толщ: нижней — глинистой, средней — песчаной, верхней — песчано-глинистой). Верхнеказанская часть белебеевской свиты мощностью до 90—125 м начинается в Сарапульском Прикамье, по данным З. И. Бороздиной, мощной (до 50 м) толщей песчаников, иногда с линзами конгломерата из галек местных пород, при отсутствии последних — с пачками глин. Вышележащая толща сложена полосатыми глинами с преобладанием разностей, содержащих стяжения розового мергеля и известняка; встречаются тонкие прослои голубовато-зеленых песчаников и (редко) серых глинистых известняков. Толща охарактеризована фауной остракод с комплексом их несколько более богатым по сравнению с нижеказанской частью белебеевской свиты. Для последней указываются в качестве ведущих форм *Darwinula elegantella* Bel., *D. triangula* Bel., *D. serpula* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* Schar., *D. edmistonae* Bel., для верхнеказанской части белебеевской свиты, кроме перечисленных, *Darwinula malachovi* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. gerdae* (Gleb.), *Volganella magna* (Spizh.).

В Куйбышевском Поволжье, на территории Жигулевско-Пугачевского свода и примыкающих к нему с востока впадин, разрезы верхнеказанского подъяруса характеризуются господствующим значением в их строении карбонатных и сульфатных пород. В наиболее опущенных участках впадинных зон нижняя часть подъяруса слагается гидрохимической свитой, иногда значительной (до многих десятков метров) мощности.

Вдоль северной окраины Жигулевско-Пугачевского свода (Самарская Лука) разрез верхнеказанских отложений имеет, по схеме Н. Н. Форша, тречленное деление. Нижний ритм осадконакопления начинается здесь «исаклинскими» гипсами и «сорокинской» толщей переослаивания гипсов и доломитов, лишь в нижней части содержащих в отдельных прослоях фауну пелеципод (нечаевий и др.). Средний ритм слагается внизу «юматовскими» гипсами с прослоями глин (в основании и в середине толщи) и «падовскими» доломитами, внизу ракушняковыми и оолитовыми, вверху тонкослоистыми, в кровле гипсоносными. Верхний ритм начинается «орловскими» гипсами с прослоями зеленовато-серых гипсоносных глин, мергелей и доломитов; выше его слагают «дубровинские» доломиты, внизу изобилующие фауной и иногда оолитовые, выше тонкослоистые, переходящие вверх по разрезу в гипсоносные. Разрез заканчивается «водинскими» сильно загипсованными зеленовато-серыми глинами, чередующимися с пластами гипса.

В направлении от Самарской Луки на северо-восток к Байтугану в «сорокинских» и «юматовских» слоях выклиниваются гипсы и появляются прослои песчаников, «падовские» доломиты расклиниваются

терригенными породами; увеличивается значение терригенных пород и в «орловских» слоях. В направлении на восток — к Пилюгино, значительно увеличивается мощность «исаклинских» гипсов, но во всей выше лежащей карбонатно-глинистой толще сколько-нибудь мощные прослои гипсов отсутствуют.

На юг от Самарской Луки, в Бузулукской впадине, Ореховской опорной скважиной вскрыт разрез верхнеказанских отложений (65 м), представленный в нижней части (36 м) гидрохимической свитой (переслаивание пачек ангидрита и галита), в верхней — глинами загипсованными, серыми, с прослоями ангидритов, доломитов и водорослево-фораминиферовых известняков.

Рязано-Саратовский прогиб и северная бортовая зона Прикаспийской синеклизы. В пределах юго-восточной окраины Рязано-Саратовского прогиба образования казанского яруса залегают либо на размытой поверхности уфимских осадков, либо из-за отсутствия последних трансгрессивно на разновозрастных нижнепермских отложениях. В свою очередь образования казанского яруса трансгрессивно перекрываются татарскими.

В целом казанский ярус представлен на северо-востоке толщиной известняков, доломитов, мергелей и загипсованных глин. В них встречена фауна морских остракод, а на Иловлинской площади — типичный для нижнеказанских отложений комплекс фораминифер (*Nodosaria elabugae* Tschern., *Geinitzina spandeli* Tschern.).

В связи с ингрессивным залеганием нижнеказанских образований мощности снижаются от 25—50 м (Коробковская, Красноярская и другие площади) до полного выклинивания. Последнее стоит в зависимости и от трансгрессивного налегания татарских отложений; подошва последних в 70—80 км от Волги переходит с размытой поверхности казанских образований далее на запад на размытую поверхность нижней перми.

Вдоль северного борта Прикаспийской синеклизы мощности казанского яруса увеличиваются в восточном и южном направлениях. Наименьшими — от 0 до 15—20 м — они являются в Саратовском левобережье Волги, в низовьях р. Большого Карамана (район Степного); к верховьям этой реки мощности увеличиваются до 24—39 м, выдерживаются в этих же величинах на восток до верховьев Малого Узенья (г. Ершов); далее на восток, к району Перелюба, они постепенно нарастают до 130 м и более. Еще более увеличенные мощности (до 200 м) характеризуют расположенный к юго-востоку от Перелюба район г. Уральска.

Характерной особенностью разрезов казанского яруса северной бортовой зоны Прикаспийской синеклизы является наличие поверхности размыва не только в подошве яруса, но и между нижне- и верхнеказанскими отложениями. Последняя прослеживается как в разрезе казанского яруса по р. Большому Караману, так и в более восточных районах. Наличие этой поверхности размыва обуславливает изменчивость мощностей нижнеказанских преобладающе карбонатных осадков под перекрывающими их галогенно-карбонатными верхнеказанскими образованиями от 6—20 м в разрезах по р. Большому Караману до 37—40 м на Рахмановской площади и 77—84 м на Перелюбской.

Фациальные изменения в нижнеказанских образованиях рассматриваемого района выражаются в наличии в них на западе, кроме карбонатных пород, прослоев коричневых глин, на востоке — прослоев сульфатных пород, в районе Уральска и прослоев галита. Верхнеказанские образования в северной полосе повсеместно слагаются ангидритами, содержат прослои загипсованных глин; в направлении к Уральску

в них появляются пачки пестроцветных глин и алевролитов с прослоями мергелей. Принадлежность сероцветных глинисто-сульфатно-карбонатных пород северной окраины Прикаспийской синеклизы к казанскому ярусу документируется наличием в них в ряде пунктов фауны казанских фораминифер, морских остракод и пелелипод. Для Перелюбской площади В. В. Липатовой приводятся данные и спорово-пыльцевых анализов.

Татарский ярус

Красноцветные отложения востока Русской платформы, венчающие разрез пермской системы и выделенные Н. А. Головкинским (1869 г.) под названием «формации полосатых мергелей», а С. Н. Никитиным (1887) под названием татарского яруса, образуют в Среднем Поволжье огромные поля выходов на дневную поверхность и лишь южнее широты Куйбышева постепенно погружаются под более молодые напластования мезозойской и кайнозойской групп.

Нижняя граница татарского яруса устанавливается по трансгрессивному налеганию слагающих его отложений на размытую поверхность подстилающих напластований почти на всей изученной территории. Исключением является северная часть Вятского вала и Верхнекамской впадины, где татарские отложения подстилаются красноцветными образованиями казанского яруса и местами связаны с последними постепенными переходами. Нижнетриасовые отложения залегают на татарских повсеместно трансгрессивно, с размывом. Местами (Сырьянская структура Вятского вала) предтриасовый размыв достигает нижнетатарских отложений.

Стратиграфически наиболее полный и наиболее мощный (до 600 м) разрез татарского яруса известен в северной части Вятского вала. Он может быть прослежен послойно по обнажениям в береговых обрывах Верхней Вятки и ее притоков на отрезке от с. Мулино до с. Шихово.

В пределах Токмовского свода, где общая мощность татарского яруса не превышает 200 м, прекрасные обнажения татарских отложений прослеживаются в обрывах правого берега низовьев Оки от устья р. Теши до г. Горького, в правобережье р. Волги в окрестностях селений Зименки, Голошубихи, Сумки, Ильинки, а также в районе городов Козьмодемьянска, Чебоксар, Марпосада, Казани, Тетюши.

На территории Куйбышевского Заволжья максимальная мощность татарских отложений достигает 500 м. В этих районах полный разрез их прослеживается по обнажениям в бассейнах рек Сока, Большого и Малого Кинеля, Самары, Боровки.

Полезные ископаемые, связанные с татарскими отложениями, принадлежат преимущественно к группе нерудных. Широко распространены известняки, используемые в качестве бута и строительного сырья; в Кировской области, Марийской и Татарской АССР и в других районах имеются сотни карьеров по добыче камня. На востоке Татарской АССР, в Удмуртии, в Кировской области широко распространены татарские палеоаллювиальные гравийно-галечниковые образования, являющиеся прекрасным материалом для покрытия шоссежных дорог. На всей территории развиты балластные пески и крепкие песчаники, используемые иногда для мощения дорог. В Горьковской области обнаруживаются местами значительные скопления палыгорскита. За последнее время внимание геологов привлекают соединения редких рассеянных элементов и меди, значительные перспективы поисков которых в татарских отложениях имеются на территории зоны Вятских дислокаций, Татарского свода и других более восточных регионов.

В изучении стратиграфии красноцветных отложений татарского яруса имеются значительные трудности, связанные с отсутствием в них морской фауны и с резко проявленной изменчивостью в пространстве и по разрезу литолого-фациального состава.

В настоящее время большинство геологов выделяют в татарском ярусе по биостратиграфическим данным два подъяруса. Вместе с тем новейший фактический материал позволяет подразделить татарские отложения на три равновеликих стратиграфических единицы, которым одни геологи (Н. П. Кашеварова, 1946 г.; А. К. Гусев, 1955 г.) придают наименование биостратиграфических горизонтов, другие (Блом, 1952; Игнатъев, 1962^{1, 2}) — подъярусов.

В настоящей работе стратиграфическое подразделение татарских отложений на подъярусы и горизонты производится, согласно унифицированной схеме, утвержденной Стратиграфическим совещанием в декабре 1962 г., на два подъяруса: нижне- и верхнетатарский с подразделением первого из них на нижеустьинский и сухонский горизонты, второго — на северодвинский и вятский (см. табл. 16).

Московская синеклиза. В территорию Среднего Поволжья входит лишь юго-восточная часть синеклизы, занимающая бассейн Ветлуги, низовья Моломы и Великой. На этой территории татарские отложения достигают 500 м мощности, залегают повсеместно на размытой поверхности морских напластований казанского яруса, несогласно перекрываются фаунистически охарактеризованными пестроцветными породами нижнего триаса и по фациальному облику обладают значительным сходством со своими аналогами центральных частей Московской синеклизы.

Нижнетатарский подъярус на рассматриваемой территории складывается образованиями, возникшими в крупном бассейне — озере-море. Они четко обособляются в разрезе верхнепермских напластований по характеризующей их микродонтелловой фауне, в целом составляя один крупный нижнетатарский ритм осадконакопления; подразделение их на нижеустьинский и сухонский горизонты возможно в основном лишь по литологическим данным.

Нижнеустьинский горизонт (рис. 59) в верховьях Ветлуги (ст. Шарья) и в бассейне Великой представлен преимущественно терригенными породами (мощностью до 180 м). Преобладают песчаники оранжевые и стально-серые, кварцевые, мелкозернистые, хорошо отсортированные, участками с гипсовым цементом. Им подчинены пачки кирпично-красных глин и алевролитов и редкие прослои магнезиальных мергелей, известняков и доломитов. Фауна не встречена. При движении на юг к городам Шахунье и Яранску наблюдается уменьшение мощности нижеустьинских отложений до 40—60 м и одновременное изменение их фациального состава, проявляющееся в постепенном замещении в разрезе кварцевых песчаников и алевролитов глинисто-карбонатными породами, в составе которых начинают все большую роль играть известняки и известковые мергели. По мере уменьшения магнезиальности и гипсоносности в южном направлении в нижнетатарских отложениях начинает появляться фауна пелеципод — *Microdontella obtusale* G u s., *M. pugnatoria* G u s., *M. subovata* (J o n e s), *Anthraco-nauta uslonica* G u s., остракод — *Darwinula inornata* (S p i z h.), *D. elegantella* B e l., *D. fragiliformis* B e l., *D. sokolovia* B e l. и др., конхострак, рыб. При движении на запад от бассейна Ветлуги к бассейну Унжи наблюдается увеличение магнезиальности и гипсоносности нижеустьинских пород.

Сухонский горизонт (50—100 м) залегает согласно на нижеустьинском и повсеместно представлен глинисто-карбонатными породами.

В нижней части разреза значительную роль играют доломиты и в разной степени доломитистые пятнистые известняки, обладающие иногда стилолитовой текстурой. В породах содержится обильная фауна пелеципод — *Microdontella janischevskyi* (Plotn.), *M. subovata* (Jones), *M. pugnatoria* Gus., *Palaeomutela ulemaensis* Gus., *P. ex gr. exstensiva* Gus., *Anthraconauta volgensis* Gus., *A. uslonensis* Gus., *Palaeonodonta* cf. *amalizkyi* (Netsch.) и др., остракод — *Darwinula inornata* Spizh. var. *macra* Lun., *D. elegantella* Bel., *D. tichonovichi* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *D. aff. spizharskyi* Posn., *Permiana oblonga* (Posn.) и др., конхострак, рыб.

При движении с севера на юг наблюдается наряду с уменьшением мощности относительное увеличение в разрезе сухонского горизонта известняково-мергельных пород. На широте г. Яранска сухонские отложения на 80—90% сложены известняками и мергелями.

Отложения верхнетатарского подъяруса в бассейнах Ветлуги, Пижмы, Моломы, Великой залегают с размывом на подстилающих породах, несогласно перекрываются напластованиями нижнего триаса и представлены ритмичным переслаиванием аллювиальных и озерных образований, которые по литолого-фациальным и фаунистическим признакам подразделяются на северодвинский и вятский горизонты.

Северодвинский горизонт (170 м — Шахунья, 230 м — низовья Моломы и Великой) отчетливо обособляется по комплексам фауны. Выше подошвы горизонта появляется комплекс остракод с *Darwinula parallela* (Spizh.) и комплекс пелеципод с характерными северодвинскими формами. В средней части разреза часто встречаются остатки парейазавровой фауны. В верхней части горизонта становится очень типичной гастроподовая фауна.

Северодвинские отложения на рассматриваемой территории в большинстве скважин могут быть подразделены на три ритма, отвечающих трем стратиграфическим горизонтам схемы В. И. Игнатьева (см. табл. 16).

Слободской ритм (50—80 м) представлен в основании песчано-алевролитовыми породами аллювиального генезиса, сверху частым переслаиванием озерных коричневатокрасных известковистых глин, пестроокрашенных мергелей и известняков с *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. inornata* Spizh., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. aff. spizharskyi* Posn., *D. fragiliformis* Kash., *Sinusuella ignota* Spizh., *Palaeomutela* cf. *arthodonta* Gus., *P. ulemaensis* Gus., *P. gigantea* Gus., *P. exstensiva* Gus., *Sinusuella cornuta* Spizh. и др.

Юрпаловский ритм (60—120 м) в основании сложен линзами русловых полиминеральных песчаников, сверху коричневатокрасными известковистыми глинами с редкими прослоями песчаников, конкреционные известняки и мергели с фауной редких пелеципод, остракод — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *D. aff. spizharskyi* Posn., *Darwinuloides curvata* (Bel.), *D. soijazhica* (Schar.), *Suchonella stelmachovi* Spizh. и др., наземных позвоночных (на Вятке близ г. Котельнича) — *Pareiasuchus vjatkensis* N.-W., *Anthodon rossicus* N.-W.), конхострак, остатков рыб.

Путятинский ритм (40—120 м) построен аналогично двум подстилающим: в основании — аллювиально-речными, сверху — озерными отложениями, но обособляется от подстилающих и перекрывающих отложений обилием и разнообразием фауны. Встречены остатки гастропод — *Gorkyella lutkevichi* (Rev.), *G. peregra* Gus., *G. longa* Gus., *G. ovata* Gus., *Surella supina* Gus., *S. blomi* Gus., *S. tichvinskaja* Gus., *Vetlugaia aristovensis* (Rev.), *V. schmidtii* (Rev.) и др.; пелеципод — *Palae-*

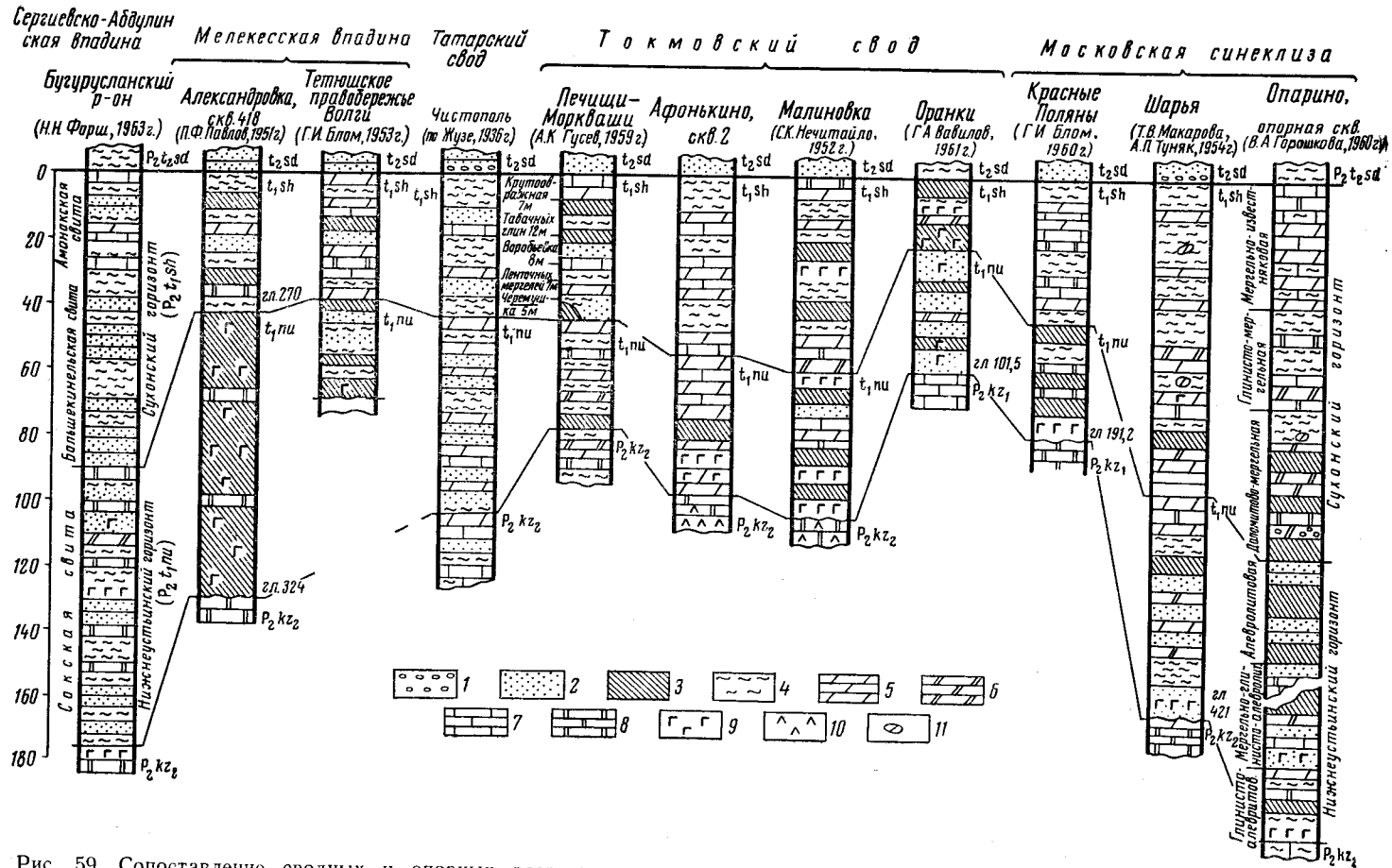


Рис 59. Сопоставление сводных и опорных разрезов нижнетатарских отложений Сергиевско-Абдулинской и Мелекесской впадин, Татарского и Токмовского сводов и юго-восточной части Московской синеклизы
 1 — конгломераты; 2 — пески и песчаники; 3 — алевролиты; 4 — глины и аргиллиты; 5 — мергели; 6 — мергели доломитовые; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — гипсы; 10 — ангидриты; 11 — известковые конкреции

eanodonta (?) cf. *dubia* (Amal.); остракод — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. futschiki* Kash., *D. pseudofutschiki* Bel., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. spotiosa* Bel., *D. perterebrata* Bel., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *D. svijazhica* (Schar.), *D. curvata* (Bel.), *Suchonella cornuta* Spizh., *S. typica* Spizh., *Placidea aristovensisa* (Spizh.) и др.; конхострак, рыб.

Следует отметить, что в некоторых скважинах описанные три ритма при визуальном изучении керна не обособляются.

Вятский горизонт¹ характеризуется резко выраженной изменчивостью мощностей (от 0 до 100 м) и обособляется по появлению в породах батрахозаврового комплекса фауны позвоночных и комплексов моллюсков и конхострак, присущих вятским отложениям Поволжья. Залегают вятские отложения на подстилающих часто с размывом и несогласно перекрываются красноцветными образованиями нижнего триаса, содержащими бентозуховую и проколофоновую фауну. Преднижнетриасовый размыв местами в бассейнах Пижмы и Ветлуги достиг поверхности северодвинских отложений. Поэтому на рассматриваемой территории сохранились от размыва лишь напластования быковского ритма; нефедовские слои, возможно, присутствуют лишь в бассейне Моломы и Великой, где мощность вятского горизонта достигает 100 м.

Сложен вятский горизонт русловыми песчаниками желтовато-коричневыми, полиминеральными, косонаслоенными, с конгломератами, в нижней части разреза образующими линзы до 30 м мощности. В верхней части горизонта преобладают красные, в разной степени известковистые глины и алевролиты, известняки отсутствуют, конкрециевидные мергели образуют маломощные невыдержанные прослои. Из фаунистических остатков часто встречаются: батрахозавры — *Chroniosuchus* sp.; дицинодонты, конхостраки — *Pseudestheria trigonellaris* (Mitch.), *Ps. nordwicensis* (Novoj.), *Ps. plicyferina* Novoj., *P. obliqua* (Mitch.), *Ps. cicatricosa* Novoj., *Trigonestheria jugensis* Novoj., *Echinestheria rossica* Novoj., *Palaeleptestheria itilensis* Novoj., *Concherisma fukensis* (Grabau), *Polygrapta chatangensis* Novoj.; пелециподы — *Palaeomutela oleniana* Gus., *P. netshajevi* Gus., *P. curiosa* Amal., *Palaeonodonta okensis* (Amal.), *P. segmentata* Gus. и др.; остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. complicata* Schar., *D. futschiki* Kash., *D. inflexa* Bel., *D. timanica* Kash., *D. perlonga* Schar., *Darwinuloides tatarica* Posn., *Suchonella typica* Spizh., *Volganella magna* (Spizh.) и др.

Зона Вятских дислокаций. Зона характеризуется неоднородным строением отложений татарского яруса. В северной части зоны разрез яруса является наиболее стратиграфически полным и имеет мощность 600 м. В центральной и южной частях зоны мощность татарских отложений сокращается и из разреза выпадают напластования верхних горизонтов.

За основу стратификации татарских отложений зоны Вятских дислокаций принимается классическая стратиграфическая схема Н. Г. Кассина (1928) с последующими дополнениями и детализацией Н. Н. Форша и О. М. Мануйленко (1937 г.) и В. И. Игнатъева (1962_{1, 2}).

К нижнетатарскому подъярису (рис. 60) на территории Вятских дислокаций относятся отложения II—V свит Н. Г. Кассина, максимовские, ильинские, белохолуницкие, сырьянские слои схемы Н. Н. Форша,

¹ Этот термин впервые употреблен В. И. Игнатъевым в 1955 г. для названия отложений, отвечающих по объему VIII и IX свитам Н. Г. Кассина или соответственно быковским и нефедовским слоям схемы Н. Н. Форша; позднее (1962—1963 гг.) он был принят для синхронных этим слоям отложений всей территории Русской платформы и Приуралья.

I и II горизонта схемы В. И. Игнатьева. Их общая максимальная мощность достигает 240 м.

По данным А. Н. Храмова, эти отложения в целом характеризуются обратной намагниченностью пород (зона R₁P). По литологическим признакам и ритмичности они четко подразделяются на два горизонта, которым в унифицированной стратиграфической схеме присвоены названия нижеустьинского и сухонского.

Нижеустьинский горизонт отвечает II и III свитам Н. Г. Кассина или соответственно максимовским и ильинским слоям Н. Н. Форша. Максимовские слои (40—50 м) залегают без перерыва на породах казанского яруса и представлены многократным тонким переслаиванием терригенных и карбонатных пород. Песчаники оранжевые, зеленовато-серые, тонкослоистые, участками загипсованные. Легкая фракция их состоит на 80—90% из кварца, в тяжелой фракции резко преобладают устойчивые минералы (гранат, циркон) над эпидотом. Глины и алевролиты красновато-коричневые, преимущественно тонкослоистые, местами загипсованные. Мергели розовые, желтоватые, серые, тонко- и микрослоистые. Известняки темно-серые, тонкослоистые, иногда дырчатые. В мергельно-карбонатных породах часто обнаруживается фауна пелеципод — *Palaeomutela krotovi* Netsch., *P. doratiformis* G u s., *P. vjatkensis* G u s., *Microdontella lata* (Netsch.), гастропод — *Maturipupa kholunicensis* G u s., остракод — *Darwinula chramovi* (Gleb.), *D. trapezoides* Sch a g., *D. varsanofievae* Bel., *D. tichonovichi* Bel., *Darwinuloides triangula* (Bel.), *D. edmistonae* (Bel.), *Permiana oblonga* P o s n., *Sinusuella ignota* S p i z h., *S. vjatkensis* (P o s n.) и др.

Ильинские слои представлены 70—100-метровой толщиной по окраске и литологическому составу коричневатокрасных известковых глин и алевролитов с прослоями и линзами серых и оранжевых мелкозернистых песчаников. Залегают согласно на подстилающих породах. Бедны фауной. В ильинских слоях, вскрытых на Шихово-Чепецкой, Сырьянской, Иванцевской структурах, обнаружены неопределимые остатки раковин пелеципод и остракоды: *Darwinula chramovi* (Gleb.), *D. elegantella* Bel., *D. fragiliformis* var. *angusta* Sch n., *D. maslovi* Bel., *D. kassini* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* (Sch a g.), *D. triangula* (Bel.), *Permiana tuberculata* Sch n. и др.

Сухонский горизонт отвечает IV и V свитам схемы Н. Г. Кассина или соответственно белохолуницким и сырьянским слоям схемы Н. Н. Форша. Белохолуницкие слои (40—50 м) залегают согласно на подстилающих породах, но отличаются от них пестрым литологическим составом и преимущественно тонкослоистой текстурой пород. Преобладают песчаники белые, коричневатосерые, тонкослоистые, мелкозернистые, преимущественно сложенные из кварцевых и карбонатных зерен. С ними часто перепластовываются глины коричневатобурые с отпечатками харовых водорослей и не выдержанные в пространстве прослой песчаных мергелей и известняков. В нижней части разреза иногда наблюдаются линзы конгломератов из мелких окатанных обломков местных пород. В отдельных прослоях встречаются пресноводные остракоды: *Darwinula inornata* (S p i z h.), *D. perlonga* Sch a g., *D. fragilis* var. *angusta* Sch n., *D. aff. kassini* Bel., *Darwinuloides triangula* (Bel.), *Permiana tuberculata* K a s h. и др.

Сырьянские слои (40—50 м) залегают согласно на подстилающих породах и представлены многократным переслаиванием серых комковатых брекчиевидных, или дырчатых, местами пелециподовых средне- и толстослоистых известняков с темно-серыми, розовыми, фиолетовыми, иногда остракодовыми мергелями и красновато-коричневыми известковистыми глинами. Толща в целом характеризуется относительной фаци-

альной выдержанностью в пространстве. В глинисто-карбонатных породах часто обнаруживается фауна пелеципод — *Microdontella nitida* Gus., *M. mirabilis* (Gus.), *M. pugnatoria* Gus., *Palaeomutela vjatensis* Gus., *P. novalis* Netsch. и остракод — *Darwinula fragiliformis*

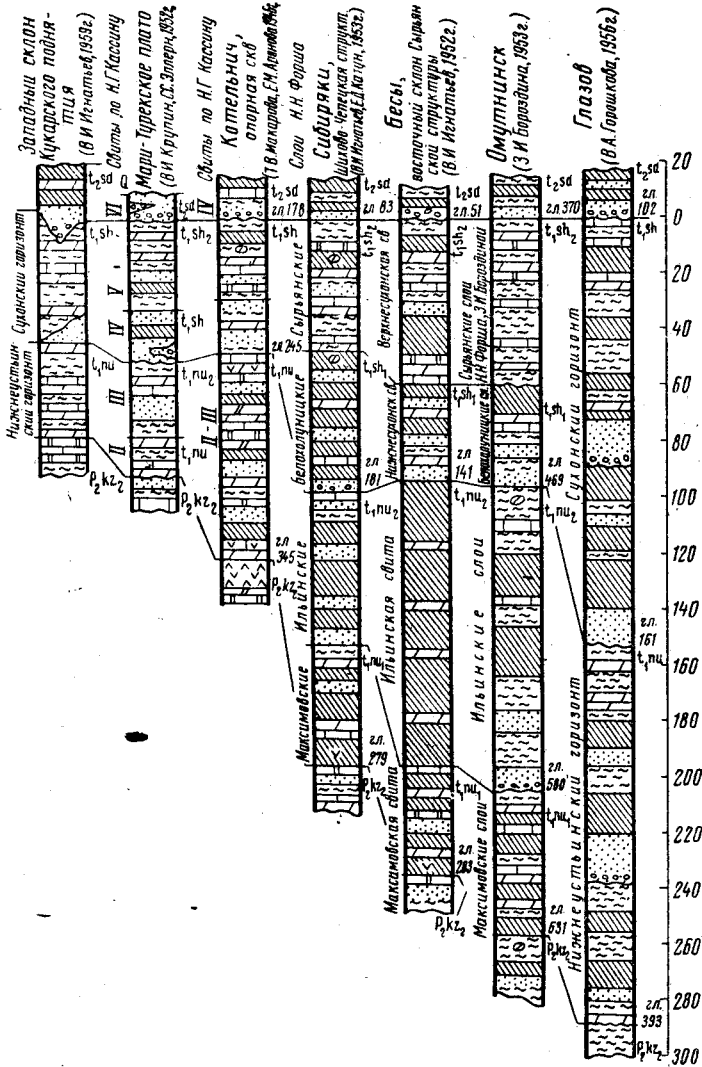


Рис. 60. Сопоставление сводных и опорных разрезов нижнетатарского подъяруса на территории Вятских поднятий и Верхнекамской впадины

Условные обозначения см. на рис. 59

Kash., *D. perlona* Schar., *D. inornata* (Spizh.), *D. suchonensis* Schn., *D. elegantella* Bel., *Permiana oblonga* Posp. и др.

К верхнетатарскому подъярусу в северной части зоны Вятских дислокаций относятся преимущественно аллювиально-озерные красноцветные отложения, достигающие максимальной мощности 380 м, залегающие с перерывом в осадкообразовании на породах нижнетатарского подъяруса и трансгрессивно перекрывающиеся фаунистически охарактеризованными отложениями нижнего триаса. По литолого-фациаль-

ным и фаунистическим особенностям они отчетливо подразделяются на две части. Нижняя относится к северодвинскому, верхняя к вятскому горизонтam унифицированной схемы 1962 г. или соответственно к среднетатарскому (северодвинскому) и верхнетатарскому (вятскому) подъярусам схемы В. И. Игнатьева (1962_{1, 2}).

Отложения северодвинского горизонта (до 290 м) в целом резко отличаются от подстилающих появлением в разрезах мощных линз полиминеральных косонаслоенных песчаников аллювиального генезиса. Вместе с тем на границе сухонского и северодвинского горизонтов наблюдается смена комплексов фауны. Среди пелеципод исчезают микродонтеллы, на смену приходит комплекс моллюсков с ведущими представителями *Palaeomutela trapezoidalis* Amal., *Palaeonodonta subcastor* (Amal.), *P. rhomboidea* (Netsch.) и гастропод из родов *Gorkyella*, *Surella*, *Vetlugaia*. Среди остракод становится типичным сообщество с *Darwinula parallela* (Spizh.). В толще северодвинских отложений выявляется три ритма, отвечающих соответственно слободскому, юрпаловскому и путятинскому горизонтам схемы В. И. Игнатьева.

Слободской ритм объединяет слободские и филинские слои Н. Н. Форша. Слободские слои (40—60 м) в нижней части разреза представлены преимущественно красновато-коричневыми, полиминеральными, косонаслоенными песчаниками, в легкой фракции которых резко снижается роль кварца и возрастает содержание кремня. В тяжелой фракции начинает преобладать эпидот над устойчивыми минералами. Песчаники обычно залегают в виде линз мощностью до 20 м, вложенных в палеоруслу, и содержат в подошве конгломераты из неравномерно окатанных обломков подстилающих пород. В верхней части слободских слоев преобладают известковистые алевролиты и глины коричневатокрасной окраски, содержащие известковистые конкреции и прослой конкрециевидных мергелей.

Филинские слои (до 12 м) представлены многократно переслаивающимися серыми комковатыми, брекчиевидными конкрециевидными известняками, зеленовато-серыми и фиолетовыми мергелями, красновато-коричневыми глинами. Они залегают согласно на подстилающих породах, имеют озерный генезис и на севере Кировской области являются выдержанным маркирующим горизонтом. В слободских и филинских слоях обнаружены: *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. complicata* Schar., *D. inornata* (Spizh.), *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *D. svjazhica* (Schar.), *Permiana pulchra* Bel. и др.

Юрпаловский ритм (65—85 м) отвечает нижней песчанистой и средней глинистой частям разреза юрпаловских слоев Н. Н. Форша, сложенных в основании преимущественно русловыми косонаслоенными желтовато-коричневыми полиминеральными песчаниками, выполняющими палеоруслу. В тяжелой фракции песчаников ведущая роль принадлежит минералам группы эпидота — цоизита, в легкой — кремню. Юрпаловские глины темного коричневатокрасного оттенка известковистые, с массой конкрециевидных известковистых стяжений, местами переходят в глинистый конгломерат, состоящий из окатанных обломков глины, скрепленных глинистым цементом той же окраски. В юрпаловских отложениях встречены: пелециподы — *Palaeomutela trapezoidalis* Amal., *P. ulemaensis* Gus.; остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *Permiana oblonga* Posn., *Suchonella stelmachovi* Spizh.

По данным Н. Н. Форша и А. И. Храмова, отложения слободских, филинских слоев и юрпаловского ритма обладают нормальной намагнитченностью (палеомагнитная зона N₁P).

Путятинский ритм охватывает в основном путятинские и калининские слои Н. Н. Форша. В основании ритма прослеживаются линзы (до 20 м) русловых полиминеральных косонаслоенных песчаников, которые Н. Н. Форшем относятся еще к юрпаловским слоям. Вышележащая толща путятинских слоев (до 40 м) представлена частым переслаиванием известняков, мергелей, глин. Широко распространены ярко окрашенные красные, коричневые, розовые, сильно известковистые глины с массой конкрециевидных известковистых стяжений. Им подчинены мергели розовые, фиолетовые, зеленовато-серые. Среди них часто встречаются конкрециевидные водорослевые разности, образованные причудливо ветвящимися биогермами. Среди известняков преобладают комковатые разности; встречаются прослой известняков серых, плотных, дырчатых и темно-серых (до черных), обогащенных диспергированной органикой и содержащих пирит и мельникерит.

Калининские слои (35—40 м) залегают согласно на подстилающих породах и сложены преимущественно коричневатокрасными и коричневыми известковистыми, местами конгломератовидными или пятнистыми (с массой голубовато-серых ветвистых прожилок) глинами. Им подчинены единичные невыдержанные прослой голубовато-серых мергелей, светло-серых известняков, красновато-коричневых песчаников и алевролитов. Отложения верхней части юрпаловских слоев, путятинские и большая часть калининских слоев характеризуются обратной намагниченностью пород (зона R₂P).

В путятинских и калининских слоях обнаружены мелкие гастроподы, пелециподы — *Palaeomutela verneuili* Amal., *P. subparallela* Amal., *P. trapezoidalis* Amal., и остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *D. baschkirica* Star., *D. socolovia* Bel., *Darwinuloides sentjakensis* (Schar.), *Permiana oblonga* (Posp.), *Sinusuella vjatkensis* (Posp.), *S. ignota* Spizh. и др.

Стратиграфически наиболее полный разрез отложений вятского горизонта (140—160 м) на Русской платформе известен в северной части зоны Вятских дислокаций. В обнажении правого берега Вятки непосредственно выше с. Путятино они восстанавливаются послойно. Залегают напластования на размывтой поверхности подстилающих пород. На границе с последними на рассматриваемой и соседствующих с ней территориях наблюдаются значительные изменения не только литолого-фациального состава, но и фауны. Исчезает большинство представителей гастропод, в комплексах пелеципод начинают преобладать *Palaeomutela plana* Amal., *P. oleniana* Gus., *P. ovalis* Amal., в сообществе остракод появляются новые представители *Darwinula parvaeformis* Kash., *D. parva* Bel., *D. inflexa* Bel., *Darwinuloides simplex* Bel.

В толще вятских отложений на севере зоны Вятских дислокаций отчетливо обособляются два законченных ритма, представленных в основании преимущественно аллювиальными образованиями, вверху — отложениями остаточных озер — быковские и нефедовские слои. Быковские слои (до 85 м) составляют нижний ритм. В основании они представлены мощными линзами желтовато-серых косонаслоенных полиминеральных песчаников руслового происхождения, содержащих гальку местных и метаморфических пород. Верхняя часть разреза выражена переслаиванием коричневатокрасных известковистых глин, алевролитов, песчаников с редкими прослоями комковатых мергелей и известняков. В единичных карбонатно-глинистых прослоях обнаруживаются пелециподы и остракоды. Среди последних наиболее часто встречаются *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *Suchonella nasalis*

(Schar.), *S. stelmachovi* Spizh., *S. typica* Spizh. Быковские слои характеризуются нормальной намагниченностью (зона N₂P).

Нефедовские слои (до 75 м) образуют единый ритм, венчающий разрез татарского яруса. Они залегают на размытой поверхности подстилающих пород и в основании сложены русловыми желтовато-коричневыми косонаслоенными песчаниками с конгломератами из гальки местных и метаморфических пород. Вверх по разрезу песчаники постепенно сменяются коричневатокрасными глинами, содержащими редкие конкрециевидные стяжения и невыдержанные прослои песчаников. Толща глин местами достигает 50 м мощности. Фауна в нефедовских слоях встречается редко. В конгломератах нижней части разреза у с. Мулино (на востоке) обнаружены кости дицинодонтов (?). В глинах, вскрытых скважиной у д. Нефедовцы на Вятке, установлены остракоды: *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. spizharskyi* Posn., *D. aff. perlonga* Schar., *Suchonella nasalis* (Schar.), *S. stelmachovi* Spizh. Нефедовские слои отвечают зоне обратной намагниченности (R₃P).

Татарские отложения центральной и южной частей зоны Вятских дислокаций (Кукарское, Сунское и Марийское поднятия) по составу и строению резко отличаются от таковых вышерассмотренной северной части. Залегают они на размытой поверхности подстилающих пород казанского яруса, характеризуются резким сокращением мощностей и значительным изменением фаций. Мощность нижнетатарского подъяруса в целом на рассматриваемой территории не превышает 90 м. Его нижняя часть, относимая к нижеустьинскому горизонту (30—40 м), представлена многократным чередованием пестроокрашенных тонко- и микрослоистых плитняковых (уржумские плитняки) песчаников, алевролитов, глин, мергелей и известняков с частыми знаками волновой ряби, трещинами усыхания, отпечатками кристаллов каменной соли и гипса на поверхностях наслоения. В породах обнаружены остатки ганойдных рыб, конхострак, пелеципод — *Microdontella lata* (Netsch.), *M. pugnatoria* Gus., *Anthraconauta uslonensis* Gus., *Palaeomutela novalis* Netsch., *P. brevis* Gus., *Palaeonodonta obunca* (Netsch.), *P. longissima* (Netsch.), *P. amalitzkyi* (Netsch.), *P. castor* (Eichw.), и свыше 30 видов остракод, среди которых можно отметить: *Darwinula theodorovichi* Bel., *D. aff. pseudofutschiki* Bel., *D. fragiliformis* Schn., *Suchonella typica* Spizh., *S. tichwinskaja* (Bel.), *Permiana oblonga* (Posn.), *Placidea lutkevichi* (Spizh.).

Сухонский горизонт (до 50 м) на большей части рассматриваемой территории залегает с размывом на подстилающих породах. В нижней части их прослеживаются линзы вклинивающихся с востока аллювиально-дельтовых коричневых и красновато-бурых, косонаслоенных полиминеральных песчаников с конгломератами из гальки местных пород — IV свита Н. Г. Кассина. На западном склоне зоны Вятских дислокаций эти песчаники выпадают из разреза нижнетатарского подъяруса. Верхняя часть разреза сухонских отложений представлена частым переслаиванием известняков и красновато-коричневых мергелей с редкими прослоями алевролитов и песчаников. В породах часто встречаются пелециподы — *Microdontella mirabilis* Gus., *Palaeomutela doratiformis* Gus. и остракоды — *Darwinula kassini* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. tichonovichi* Bel., *D. theodorovichi* Bel., *D. fragilis* var. *angusta* Bel., *D. spizharskyi* Posn., *D. suchonensis* Schn., *Suchonella vjatkensis* (Posn.), *Suchonella aff. typica* Spizh., *Permiana oblonga* (Posn.).

На склонах центральной части зоны Вятских дислокаций прослеживаются песчано-конгломератовые отложения лишь самой нижней части

разреза северодвинского горизонта; напластования вятского горизонта отсутствуют.

Верхнекамская впадина. Татарские отложения на территории Верхнекамской впадины очень широко распространены и характеризуются в целом резко выраженной контрастностью фациальных комплексов; проявляющейся в частой смене аллювиально-речных, аллювиально-дельтовых, озерных, озерно-морских образований.

Наиболее полные разрезы татарских отложений наблюдаются в северной части Верхнекамской впадины (севернее долины Чепцы). В центральной ее части (г. Глазов) развиты нижнетатарские и самые низы верхнетатарских отложений. В южной части впадины (бассейн Кильмези, Ижа) распространены только нижнетатарские напластования.

Отложения нижнетатарского подъяруса (см. рис. 60) на большей части территории Верхнекамской впадины залегают со следами размыва на подстилающих породах, но граница с породами казанского яруса здесь проводится условно, поскольку сходные в фациальном отношении с нижнетатарскими белебеевские красноцветы недостаточно охарактеризованы фауной. Верхняя граница нижнетатарских отложений проводится по исчезновению микродонтелловой фауны и по смене комплекса остракод с *Darwinuloides edmistonae* Bel., *D. triangula* (Bel.) на комплекс остракод с *Darwinula parallela* (Spizh.). Фауна наземных позвоночных не изучена. Общая мощность нижнетатарских отложений колеблется от 160 в южных до 314 м в центральных районах Верхнекамской впадины (д. Степаненки Удмуртской АССР).

По литологическим признакам на рассматриваемой территории обособляются отложения нижеустьинского и сухонского горизонтов; при этом наблюдается закономерное изменение их фациального состава при движении с северо-запада на юго-восток.

Нижеустьинский горизонт в Верхнекамской впадине характеризуется мощностями от 80 до 140 м. В северной части впадины нижеустьинские отложения по литолого-фациальному составу и строению весьма сходны со своими аналогами северной части зоны Вятских дислокаций. В Омутнинской скважине, по данным З. И. Бороздиной (1958), в разрезе нижеустьинских отложений отчетливо обособляются максимовские и ильинские слои. Максимовские слои представлены многократным переслаиванием тонкослойистых известняков, мергелей, глин и алевролитов с фауной остракод. Ильинские слои сложены в нижней части разреза аллювиально-дельтовыми косонаслоенными полиминеральными песчаниками с линзами конгломератов, сверху — однообразной толщей коричневатокрасных известковистых глин и алевролитов, фациально очень сходных с ильинскими отложениями Сырьанской и Иванцевской структур Вятского вала.

В центральной части Верхнекамской впадины (Уни, Глазов, Кез, Степаненки), по данным В. А. Горошковой, в разрезе нижеустьинского горизонта отчетливо намечается два ритма. Нижний, по-видимому, отвечает максимовским слоям, верхний — ильинским. В нижних частях каждого ритма скважинами вскрываются линзы полиминеральных косонаслоенных песчаников аллювиального генезиса, содержащих гальку местных и метаморфических пород. Верхние части разреза максимовского и ильинского ритмов представлены коричневатокрасными глинами и алевролитами с редкими прослоями мергелей и известняков с фауной остракод, редких пелеципод. В разрезе максимовских слоев на территории, расположенной западнее меридиана г. Глазова, иногда встречаются включения гипса и прослой доломитов. При движении с запада на восток к г. Глазову в нижеустьинских терригенных поро-

дах наблюдается (по данным Т. В. Макаровой) неуклонное увеличение содержания эпидота (от 4,4 до 20,3%) в тяжелой и кремня (от 14,3% до 22,7%) в легкой фракциях при уменьшении содержания кварца (от 78 до 48%) и тяжелых устойчивых минералов (от 32,3 до 13,9%).

В южной части Верхнекамской впадины (бассейн рек Ижа, Кильмези, Вои) нижнеустыинский горизонт обособляется по широчайшему развитию в его разрезе аллювиально-речных образований. Последние приурочены в основном к нижним частям максимовского и ильинского ритмов, залегают обычно в палеорусле на размытой поверхности подстилающих пород и представлены полиминеральными серовато-коричневыми косонаслоенными песчаниками с мощными линзами конгломератов из гальки метаморфических пород Урала. Верхние части ритмов слагаются красновато-коричневыми глинами с прослоями мергелей и известняков.

В нижнеустыинских отложениях на территории Верхнекамской впадины встречены пеллециподы — *Microdontella* cf. *obtusale* (Gus.), *M. fastigata* Gus., *M. subovata* (Jones), *M. pugnatoria* Gus., *Palaeomutela doratiformis* Gus., *P. obunca* (Netsch.), *P. celebrata* Amal. и др.; остракоды — *Darwinuloides edmistonae* Bel., *D. triangula* (Bel.), *D. sentjakensis* (Schar.), *Darwinula kassini* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. suchonensis* Schn., *D. fragiliformis* Kash., *D. chramovi* (Gleb.), *D. perlonga* Schar.

Мощность сухонского горизонта изменяется от 80 м в южных районах до 170 м в центральной части Верхнекамской впадины. В северной части впадины (г. Омутнинск) сухонские отложения фациально сходны со своими аналогами в северной части Вятских дислокаций. Здесь четко обособляются белохолуницкие слои, представленные частым чередованием песчаников, алевролитов, глин, мергелей, известняков, и сырьанские слои, сложенные в основном красновато-коричневыми глинами, пестроокрашенными мергелями и серыми известняками с остракодами.

В центральных районах Верхнекамской впадины (г. Глазов) белохолуницкие слои выражены толщей преимущественно аллювиальных образований, в составе которых ведущая роль принадлежит песчаникам полиминеральным, косонаслоенным, с линзами конгломератов из гальки местных и метаморфических пород, образующих местами значительные скопления («пуги») гравийно-галечникового материала. Сырьанские слои на этих территориях представлены глинисто-карбонатной толщей.

В южных районах Верхнекамской впадины (бассейн Ижа, Кильмези, Немы) в разрезе сухонского горизонта, по данным З. И. Бороздиной (1951 г.), Р. Б. Давыдова (1959 г.), Р. Р. Туманова (1961 г.), намечаются три четко выраженных ритма. Каждый из них в основании сложен аллювиальными песчано-конгломератовыми (с галькой метаморфических пород), вверху озерными глинисто-карбонатными (с остракодами и пеллециподами) отложениями.

В сухонских породах встречен богатый комплекс пеллеципод — *Microdontella subovata* (Jones), *M. nitida* Gus., *Anthraconauta volgensis* Gus., *A. uslonensis* Gus. и др.; остракод — *Darwinula chramovi* (Gleb.), *D. theodorovichi* Bel., *D. inornata* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *D. socolovi* Bel., *D. elegantella* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *Darwinuloides edmistonae* Bel., *D. triangula* (Bel.), *Permiana oblonga* (Pasn.), *Sinusuella vjatkensis* (Pasn.), *S. stelmachovi* (Spizh.); конхострак; встречены кости наземных позвоночных и остатки окаменелой древесины.

Отложения верхнетатарского подъяруса на территории Верхнекамской впадины значительно менее распространены, чем нижнетатарские. Они залегают на размытой поверхности последних и обособляются по комплексу остракод с часто встречающейся *Darwinula parallela* (Spizh.). Наиболее полные разрезы их вскрываются в северной части впадины (Омутнинск), где отчетливо обособляются напластования северодвинского и вятского горизонтов.

Северодвинский горизонт в Омутнинской скважине вскрыт в интервале 170—370 м, по литолого-фациальным особенностям четко распадается на три ритма, отвечающие соответственно слободскому, юрпаловскому, путятинскому горизонтам региональной схемы В. И. Игнатьева. В основании каждого ритма залегают аллювиальные песчано-алевритовые породы полиминерального состава. Верхние части ритмов представлены переслаиванием озерных коричневатокрасных известковистых глин с мергелями пестроокрашенными, конкрециевидными и известняками серыми (до темно-серых) с фауной остракод.

В центральной части Верхнекамской впадины (г. Глазов) распространены отложения слободских и юрпаловских слоев; в южных частях впадины (бассейны Кильмези и Вои) развиты только самые низы северодвинского горизонта.

В северодвинских отложениях северной части Верхнекамской впадины обнаружены: гастроподы — *Gorkyella*, *Surella*, *Vetlugaia*, в верхней части разреза остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. futschiki* Kash., *D. parvaeformis* Kash., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. trapezoides* Schar., *D. socolovi* Bel., *D. vladimirina* Bel., *D. spizharskyi* Posn., *D. fragiliformis* Kash., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *D. svijazhica* (Schar.), *D. sentjakensis* (Schar.), *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *Sinusuella vjatkensis* (Posn.), *Permiana oblonga* (Posn.), *P. pulchra* Bel. и др.

Отложения вятского горизонта на территории Верхнекамской впадины распространены только севернее долины р. Чепцы. Они залегают с размывом на подстилающих породах и трансгрессивно перекрываются фаунистически охарактеризованными напластованиями нижнего триаса. Вследствие этого мощности отложений вятского подъяруса колеблются от 38 м (кордон Ершовка Омутнинского района) до 153 м (г. Омутнинск). В скважинах, вскрывающих наиболее полный разрез (Черная Холуница, Кашана, Роговая, Сома), в вятском горизонте четко устанавливается два ритма, отвечающих быковским и нефедовским слоям. Быковские отложения в основании представлены песчаниками с конгломератами из гальки местных подстилающих пород. Верхняя часть разреза сложена глинами известковистыми, коричневатокрасными, с прослоями комковатых мергелей и известняков. Нефедовские отложения выражены в основании русловыми песчаниками, аналогичными быковским, сверху — однообразной толщей глин красных, известковистых. Восточнее меридиана г. Омутнинска вятские отложения начинают резко уменьшаться в мощности за счет выпадения из разреза сначала нефедовских, затем и быковских напластований.

В вятских отложениях, вскрытых скважинами в Фаленском и Омутнинском районах Кировской области, обнаружены: пелециподы — *Palaeomutela oleniana* Gus., *P. plana* Amal., *P. cf. ovalis* Amal., *Palaeonodonta soletyaeformis* (Netsch.); остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. futschiki* Kash., *D. inornata* (Spizh.), *D. chramovi* (Gleb.), *D. natali* Bel., *D. parva* Schn., *D. parvaeformis* Kash., *D. inflexa* Bel., *D. cf. liassica* Brodie, *Darwinuloides simplex* Bel., *D. tatarica* (Posn.), *Sinusuella ignota* Spizh. и др.

Токмовский и Татарский своды. На территории Токмовского и Татарского сводов татарский ярус обладает некоторыми общими чертами строения, проявляющимися в закономерном изменении фаций при движении с востока на запад — от низовьев Камы до низовьев Оки — и в значительном сокращении в этом направлении мощности яруса (от 240 м до 0). Вместе с тем на рассматриваемой территории не только обособляются основные стратиграфические единицы, присущие более прогнутым регионам Русской платформы, но получают здесь и наиболее полную фаунистическую характеристику.

Детальная стратификация татарских отложений Токмовского и Татарского сводов разрабатывалась по хорошо изученным окским и волжским разрезам Горьковско-Казанского Поволжья В. П. Амалицким (1885), А. А. Черновым (1917), М. Э. Ноинским (1920 г.), А. Н. Розановым (1928), М. С. Швецовым (1933), Е. И. Тихвинской (1939, 1948, 1952), Н. Н. Форшем и О. М. Мануйленко (1936 г.), Н. П. Кашеваровой (1948 г.), Г. И. Бломом (1952), А. К. Гусевым (1951, 1954, 1963), В. И. Игнатьевым (1952, 1956, 3, 1962) и другими.

Нижнетатарский подъярус представлен отложениями с фауной дейноцефалового комплекса позвоночных и микродонтеллового комплекса моллюсков. Эта толща в целом относится к зоне обратной намагниченности (R₁P) А. Н. Храмова (1963) и условно подразделяется на два горизонта.

Описание нижнетатарских отложений дается по наиболее хорошо изученным разрезам Приказанского района, расположенного в зоне сочленения Татарского и Токмовского сводов; при этом подчеркивается характер фациальной изменчивости в восточном и западном направлениях от Казани.

Нижнеустынский горизонт (до 60 м) отвечает напластованиям первой свиты Н. Н. Форша, серии «А» Е. И. Тихвинской, горизонта «F» А. А. Чернова и первой серии М. С. Швецова, представлен многократным чередованием красно-коричневых тонко- и микрослоистых карбонатных глин с белыми доломитами. Местами в породах содержатся конкреции гипса и пустоты от выщелачивания каменной соли. В единичных прослоях встречается угнетенная фауна остракод. Налегают нижнеустынские отложения на размытую поверхность подстилающих пород, переходя к западу на все более древние горизонты казанского яруса. В горизонтальном направлении они обладают характерной фациальной изменчивостью. При движении на юг от Казанского Поволжья к Мелекесской впадине глинисто-карбонатные породы постепенно замещаются толщей (до 85 м) однообразных бледно-коричневых доломитистых, гипсоносных глин. На восток от Казани при движении к центральным частям Татарского свода наблюдается постепенное вклинивание в отложения рассматриваемого горизонта алевролитов и полиминеральных песчаников с кремневой галькой. В районе Новошешминска последние начинают преобладать в разрезе над глинисто-карбонатными породами, а в районе Бугульмы и Бавлов составляют 70—80% общей мощности горизонта. Одновременно в восточном направлении постепенно уменьшается магнезиальность и гипсоносность пород, из разреза выпадают пластовые доломиты, появляются конкрециевидные известняки и известковистые мергели с фауной остракод и пеллеципод.

При движении на запад от Приказанского района, к Чебоксарам и далее к Козьмодемьянску, наблюдается обратная изменчивость фаций, проявляющаяся в полном выпадении из разреза нижнеустынских отложений полиминеральных песчаников и алевролитов и в нарастании относительной роли известняково-мергельных пород. Западнее Васильсурска нижнеустынские отложения переходят на размытую поверхность

нижнеказанских напластований, а в Приокском районе заметно изменяют свой фациальный состав.

В Горьковском Поволжье они в основном сложены бледно-коричневыми сильно магнезиальными и гипсоносными фаунистически немymi глинами, алевролитами, кварцевыми мелкозернистыми песчаниками оранжевой и серой окраски. Подчиненную роль в разрезе играют прослой доломитов и доломитистых мергелей с пустотами от вышелеачивания гипса и каменной соли. Известняки отсутствуют.

Сухонский горизонт (до 40 м) отвечает напластованиям второй свиты Н. Н. Форша, сериям «В»—«С» Е. И. Тихвинской, горизонту «С» В. П. Амалицкого, второй свите М. С. Швецова. В Приказанском районе горизонт представлен ритмическим чередованием терригенных и мергельно-карбонатных пород. В разрезе выделяют три ритма. Каждый из них в основании сложен красновато-коричневыми, темно-коричневыми и серыми глинами и алевролитами с пелециподами — *Palaeomutela novalis* Netsch., *P. brevis* Gus., *Palaeonodonta longissima* (Netsch.), *P. amalitzkyi* (Netsch.), *Microdontella subovata* (Jones), *M. pugnatoria* Gus., *Anthraconauta uslonensis* Gus., *A. cherdinzevi* Gus.

В глинах часто обнаруживаются прослой и линзы (мощностью до 3 м) полиминеральных косонаслоенных песчаников. В верхней части ритмов преобладают мергели и известняки с пелециподами — *Microdontella nitida* Gus., *M. mirabilis* Gus., *Palaeomutela krotovi* Netsch., *P. doratioformis* Gus., *P. extensiva* Gus. и остракодами — *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. socolovi* Bel., *D. tichonovichi* Bel., *D. varsanofievae* Bel., *D. spizharskyi* Posn., *Suchonella edmistonae* Spizh., *S. nasalis* Spizh.

К отложениям второй свиты относятся находки костей дейноцефалов *Ulemosaurus* и *Titanophoneus* в овраге Черемушка близ с. Печищи и известное местонахождение костей позвоночных у с. Ишеево на р. Улеме, где, по данным И. А. Ефремова, встречены *Tryphosuchus paucidens* Konzh., *Enosuchus breviceps* Efr., *Lanthanosuchus qualeni* Efr., *L. watsoni* Efr., *Titanophoneus potens* Efr., *Syodon*, *Admetophoneus* (?) sp. и др.

Фациальная изменчивость сухонских отложений в пространстве подчинена тем же закономерностям, что и в подстилающих нижеустьинских. При движении на юг от Приказанского района к Мелекесской депрессии отложения утрачивают ритмическое строение, из разреза выпадают линзы полиминеральных песчаников, а карбонатно-глинистые породы становятся более магнезиальными; в них появляются включения гипса и исчезает фауна. При движении на восток от Казани наблюдается увеличение в разрезе относительной роли полиминеральных косонаслоенных песчаников аллювиального генезиса, утрачивается ритмичность сухонских отложений, из разреза полностью выпадают полиминеральные песчаники и алевролиты, начинают преобладать глины, мергели и известняки. На запад от Казани известняково-глинисто-мергельные фации прослеживаются до низовьев р. Суры. Далее к Горьковскому Поволжью происходит увеличение магнезиальности пород, замещение известняков сначала пятнистыми (бассейн Пьяны), затем пластовыми доломитами (Нижеокский район), появляются пачки коричневатокрасных доломитистых глин с массовым скоплением палыгорскита, наблюдается постепенное исчезновение фауны.

Отложения верхнетатарского подъяруса на территории Татарского свода распространены ограниченно, при этом обнаруживаются напластования только нижних горизонтов на склонах свода. В северо-восточной части Токмовского свода, напротив, они развиты повсеместно.

имеют полный разрез, залегают со следами размыва на подстилающих образованиях, резко отличаются от последних как по фациальному облику, так и по комплексам фауны и всюду подразделяются на северодвинский и вятский горизонты, отвечающие соответственно среднетатарскому и верхнетатарскому подъярусам схемы В. И. Игнатьева.

Северодвинский горизонт имеет на рассматриваемой территории мощность до 70 м. На границе сухонских и северодвинских отложений четко установлено исчезновение дейноцефалового и появление парейазаврового комплекса позвоночных. Среди моллюсков исчезают представители родов *Microdontella*, *Anthraconauta* и ряд нижнетатарских палеомутел и палеоанодонт. На смену им приходит северодвинская фауна моллюсков с характерными представителями родов *Oropkiella*, *Oligodontella*, новыми видами палеомутел и фауной гастропод. Среди остракод типичным и распространенным становится сообщество с *Darwinula parallela* (Spizh.).

Стратиграфический объем северодвинского горизонта отвечает отложениям горизонтов «D» и «С» В. П. Амалицкого, третьей свите М. С. Швецова, сериям «K», «L», «M», «N» Е. И. Тихвинской, третьей и четвертой свитам Н. Н. Форша, среднетатарскому подъярису Г. И. Блома, второму горизонту биостратиграфических схем Н. П. Кашеваровой и А. К. Гусева, палеомагнитным зонам N_1P и R_2P А. Н. Храмова. На территории Горьковско-Казанского Поволжья в северодвинском горизонте устанавливается трехкратное ритмическое чередование преимущественно аллювиальных и озерных образований, причем выделенные три ритма обособляются и по комплексам фауны. Они отвечают слободскому, юрпаловскому и путятинскому горизонтам схемы В. И. Игнатьева (1962₂) и сопоставляются соответственно с нижней, средней и верхней подсвитами малокинельской свиты Куйбышевско-Бугурусланского Заволжья.

Слободской ритм (до 30 м) охватывает большую часть объема третьей свиты Н. Н. Форша. Представлен в основании преимущественно аллювиальными образованиями, в составе которых преобладают коричневатокрасные алевролиты и желтоватокоричневые полиминеральные косослоистые песчаники, залегающие в виде линз мощностью до 15 м, вложенных в палеоруслу. В тяжелой фракции песчаников преобладают зерна эпидота над устойчивыми (гранат, циркон), в легкой — существенную роль играют кремнистые обломки пород. Верхняя часть ритма выражена переслаиванием красновато-коричневых известковистых глин с мергелями, известняками, доломитами. В Чебоксарском Поволжье карбонатные породы представлены исключительно известняками и известковистыми мергелями, содержащими остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. fragiliformis* Kash., *D. pseudofutschiki* Bel., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. trapezoides* Scharg., *Permiana oblonga* (Posn.), *Sinusuella ignota* Spizh., пелециподы *Palaeomutela doratiformis* Gus., *P. cf. krotovi* Netsch., *P. verneuili* Amal. и др.

Местами пачки известняков достигают 2—3 м (район пристани Криуши). При движении на запад к Горьковскому Поволжью в отложениях слободского ритма (пачка «С» В. П. Амалицкого) известняки и известковистые мергели постепенно замещаются доломитами и доломитистыми мергелями. Одновременно беднеет фауна остракод и пелеципод.

Юрпаловский ритм (до 25 м) отвечает верхам третьей и низам четвертой свит Н. Н. Форша. В основании сложен преимущественно аллювиально-речными глинисто-алевролитово-песчаниковыми породами. При этом перерыв на границе с подстилающими отложениями наблюдается только в тех разрезах, где в основании горизонта залегают линзы русловых полиминеральных песчаников. Верхняя часть ритма

представлена преимущественно озерными образованиями. В Чебоксарском Поволжье среди них преобладают красновато-коричневые глины с прослоями розовых, зеленовато-серых мергелей и толстослоистых известняков. В породах часто встречаются пеллециподы — *Palaeomutela marposadica* Gus., *P. woehrmani* Netsch., *P. rectodorsala* Gus., *P. numerosa* Gus., *P. verneuili* Amal. и др. и остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. paralleliformis* Bel., *D. chramovi* (Gleb.), *D. fragiliformis* Kash., *Darwinuloides buguruslanica* Kash., *D. tatarica* (Posn.), *Permiana oblonga* (Posn.) и др.

Западнее низовьев р. Суры, к Горьковскому Поволжью, наблюдается постепенное увеличение магнезиальности пород и замещение известняков доломитами, известковых мергелей — доломитистыми мергелями. Это сопровождается появлением тонко- и микрослоистых текстур в глинисто-карбонатных породах и обеднением фауны.

Путятинский ритм (до 20 м) отвечает верхней части четвертой свиты Н. Н. Форша и верхам горизонта «С» В. П. Амалицкого. На территории Горьковско-Казанского Поволжья он повсеместно выделяется как биостратиграфический горизонт, построенный хотя и аналогично двум нижним, но фаунистически резко обособляющийся от них. В основании путятинского ритма часто прослеживаются линзы русловых желтовато-коричневых косонаслоенных полиминеральных песчаников с конгломератами. Верхняя часть разреза сложена красновато-коричневыми глинами, розовыми, фиолетовыми, малиновыми, зеленоватыми известковистыми мергелями, серыми, темно-серыми кавернозными известняками с фауной гастропод. В разрезе часто обнаруживаются невыдержанные прослои мелкозернистых голубовато-серых кварцевых песчаников и алевролитов озерного генезиса.

На всей территории Горьковско-Казанского Поволжья отложения путятинского ритма обособляются обилием и разнообразием фауны в породах. В них повсеместно обнаруживаются гастроподы — *Gorkyella ovata* Gus., *G. lutkevichi* (Rev.), *G. tichvinskaja* Gus., *G. longa* Gus., *Surella blomi* Gus., *S. supina* Gus., *Vetlugaia aristovensisa* (Rev.), *V. suchonensis* (Rev.), *V. revunovae* Gus.; часто встречаются пеллециподы — *Palaeonodonta* cf. *dubia* (Amal.), *P. subcastor* (Amal.), *P. okensis* (Amal.), *Palaeomutela keyserlingi* Amal., *P. orthodonta* Amal., *P. murchisoni* Amal., *Oligodontella geinitzi* (Amal.), *O. zitteli* (Amal.) и др.; изобилуют остракоды — *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *D. pseudoperterebrata* Bel., *D. futschiki* Kash., *D. pseudofutschiki* Bel., *D. spizharskyi* Posn., *D. onega* Bel., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *D. svijazhica* (Schar.), *D. buguruslanica* Kash., *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *Sinusuela vjatkensis* (Posn.), *Permiana oblonga* (Posn.), *Volganella magna* (Spizh.) и множество других.

В породах путятинского ритма в Горьком А. К. Гусевым обнаружен скелет дицинодонта, а в Тетюшинском районе Татарской АССР к ним относится Ильинско-Монастырская группа местонахождений парейазавровой фауны позвоночных. И. А. Ефремов приводит следующий список встреченных здесь форм: *Dvinosaurus* sp., *Kotlassia prima* Amal., *Scutosaurus permianus* N.-W., *Sauructanus progressus* N.-W., *Dicynodon* cf. *trautscholdi* Amal., тероцефалы.

В целом для отложений северодвинского горизонта территории Токмовского свода характерен следующий комплекс конхострак: *Pseudestheria suchonensis* Novoj., *P. nordvikensis* (Novoj.), *P. lineata* (Lutk.), *Asmussia petasa* (Novoj.), *Erisopsis belmontensis* (Mitch.),

Concherisma trapezoidalis (Netsch.), *Brachyestheria ovalis* Novoj., *Leptestheria uralensis* Novoj., *Palaeoleptestheria ignatievi* Novoj.

Вятский горизонт (до 55 м) отвечает отложениям «А» и «В» горизонтов В. П. Амалицкого, серии «О» Е. И. Тихвинской, пятой серии Н. Н. Форша, палеомагнитной зоне N₂P А. Н. Храмова. Характеризуется исключительно терригенным составом. Преобладают русловые желтовато-коричневые полиминеральные косонаслоенные песчаники, которые залегают в виде линз (в нижней части разреза до 20 м мощности) и содержат пачки конгломерата из глинисто-карбонатной гальки подстилающих пород. Разрыв северодвинских отложений в одних случаях резкий и доходит до отложений юрпаловского ритма, в других, наоборот, между северодвинскими и вятскими напластованиями выделяется пачка переходных глинисто-алевролитовых слоев. В средней части разреза повсеместно преобладают красные и красновато-коричневые известковистые и бескарбонатные глины и алевролиты с тонкими прослоями полиминеральных песчаников.

По фаунистическим признакам вятские отложения резко отличаются от подстилающих северодвинских. В них характерной становится фауна батрахозаврового комплекса наземных позвоночных, в составе которого получил широкое распространение род *Chroniosuchus*. В Горьковском местонахождении остатков позвоночных, установленном еще В. П. Амалицким (1886), по данным И. А. Ефремова и Б. П. Вьюшкова, встречены: *Dvinosaurus* sp., *Kotlassia* sp., *Chroniosuchus* sp., *Scutosaurus* sp., *Inostranzevia* sp., *Dicynodon* sp. За последние годы в вятских отложениях Горьковского Поволжья установлен еще ряд местонахождений позвоночных с *Chroniosuchus* sp. и *Dicynodon* sp.

Особенно резкие изменения от северодвинских к вятским отложениям наблюдаются в фауне конхострак и моллюсков. В вятских породах становятся типичными сообщества: конхострак — *Pseudestheria obliqua* (Mitch.), *Ps. novacostrensis* (Mitch.), *Ps. brewula* Novoj., *Ps. belmontensis* (Mitch.), *Ps. blomi* (Mitch.), *Ps. plicyferina* Novoj., *Sphaerestheria sibirica* Novoj., *Trigonestheria jugensis* Novoj., *Lioestheria antiqua* Novoj., *Concherisma fukiensis* (Grabau), *Rodosina leonidi* Novoj., *Limnadia lenticularis* (Mitch.), *Eriopsis urjumensis* Novoj., *Echinestheria rossica* Novoj. и пелеципод — *Palaeomutela plana* Amal., *P. oleniana* Amal., *P. ovalis* Amal., *P. inostranzevi* Amal., *P. netschjevi* Gus., *P. convexocarinata* (Netsch.), *P. brevis* Gus., *P. quadriangularis* (Netsch.), *P. murchisoni* Amal., *P. curiosa* Amal., *P. rectangularis* Amal., *Palaeonodonta solemiaeformis* (Netsch.), *P. segmentata* Gus., *P. okensis* (Amal.), *P. cf. obunca* (Netsch.), *P. fischeri* (Amal.), *P. oviformis* (Amal.).

В то же время от северодвинских к вятским отложениям на рассматриваемой территории наблюдается некоторое сокращение видового состава остракод.

Мелекесская, Сергиевско-Абдулинская, Бузулукская впадины и склоны Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов. Рассматриваемая территория является областью, в пределах которой С. Н. Никитиным (1887) был впервые установлен татарский ярус, позднее получивший здесь детальную фаунистическую и литолого-фациальную характеристику. Существующая в настоящее время стратиграфическая схема татарских отложений этой территории основана на результатах их изучения К. Р. Чепиковым (1933 г.), Я. С. Никитиным (1940 г.), Н. Н. Форшем (1941—1942 гг.), Н. П. Кашеваровой (1946 г.), В. И. Рачитским (1956, 1957) и рядом других геологов.

Наибольшее значение в изучении стратиграфии татарского яруса рассматриваемой территории имели разрезы татарских отложений

в обнажениях, вскрывающихся в бассейнах Сока, Большого и Малого Кинелей, Самары, Боровки.

Общая мощность красноцветных отложений татарского яруса рассматриваемой области до 500 м. По унифицированной схеме 1962 г. они подразделяются на ниже- и верхнетатарский подъярусы.

Нижнетатарский подъярус в пределах описываемой территории подразделяется на три свиты: сокскую, большекинельскую, аманакскую; нижняя условно относится к нижеустьинскому, две верхних — к сухонскому горизонту.

Сокская свита (нижеустьинский горизонт) (75—100 м), по данным Н. Н. Форша (1963), залегает согласно на породах казанского яруса; сложена в основном красноцветными песчано-глинистыми породами с маломощными прослоями доломитов и розовых и сиреневых доломитистых мергелей. Последние начинают преобладать в верхней части разреза, тогда как в средней и нижней его частях доминируют глины и косослоистые песчаники. При движении от Бугуруслана на восток в сокской свите наблюдаются значительные фациальные изменения. Они проявляются: в неуклонном уменьшении гипсоносности и магнезиальности пород; в постепенной смене пластовых доломитов сначала пятнистыми доломитами, затем слоистыми известняками (бассейн р. Ика) и, наконец, конкрециевидными известняками; в появлении в разрезе линз полиминеральных косонаслоенных песчаников, залегающих в погребенных палеорулах; в появлении в породах фауны остракод, пелеципод. Напротив, в западной части Куйбышевско-Бугурусланского Заволжья (Мелекесская впадина) стратиграфические аналоги сокской свиты представлены однообразной толщей гипсоносных фаунистически «немых» кирпично-красных глин.

Сокская свита бедна фауной. В верхних слоях ее Н. Н. Форш отмечает в мергелях отпечатки и ядра морской фауны *Astartella*, крупных лингул и члеников криноидей. В более восточных районах встречаются пресноводные остракоды и пелециподы.

Большекинельская свита (от 35 м на северо-западе Куйбышевской области до 140 м восточнее Бугуруслана) сухонского горизонта залегает местами с разрывом на подстилающих образованиях. Сложена яркоокрашенными коричневатокрасными известковистыми глинами; им подчинены прослой и линзы полиминеральных косонаслоенных песчаников; мощность и количество которых возрастают при движении на восток. Напротив, при движении на запад от Бугуруслана песчаники выпадают из разреза и отложения свиты в целом приобретают большую магнезиальность, появляется гипс сначала в низах, а затем (Мелекес) по всему разрезу. Карбонатные породы в западных районах описываемого региона представлены редкими прослоями доломитов и доломитистых мергелей, в восточных — известняками и известковистыми мергелями с фауной пелеципод и остракод — *Darwinula fragiliformis* K a s h., *D. elongata* S c h a r., *Placidea lutkevichi* (S p i z h.), *Volganella magna* (S p i z h.).

Аманакская свита (от 30—40 до 100 м в восточных районах) залегает согласно на большекинельских отложениях, образуя с ними единый крупный ритм осадкообразования. В районе Бугуруслана представлена ритмическим переслаиванием коричневатокрасных глин, содержащих тонкие прослой белых кварцевых песчаников, с розовыми, сиреневыми, зелеными известковистыми мергелями и серыми известняками, содержащими обильную фауну пелеципод и остракод — *Darwinula fragiliformis* K a s h., *D. elongata* S c h a r., *Placidea lutkevichi* (S p i z h.), *Volganella magna* (S p i z h.).

Западнее Бугуруслана, на территории Мелекесской впадины, ана-

логи аманакской свиты утрачивают ритмическое строение и представлены переслаиванием глин, доломитистых мергелей, доломитов с подчиненными им прослоями доломитистых известняков. Напротив, при движении на восток от Бугуруслана наблюдается увеличение литолого-фациальной контрастности в разрезе и более четкая мелкая ритмичность, обусловленная появлением на стратиграфических уровнях, отвечающих глинисто-алевролитовым пачкам бугурусланского разреза, линз аллювиально-дельтовых и аллювиально-речных косонаслоенных полиминеральных песчаников. С последними в районе каргалинских медных рудников связаны остатки наземных позвоночных: *Zygosaurus* sp., *Melosaurus* sp., *Platyops rickardi* Twelv., *Discosaurus netschaevi* Riab., *Titanophoneus* sp., *Syodon biarmicum* Kut., *Admetophoneus kargalensis* Efr., *Deuterosaurus biarmicus* Eichw., *D. gigas* Efr., *Venjukovia prima* Amal. (описаны И. А. Ефремовым).

В Бузулукской впадине по материалам Ореховской опорной скважины разрез нижнетатарских отложений в общих чертах сходен с бугурусланским.

Образования верхнетатарского подъяруса на территории Куйбышевско-Бугурусланского Заволжья залегают с неповсеместно выраженными следами размыта на подстилающих породах и обособляются по появлению новых комплексов фауны — остракод с *Darwinula parallela* (Spizh.), гастропод, наземных позвоночных. По литолого-фациальному и фаунистическому облику они четко подразделяются на два горизонта, отвечающих соответственно северодвинскому и вятскому подъярусам региональной схемы В. И. Игнатьева.

К северодвинскому горизонту — малокинельской свите — относится фациально неоднородная, ритмически построенная толща слоев мощностью до 160—180 м, в которой еще в 1943 г. геологи треста «Куйбышевнефтегазразведка» выделяли три пачки слоев (c_1 , c_2 , c_3). В настоящее время Н. Н. Форш (1963) подразделяет ее на три подсвиты, а А. Н. Храмов (1963) установил в малокинельской свите две палеомагнитных зоны (N_1P и R_2P).

Нижняя подсвита (45—50 м) образует сложнопостроенный ритм осадконакопления, представленный мелкоритмическим чередованием терригенных и мергельно-карбонатных пород. В нижней части подсвиты преобладают полиминеральные косонаслоенные песчаники и красные известковистые алевролиты; в средней и верхней частях подсвиты основная роль принадлежит коричневатокрасным глинам, пестроокрашенным мергелям и серым комковатым известнякам с фауной остракод.

Средняя подсвита (до 60 м) составляет второй крупный ритм малокинельской свиты. Она характеризуется резким преобладанием в разрезе красных известковистых глин, алевролитов и полиминеральных песчаников над карбонатно-мергельными породами. Последние образуют маломощные прослои лишь в середине и в верху разреза.

Верхняя подсвита (55—65 м) вместе с полиминеральными русловыми песчаниками, венчающими разрез подстилающей средней подсвиты, образует четко выраженный ритм в осадконакоплении. В средней и верхней частях разреза он представлен коричневатокрасными глинами, содержащими многочисленные прослои пестроокрашенных мергелей, серых и темно-серых известняков с массой остракод. В целом малокинельские отложения характеризуются значительным обновлением фауны остракод по сравнению с подстилающими напластованиями. В них часто встречается характерный для северодвинских отложений комплекс остракод с *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. futschiki* Kash., *D. pseudofutschiki* Bel., *D. inornata* var. *macra* Lun., *D. fragiliformis* Kash., *D. elongata* Lun., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *D. bugu-*

ruslanica Kash., *D. sentjakensis* (Schar.), *D. soijazhica* (Schar.), *Suchonella typica* Spizh., *S. stelmachovi* Spizh. и др.

Особенно богата фауной верхняя часть подсвиты, выделенная в 1945 г. Н. П. Кашеваровой и И. А. Луньяк под названием зоны *Darwinula parallela*. В Мелекесской впадине в этих отложениях начинают обнаруживаться, кроме того, пресноводные гастроподы. Трехчленное строение малокинельской свиты характерно для всей рассматриваемой территории.

Вятский горизонт — кутулукская свита — венчает разрез татарского яруса и четко обособляется не только по литологическому составу, но и по появлению в породах батрахозаврового комплекса наземных позвоночных. Свита представлена (при мощности до 100 м) переслаиванием красных известковистых глин и полиминеральных косонослоенных песчаников. Последние преобладают в нижней части разреза, где образуют линзы мощностью до 30—40 м, залегающие с размывом на подстилающих породах. Перекрывающие их глины и алевролиты обладают горизонтальной слоистостью, содержат на поверхностях наложения трещины усыхания, мелкие знаки ряби, указывающие на накопление их в остаточных, периодически пересыхающих водоемах.

Фауна кутулукских отложений на рассматриваемой территории изучена недостаточно. В них обнаружены на р. Боровке у с. Пронькино Сорочинского района Оренбургской области кости наземных позвоночных — *Busulukia butsuri* Vjusch., *Kotlassica* sp., *Chroniosuchus paradoxus* Vjusch., *Chthonosaurus velocidens* Vjusch., отнесенных И. А. Ефремовым и Б. П. Вьюшковым к горьковскому и батрахозавровому комплексам.

По данным А. Н. Храмова (1963) и Н. Н. Форша (1963), основная (нижняя) часть разреза кутулукской свиты характеризуется нормальной намагниченностью (вторая палеомагнитная зона нормальной намагниченности — N_2P); самые верхи кутулукской свиты начинают третью зону обратной намагниченности (R_2P).

Рязано-Саратовский прогиб и северная бортовая зона Прикаспийской синеклизы. При разбуривании Иловлинской структуры, находящейся в зоне слияния Рязано-Саратовского прогиба с северным бортом Прикаспийской синеклизы, было установлено (В. И. Никитина, 1950 г.), что под среднеюрскими отложениями залегает 330-метровая толща пестроцветных глин, алевролитов, песчаников. Верхняя часть этой толщи мощностью 180 м В. И. Никитиной отнесена к отложениям нижнего триаса, а нижняя (150 м) — к напластованиям татарского яруса.

В части северного борта Прикаспийской синеклизы, входящей в пределы описываемой территории, к татарскому ярусу, по данным В. И. Курлаева (1963 г.), отнесена толща красноцветных отложений мощностью до 90 м, вскрытых скважинами (Куриловская скв. 17 и др.), расположенными в бассейне Большого Иргиза. Представлены татарские отложения в этом районе преимущественно известковистыми глинами и алевролитами кирпично-красной, прослоями голубовато-серой окраски. Им подчинены небольшие линзы рыхлых известковистых песчаников. В нижней части разреза обнаруживаются прослой (до 5 см) гипса и ангидрита. В районе с. Римско-Корсаковки в пестроцветных глинах был встречен прослой (0,7 м) горючего сланца темно-бурой окраски. В описываемых породах установлены типичные для татарского яруса остракоды: *Darwinula fragilis* Schn., *D. teodorovichi* Bel., *D. parallela* (Spizh.), *D. perlonga* Schar.

В бассейне верхнего течения р. Камелик (с. Перелюб), по данным В. П. Козловой и С. Н. Козловой, вскрытая скважинами мощность ближе нерасчлененных отложений татарского яруса достигает 368 м.

Они представлены здесь переслаиванием глин и аргиллитов красновато-бурых, розовых, голубых с пачками песчаников коричневатого-красных, преимущественно кварцевых, содержащих линзы конгломератов из гальки местных пород. В нижней части разреза глины загипсованы, лишены фаунистических остатков и содержат единичные прослои доломитов. В верхней части вскрытого разреза в породах установлена фауна остракод, определенная З. Д. Белоусовой и А. М. Кузнецовой. Встречены: *Darwinula cf. parallela* Spizh., *D. elegantella* Bel., *D. tichonovichi* Bel., *D. elongata* Lun., *D. cf. teodorivichi* Bel.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В конце карбона Поволжье перекрывалось мелководным морским бассейном с соленостью вод, близкой к нормальной. В нем шла карбонатная, преимущественно известковистая седиментация, обитала довольно разнообразная фауна. В самом начале перми произошли поднятия. Следствием их были локально выраженные перерывы в осадконакоплении, приуроченные в основном к приподнятым участкам и склонам крупных положительных структур (Татарский свод), а также к окраинной полосе бассейна. Поднятия обусловили и некоторое усиление изоляции моря, что проявилось в преобладании доломитового осадконакопления.

Более резко выраженный качественный скачок в эволюции осадочного процесса был вызван положительными движениями, имевшими место на грани ассельского и сакмарского веков. Они отразились в местных перерывах седиментации в приподнятых участках и в прибрежной зоне моря и обусловили начало преимущественно сульфатного осадконакопления почти на всей территории, исключая наиболее восточные и наиболее западные районы. В течение тастубского времени изоляция сакмарского моря Поволжья, имевшего связь с мировым океаном лишь через область Предуральяского прогиба, постепенно нарастала. Соленость вод уменьшавшегося в размерах моря непрерывно увеличивалась. Этот процесс не смогли изменить даже некоторые опускания, охватившие крайние восточные районы Поволжья (восток Татарии, Удмуртии и Куйбышевской области) в стерлитамакское время, в связи с миграцией к западу Приуральяского прогиба.

На грани сакмарского и артинского веков начался новый этап в истории Поволжья с характерной для него резкой дифференциацией тектонических движений в различных районах. Первые движения этого этапа проявились в начале артинского века. Они обусловили выход из-под уровня моря почти всей описываемой территории, исключая, возможно, наиболее погруженные участки на севере. В ходе артинской истории произошли опускания, но не настолько сильные, чтобы расширить рамки моря до прежних границ. Артинская трансгрессия охватила лишь восточный, южный и, вероятно, северный склоны Татарского свода, северные участки Вятской зоны дислокаций и прилегавшие к ним районы. Новые положительные движения характеризовали конец артинского века. Проявились они не везде и документируются в разрезах лишь в некоторых районах (запад Оренбургского свода). Опускания, начавшиеся вслед за ними, обусловили развитие филипповской трансгрессии, охватившей восток Татарского свода, северную половину Вятской зоны дислокаций, видимо, большую часть Московской синеклизы, а также некоторые другие участки. В иреньское время новая волна поднятий обусловила изоляцию бассейна, что привело к резкому повышению солености его вод. Предсоликамские движения привели к окончательному осушению территории Поволжья. На поверхности расширившегося

в восточном направлении нижнепермского континентального массива продолжалось (начавшееся на западе еще с конца сакмарского века) накопление толщ элювио-делювиальных брекчий — процесс, впоследствии прерванный пришедшей с востока трансгрессией вод уфимского бассейна. Последний был ограничен с запада нижнепермским материковым массивом центральной части Русской платформы, с востока Уральской горной страной, с юга суши, находившейся на севере современного Каспия.

Условия уфимского осадконакопления зависели от тектонического, орогидрографического и климатического факторов. Тектонический определял большие возможности прогибания (и большие мощности) в восточной полосе водоема по сравнению с западной. От орогидрографического — значительных высот Уральской суши и множественности сбегавших с нее потоков — зависел для восточной полосы уфимского водоема большой объем привноса пресных вод и обломочного материала. Со стороны западного плоского материка, наоборот, к соседствующей с ним западной окраине водоема поступало лишь ограниченное количество и пресных вод и терригенного материала. Климатические условия осадконакопления были зависимы от унаследованного от нижней перми положения уфимского водоема в аридной зоне. При усиленной инсоляции лишь значительный привнос пресных вод с Урала мог обеспечить опреснение восточной полосы уфимского водоема и накопление в нем наряду с терригенными осадками карбонатных фаций типа «соликамских плитняков». В западной засоленной части водоема в осадконакоплении преобладали сульфатные фации.

Занимавшая восточную полосу уфимского водоема область накопления терригенных

отложений с прослоями известняков пресноводного и лагунного типа, значительно расширяясь на севере, сужалась к югу и выклинивалась к Оренбургу (рис. 61). В южной впадинной зоне ее сменяла область накопления сульфатно-терригенных осадков. Переходное значение

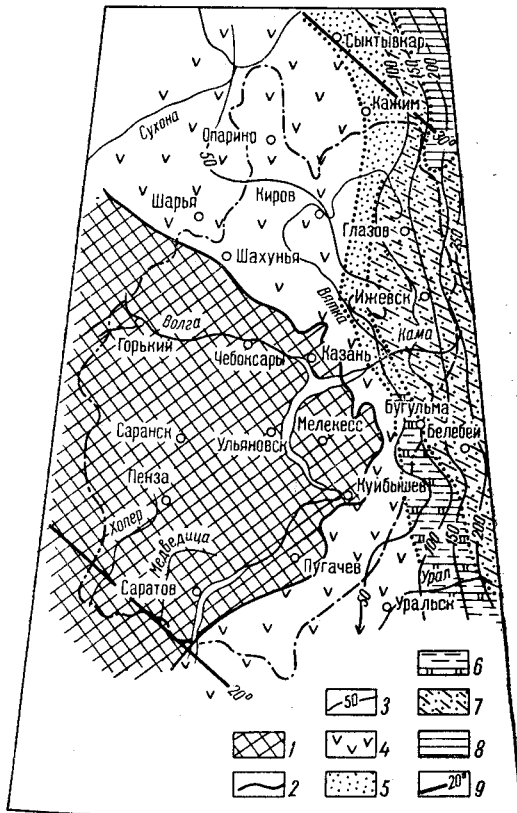


Рис. 61. Зоны осадконакопления уфимского яруса

1 — область отсутствия образований уфимского яруса; 2 — западная граница распространения уфимского яруса; 3 — линии равных мощностей; 4 — зона преобладающего сульфатного и сульфатно-терригенного осадконакопления в засоленной части уфимского бассейна; 5 — зона отменной полосы преобладающего осадконакопления красноцветных терригенных пород с редкими прослоями глинистых пресноводных известняков; 6 — «бугурусланская» зона лагунно-континентальной обстановки осадконакопления — в основном сероцветная толща доломитов, мергелей и песчаников с прослоями серых глин; 7 — приуральная зона опресненной части уфимского бассейна — область накопления преобладающих красноцветных осадков с прослоями известняков пресноводного и лагунного типов; 8 — соликамская зона опресненной части уфимского бассейна — область накопления преимущественно сероцветных карбонатных «плитняковых» пород с подчиненными прослоями серых глин; 9 — палеомагнитные параллели, по А. Н. Храмову

имели фации, присущие области распространения «бугурусланской свиты» — преимущественно сероцветных доломитов, доломитовых мергелей и песчаников с подчиненными прослоями тонконаслоенных серых глин, местами с углистыми остатками, остракодами, пиритом. Полоса развития бугурусланской фации протягивалась от района Оренбурга и верховьев р. Самары к Пилюгино, Бугуруслану, Байтугану и выклинивалась к Булдырю. К северу от зоны ее распространения области восточной (опресненной) и западной (засолоненной) частей уфимского водоема отделялись друг от друга расширявшейся в северном направлении отмельной полосой развития красноцветных терригенных отложений, лишь изредка содержащих прослой глинистых пресноводных известняков. Полоса эта проходила от низовьев Шешмы на север через зону Кукморского поднятия к Немско-Лойненскому своду, протягиваясь вдоль него до северных границ рассматриваемой территории.

В восточной опресненной зоне уфимского водоема накопление карбонатных сероцветных отложений имело наибольшее значение в Соликамской депрессии, а в пределах рассматриваемой территории — в соседствующей с последней окраинной полосе Верхнекамской впадины. На юг и на запад значение карбонатных отложений постепенно, но сильно убывало, сменяясь господством терригенного осадконакопления с наибольшим для него значением привноса песчаного материала. Последний, начиная с Прикамья и далее на юг, часто сопровождался наносами мергельной гальки.

Малая степень опреснения вод уфимского бассейна в восточной полосе была характерной в раннешешминское время для депрессионных его участков, расположенных вдали от Урала; в позднешешминское время она стала повсеместной, что явилось следствием ослабления привноса пресных вод со стороны Урала. В результате малой степени рассолонения вод восточной полосы уфимского бассейна в нижнешешминских осадках локально, в кровельной части верхнешешминских осадков повсеместно терригенные отложения становились загипсованными.

В западной засолоненной части водоема наибольшая степень насыщенности сульфатными осадками характеризовала область Московской синеклизы. К ее окраинам и в смежной с ней зоне Вятских дислокаций сульфатность осадков становилась меньшей; одновременно в терригенных отложениях возрастало значение карбонатных прослоев и появлялось на востоке обилие песчаных накоплений.

В береговой полосе уфимского водоема, по восточной окраине нижнепермской суши, накапливались лишь маломощные карбонатные, часто загипсованные, иногда брекчиевидные отложения с прослоями терригенных, частью зеленовато- и фиолетовоокрашенных.

Значительно расширенной была область сульфатного осадконакопления на юге, вследствие чего в Бузулукской впадине разрезы яруса слагаются внизу доломитово-ангидритовой толщей, вверху ангидритизированными красноцветными глинами с прослоями карбонатных пород.

В истории формирования уфимских образований рассматриваемой территории можно установить ряд зависимых от палеотектонических условий фаз осадконакопления. В первую — соликамскую фазу — произошло расширение в сторону Прикамья и Поволжья границ реликтового от кунгурского века Приуральского бассейна, воды которого рассолонялись. На грани соликамского и шешминского времени из-за поднятий в Уральской горной стране в уфимский водоем стали поступать большие массы пресных вод и сопутствующего им терригенного материала. На востоке пресноводный, на западе солоноватоводный и засолоненный уфимский водоем расширил свои границы в направлении на запад. Произошло трансгрессивное срезание соликамских образований.

и в направлении на запад нивелировка фациально-изменчивой толщей нижней пачки шешминского горизонта неровностей рельефа поверхности нижнепермского массива.

Изменившаяся во времени нижнешешминская палеотектоническая обстановка повлекла за собой стягивание границ нижнешешминского водоема в восточном направлении. Регрессия сопровождалась обмелением и привносом в водоем преимущественно песчаного материала, характеризующего верхние две ритмо-пачки камышенской части нижнешешминских образований. Позднешешминское время началось «бураевской» озерной трансгрессией с преобладающе глинисто-карбонатным осадконакоплением. Она проникла в восточные впадинные зоны рассматриваемой территории. Новая фаза регрессии обусловила появление в восточных районах обстановки засоленных водоемов, заполнявшихся верхнешешминскими чекмагушскими загипсованными терригенными осадками.

На западе в это время происходили поднятия и размыв накопившихся уфимских, в основном камышенских осадков. Последовавшие затем опускания привели к нивелировке поверхности размыва нижнеказанскими образованиями, залегающими на уфимских с трансгрессивным и угловым несогласием.

На грани уфимского и казанского веков произошли резкие изменения в общей структуре Русской платформы. На востоке платформы расширились зоны поднятий. В центральной части платформы, ранее приподнятой, осуществились опускания, что привело к трансгрессии на эту территорию с севера морского казанского бассейна.

Характер осадконакопления в различных зонах казанского бассейна зависел от ряда условий: сохранявшейся еще аридности климата, большего поступления масс обломочного материала и пресных вод с востока, со стороны Урала, и малого их поступления со стороны западных плоских закарстованных материковых пространств, от той или иной тектонической подвижности отдельных областей накопления осадков.

В соответствии с воздействием перечисленных факторов в нижнеказанском и верхнеказанском бассейнах существовали четыре основные фациальные зоны осадконакопления (рис. 62). Западная зона была областью карбонатного осадконакопления. В нижнеказанском бассейне вдоль западной окраины этой зоны (в морском побережье) шло формирование ракушечных и банково-рифогенных фаций с массой пелеципод и гастропод (Приокский район). Они сменялись вдале от побережья накоплением магнезиальных осадков, давших начало в разрезе нижнеказанского подъяруса доломитам. Севернее и восточнее доломитовое осадконакопление сменялось известняково-доломитово-мергельным; на востоке зоны в толщу карбонатных осадков вклинивались пачки глин и песков. Соленость вод нижнеказанского бассейна в пределах этой западной зоны осадконакопления была близкой к нормальной морской, о чем свидетельствуют имеющиеся в осадках остатки преобладающей стеногалиновой фауны с наличием в ней северных форм.

Для второй зоны осадконакопления, более восточной, в нижнеказанском водоеме было характерным формирование толщи карбонатно-терригенных морских осадков, охарактеризованных, особенно на севере, обильной и разнообразной морской фауной. В зоне Вятских дислокаций пересекаемой этой областью осадконакопления, среди брахиопод имеется ряд северных форм; характерны наряду с этим массовые скопления фауны мшанок, камарофорий, ринхопор, крупных аулостегесов в мшанково-брахиоподовых известняках. По-видимому, соленость вод бассейна в этой зоне осадконакопления была неоднородной. Об этом свидетельствует исчезновение мшанково-брахиоподовых рифовых фаций

к югу от зоны Вятских дислокаций, вдоль Татарского свода, обеднение здесь фауны брахиопод и появление большого количества крупных пелеципод.

Для третьей, еще более восточной зоны осадконакопления, проходящей вдоль западной окраины Верхнекамской впадины и через область Грахано-Бондюжских поднятий, характерно вклинивание в сероокрашенную терригенно-карбонатную толщу нижнеказанских осадков красноцветных пачек пород и мощных линз дельтово-побережных песча-

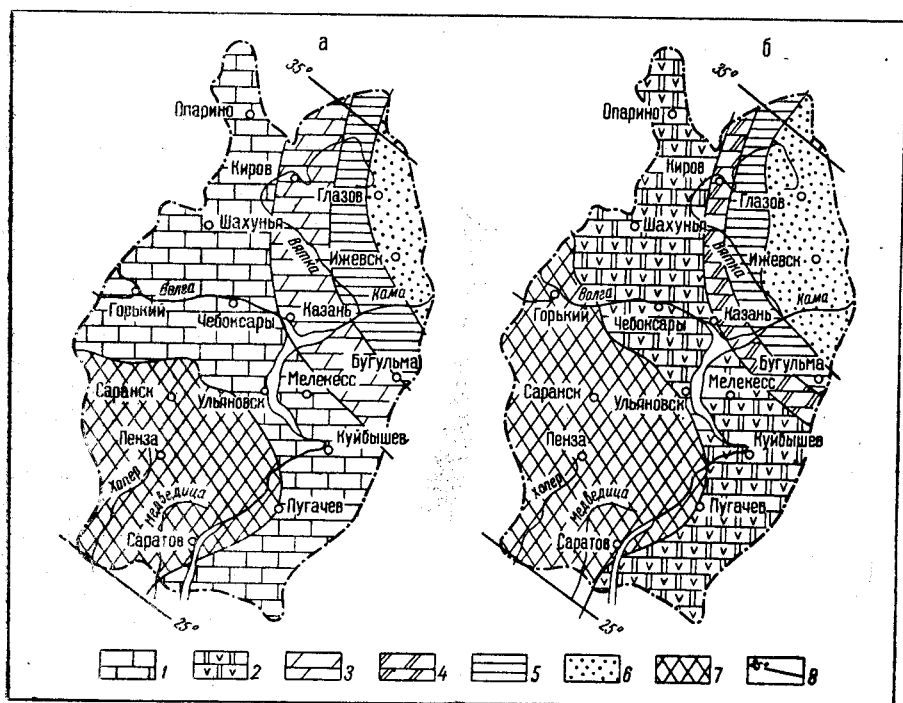


Рис 62. Зоны осадконакопления казанского яруса: а — нижнеказанского подъяруса, б — верхнеказанского подъяруса

1 — зона развития морских карбонатных (в Куйбышевском Заволжье и карбонатно-сульфатных отложений нижнеказанского подъяруса); 2 — зона развития морских и лагунных карбонатных и карбонатно-сульфатных отложений верхнеказанского подъяруса; 3 — зона развития морских карбонатных и терригенных отложений нижнеказанского подъяруса; 4 — зона развития морских карбонатных, лагунных карбонатно-сульфатных и континентальных красноцветных терригенных отложений верхнеказанского подъяруса; 5 — зона развития прибрежно-морских, прибрежно-лагунных и континентальных отложений (западная полоса распространения белебеевской свиты); 6 — зона развития континентальных отложений (восточная полоса распространения белебеевской свиты); 7 — области отсутствия казанских отложений; 8 — палеомагнитные параллели, по А. Н. Храмову

ников, появление углистых прослоек и пачек (Голюшурма). Рассолонение вод нижнеказанского водоема в этой зоне явилось причиной резкого обеднения здесь фауны брахиопод и господства фауны пелеципод, в том числе крупных псевдомонотисов и нечаевий.

На крайнем северо-востоке рассматриваемой территории (четвертая зона) осадконакопление происходило лишь в континентальных условиях — толща нижнеказанского подъяруса становится целиком терригенной красноцветной, фауна представлена лишь пресноводными формами остракод и пелеципод.

Для верхнеказанского водоема вследствие регрессии моря характерно некоторое сужение западной фациальной зоны (см. рис. 62, б). В ней накапливались в условиях изменившейся солености вод бассейна

лагунные и морские отложения — переслаивание доломитов, мергелей, серых глин и гипсов; на юго-востоке зоны в нижней части разреза верхнеказанского подъяруса и соли. Фауна по сравнению с нижнеказанской для той же зоны характеризовалась резким снижением роли брахиопод, в том числе отсутствием (за редкими исключениями и то лишь в основании разреза) спириферов, уменьшающимся значением роли мшанок, господством морских пелеципод и гастропод.

Следующая на восток зона (лагунных, морских и, континентальных отложений) являлась по сравнению с нижнеказанской суженной. Верхнеказанские осадки представлены в ней переслаиванием доломитов, серых глин, песчаников и гипсов, на западе с преобладанием в разрезе доломитов и гипсов. В восточной части зоны в верхнеказанских отложениях имеются тонкие прослои красноцветных пород.

Заметная роль красноцветных осадков в верхнеказанских отложениях начинается со следующей на восток зоны развития прибрежно-морских, прибрежно-лагунных и континентальных отложений. Для этой зоны западной полосы развития белебеевской свиты характерно наличие в толще красноцветных отложений карбонатных пачек с морской фауной наряду с господством в разрезе лагунно-прибрежных, дельтовых и аллювиальных отложений, иногда с вкраплениями медных руд.

В занимающей северо-восток рассматриваемой территории восточной зоне развития типично белебеевских верхнеказанских континентальных отложений накапливались красноцветные глины и песчаники с пачками конгломератов. Остатки фауны в них представлены пресноводными пелециподами и остракодами, встречаются кости тетрапод и остатки растений.

В истории формирования образований казанского яруса имелся ряд зависимых от палеотектонических условий закономерностей. Первой из них являлось общее оседание всей рассматриваемой территории, обусловившее развитие нижнеказанской трансгрессии. Максимального своего развития она достигла во время, синхроничное с концом отложения осадков нижнего и началом отложения образований среднего горизонта нижнеказанского подъяруса. Со второй половины времени накопления осадков среднего горизонта вследствие поднятий Урала и Приуралья началась регрессия нижнеказанского водоема. Более резко она проявилась в начале времени накопления верхнего горизонта, что повлекло за собой в ряде случаев в структурно-приподнятых районах размытие поверхности ранее отложенных образований среднего горизонта (Грахово-Бондюжская зона поднятий и другие районы). Еще более резкие явления регрессии моря знаменовали собой события, переходные ко времени накопления верхнеказанских осадков. Поднятия для этого этапа в равной мере были характерны и для западной и для восточной окраин казанского бассейна. Произошло значительное сужение границ верхнеказанского водоема по сравнению с нижнеказанским. Фациальные зоны терригенного осадконакопления расширились в западном направлении. В структурно приподнятых участках местами произошел размыв верхней части нижнеказанских образований (Марпосадская структура, Сокольегорское поднятие, окраина Рязано-Саратовского прогиба и др.).

Обращает на себя внимание увеличение мощностей верхнеказанских образований в юго-восточном направлении при их относительной стабильности на северо-западе. Явление это, по-видимому, связано с начавшимися в позднеказанское время на юго-востоке оседаниями.

Переход к татарскому веку ознаменовался значительными поднятиями всей территории Русской платформы, что отразилось в регрессии верхнеказанского моря и в осушении значительных пространств Поволжья, а также в размыве поверхностно лежавших казанских образо-

ваний и чем выше по структурам, тем все более до низких горизонтов. Новая волна оседаний в начале татарского века обусловила трансгрессивное налегание нижеустьинских образований на размытую (местами до полного среза) поверхность отложений казанского яруса.

Нижнетатарские образования представлены континентальными и озерно-морскими отложениями единого пресноводного на востоке, на западе горько-соленого нижнетатарского бассейна. По химизму вод бассейн этот является озером, но, занимая огромную территорию востока платформы, он по своим размерам значительно превышал многие современные эпиконтинентальные моря.

В сложении татарского яруса в Среднем Поволжье участвуют красноцветные континентальные и озерно-морские отложения. Распределение их по разрезу и в пространстве подчинено определенным закономерностям. На всей рассмотренной территории в татарском ярусе четко обособляются три крупные равновеликие стратиграфические единицы, отражающие три этапа качественного преобразования фауны, палеогеографической и палеотектонической обстановки осадкообразования на востоке Русской платформы и в сопряженных с ней областях сноса обломочного материала. Первый этап отвечает нижнетатарскому, второй — северодвинскому и третий — вятскому отрезкам геологической истории.

Нижнетатарские отложения распространены на всей территории Среднего Поволжья, за исключением центральной части Токмовского свода. Они обособляются в разрезах по фауне дейноцефалового комплекса позвоночных и микродонтеллово-антраконаутового комплекса пеллеципод. Мощность нижнетатарских отложений и их фациальный состав закономерно изменяются в пространстве в соответствии с изменением структурно-тектонического плана платформы и положением разрезов по отношению к областям сноса обломочного материала. На Русской платформе четко обособляются два фациальных типа разрезов нижнетатарского подъяруса: восточный (Камский) и западный (Волго-Сухонский), связанные между собой постепенными переходами. Камский тип прослеживается восточнее зоны Вятских дислокаций, охватывая территорию Верхнекамской впадины, Татарского свода, восточные части Сергиевско-Абдулинской впадины, Оренбургского и Жигулевского сводов. Он характеризуется резко выраженной фациальной контрастностью отложений, проявляющейся в частой смене по разрезу и в пространстве озерных известняково-мергельно-глинистых отложений и аллювиально-речных образований, представленных преимущественно линзовидно залегающими полиминеральными косонаслоенными слабосортированными песчаниками с конгломератами из гальки местных осадочных и уральских метаморфических пород. Фациальная изменчивость в пространстве в пределах Камской фациальной зоны выражена прежде всего в неуклонном уменьшении грубозернистости обломочного материала при движении с востока на запад — от Приуралья к зоне Вятских дислокаций.

Для Камского фациального типа отложений весьма характерными являются местные и региональные внутриформационные перерывы в осадкообразовании и четко выраженная ритмичность, проявляющаяся в многократном чередовании в разрезах аллювиально-речных и озерных комплексов. На территории Верхнекамской впадины и Татарского свода в разрезе нижнетатарских отложений обособляется пять ритмов. Из них два нижних условно относятся к нижеустьинским отложениям, а три верхних — соответственно к сухонским отложениям. При движении на запад наблюдается постепенное выпадение из разреза нижнетатарских отложений мелких ритмов. В зоне Вятских дислокаций для них харак-

терными остаются лишь два ритма, отвечающие соответственно полному объему в отдельности нижеустыньских (II и III свиты Н. Г. Кассина) и сухонских (IV и V свиты той же схемы) отложений.

На территории, расположенной к западу и к югу от зоны Вятских дислокаций, охватывающей Московскую синеклизу, Токмовский свод, Мелекесскую впадину и западную часть Сергиевско-Абдулинской впадины, распространены нижнетатарские отложения Волго-Сухонской фациальной зоны, характеризующиеся аритмическим строением, отсутствием в разрезе аллювиально-речных и аллювиально-дельтовых комплексов и связанных с ними внутрiformационных перерывов. На этой территории фациальная изменчивость в толще нижнетатарских отложений проявляется иначе, чем в пределах Камской фациальной зоны. В более восточных районах Волго-Сухонской зоны (Сергиевско-Абдулинская впадина, Чебоксарско-Пижменский прогиб) нижнетатарские отложения представлены непрерывно построенной известково-мергельно-глинистой толщей пород, содержащих обильную фауну остракод, пелеципод, рыб (рис. 63). При движении на запад от этих регионов в разрезах наблюдается постепенное увеличение магnezиальности и гипсоносности пород; на смену известнякам приходят сначала известковые, а затем чистые пластовые доломиты, а известковые мергели и глины постепенно замещаются доломитовыми мергельно-глинистыми породами. В более северных регионах Волго-Сухонской зоны, охватывающих центральные части Московской синеклизы и северный склон Токмовского свода, в низах нижнетатарского подъяруса появляются толщи кварцевых высокосортированных песчаников (нижеустыньская свита Б. К. Лихарева), объясненных своим происхождением сносу с Балтийского щита.

Приведенные выше материалы позволяют сделать вывод, что раннетатарское время характеризовалось обширными, унаследованными от казанского века в целом меридиональными погружениями восточных регионов Русской платформы, максимальная амплитуда которых в синеклизах и впадинах изменялась от 180 м (Сергиевско-Абдулинская впадина) до 320 м (Верхнекамская впадина), в пределах сводов (Токмовский, Татарский и центральная часть Вятских дислокаций) не превышала 100 м. Нижнетатарские опускания восточных регионов платформы сопровождались поднятиями в сопряженных с ними Балтийской и Уральской областях сноса. Влияние последних на процесс осадкообразования, происходивший на платформе, было различно. С Балтийского щита и прилежащих к нему равнинных территорий платформы осуществлялся относительно слабый сток в пределы Московской синеклизы и северной части Токмовского свода. Равнинные реки, обладавшие медленным течением, приносили сюда с северо-запада хорошо отсортированный песчано-алевритовый материал полевошпатово-кварцевого состава, давший начало гипсоносным терригенным отложениям нижеустыньской свиты. Формирование последней происходило при резко континентальном (пустынном) климате, очевидно, в обстановке прибрежных равнин, пляжей, озерно-морских мелководий, осложненных бухт, заливов. К концу раннетатарского времени сток обломочного материала с Балтийского щита резко уменьшился, вследствие чего терригенные осадки нижеустыньской свиты территории Московской синеклизы и прилегающих регионов сменились вверх по разрезу сухонскими глинисто-карбонатными образованиями нижнетатарского озерно-морского бассейна; он был единым в пределах всей Волго-Сухонской фациальной зоны, а к концу сухонского времени простирался значительно восточнее зоны Вятских дислокаций (см. рис. 63, б).

Речной сток на платформу с Урала был несравненно интенсивнее, чем с Балтийского щита. Он в основном и обеспечивал питание ниже-

татарского озера-моря пресными водами и приводил к накоплению преимущественно терригенных осадков нижнетатарского подъяруса на территории Камской фациальной зоны, где в течение всего раннетатарского времени удерживался унаследованный от белебеевского режим периодической смены преобладания то аллювиально-речных, то озерных обстановок осадкообразования. В моменты наибольшей эрозионной

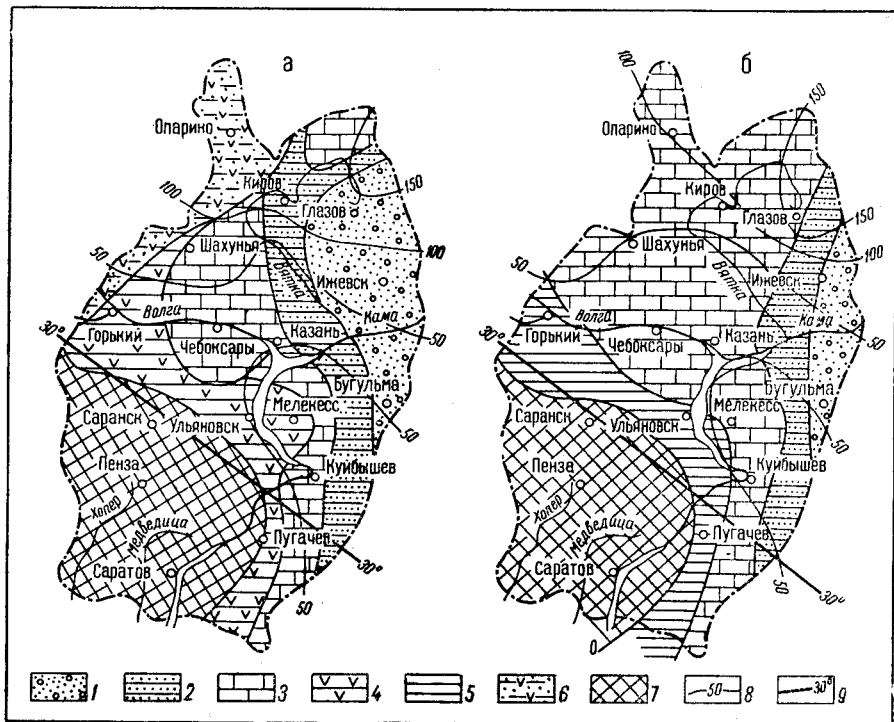


Рис. 63. Зоны осадконакопления нижнетатарского подъяруса: а — для середины нижнеустынского времени; б — для конца сухонского времени

1 — аллювиальные и аллювиально-дельтовые отложения — глины, алевролиты, полиминеральные песчаники с конгломератами из гальки местных и уральских пород; 2 — подводно-дельтовые отложения — микропереслаивающиеся песчаники, алевролиты, глины, мергели, известняки, доломиты; 3 — отложения центральной части озера-моря — переслаивание глин, мергелей, известняков, содержащих остатки обильной фауны острокод, пелеципод, рыб; 4 — отложения краевой мелководной полосы нижнеустынского озера-моря с чередованием в ней отложений осолоненных бухт, заливов, береговых пляжей — гипсоносные фаунистически немые глины, алевролиты, кварцевые песчаники, пластовые доломиты; 5 — отложения краевой мелководной полосы сухонского озера-моря — преимущественно красновато-коричневые глины (с палыгорскитом) с прослоями пятнистых доломитов; 6 — нижнеустыньские отложения озерно-морских мелководий, бухт, пляжей, прибрежных равнин — преимущественно гипсоносные алевролиты и кварцевые высокосортированные мелководные песчаники; 7 — области отсутствия отложений; 8 — линии равных мощностей; 9 — палеомагнитная параллель, по А. Н. Храмову

активности на Урале происходило резкое усиление речного стока, развитие в восточных регионах платформы речной сети и накопление преимущественно аллювиальных грубообломочных образований полиминерального состава. Распространение последних на границе нижнеустыньского и сухонского времени достигало зоны Вятских дислокаций (IV свита Н. Г. Кассина). В моменты ослабления эрозионной активности на Урале и соответственно уменьшения твердого стока в погружавшихся восточных регионах платформы происходило одряхление речной сети, сглаживание рельефа, развитие озерных трансгрессий. Наибольшие из них

были в конце раннеустыньского и особенно в конце сухонского (V свита Н. Г. Кассина) времени.

Северодвинский этап ознаменовался началом качественной перестройки палеотектонической структуры и изменения палеогеографических условий Русской платформы. Палеотектонические преобразования появились, с одной стороны, в нарастании обоих значительных поднятий платформы, сопровождавшихся распадом единого нижнетатарского озера-моря и образованием на его месте северодвинских обособленных водоемов, с другой — в значительной перестройке плана крупных тектонических структур платформы. На территории Московской синеклизы зона максимальных прогибаний (180—235 м) в северодвинское время переместилась из центральных регионов в юго-восточные (Моломо-Великорецкий бассейн), а в пределах Верхнекамской впадины, наоборот, из центральных районов в северные (верховья Вятки и Камы), где мощность северодвинских отложений достигает 220 м. Напротив, обширная территория южной части Верхнекамской впадины, Татарского и Башкирского сводов в северодвинское время испытывала восходящие движения.

В эти движения были вовлечены южная и центральная части Вятского вала, который в северодвинское время начал быстро оформляться как положительная структура меридионального простирания. Непосредственно западнее в это время закладывается сопряженная с Вятскими поднятиями и параллельная им отрицательная структура Чебоксарско-Пижменского прогиба. В зоне сопряжения Токмовского свода и Московской синеклизы в северодвинское время началось формирование сложных Городецко-Ковернинских дислокаций, продолжавшееся до конца раннетриасовой эпохи.

Перестройка структуры восточных областей Русской платформы в северодвинское время была связана с палеотектонической историей Урала. Происшедшие на Урале на границе раннетатарского и северодвинского времени поднятия привели к обновлению рельефа, к резкому усилению твердого стока на платформу. Поэтому с начала северодвинского времени впервые за верхнепермскую геологическую историю речная сеть, истоки которой находились на Среднем и Южном Урале, распространялась на платформу вплоть до западных границ территории накопления татарских отложений. Линзы русловых полиминеральных песчаников, состоящих из обломков уральских пород, прослеживаются в северодвинских отложениях как на территории Камской, так и Волго-Сухонской фациальных зон (рис. 64, а).

Снос на платформу грубообломочного материала с Урала происходил неравномерно. В северодвинское время существовало три этапа усиления и ослабления твердого стока, которым отвечают три ритма осадконакопления (слободской, юрпаловский, путятинский), прослеживающиеся во всех вышеописанных регионах Среднего Поволжья. Очевидно, в моменты усиления твердого стока с Урала на рассматриваемой территории происходило накопление преимущественно аллювиальных осадков в обстановке широкого развития аллювиальных равнин при наличии континентального климата. В моменты ослабления твердого стока, напротив, устанавливались озерные условия осадкообразования. Особенно обширные трансгрессии солоноватоводных озер наблюдались в конце северодвинского или путятинского (см. рис. 64, б) времени, когда территория Московской синеклизы, северной части Верхнекамской впадины, Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадин и восточного склона Токмовского свода были перекрыты солоноватоводными озерами, густо заселенными фауной остракод, гастропод, пелеципод, рыб. Обилие растительной пищи способствовало развитию и расселению по берегам

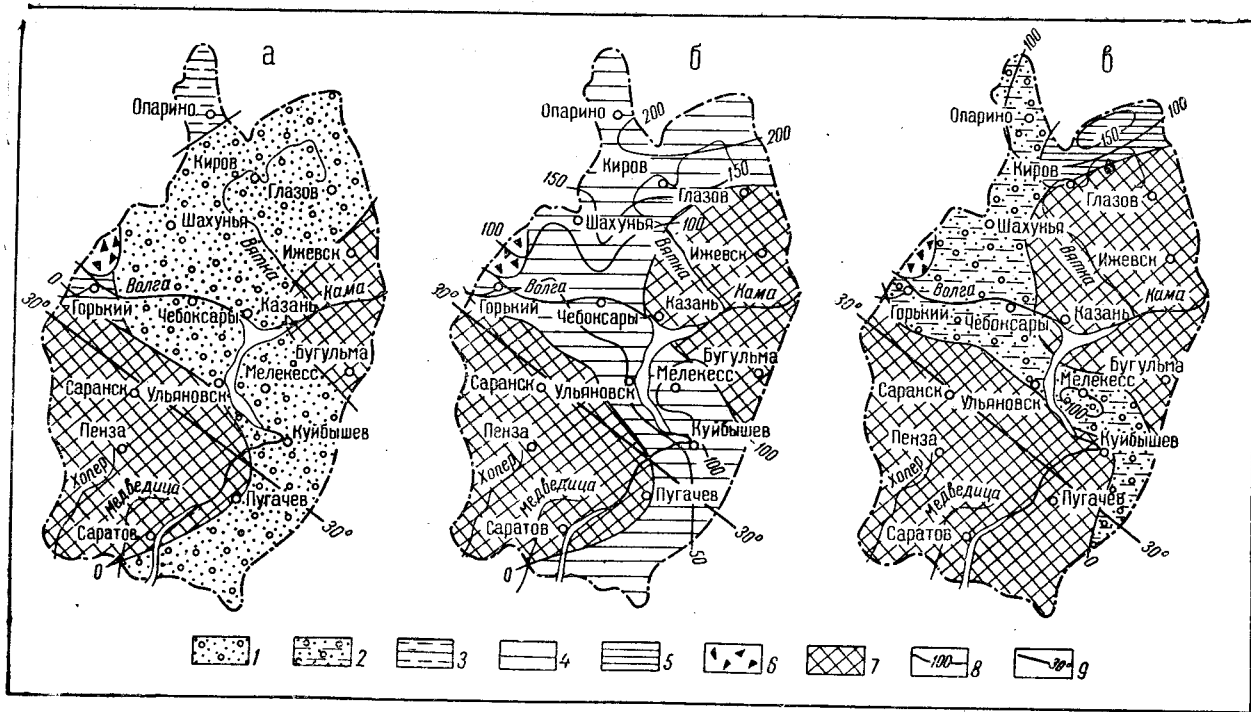


Рис. 64. Схемы зон осадконакопления в различные отрезки верхнетатарского времени: *а* — в начале северодвинского времени; *б* — в конце северодвинского времени; *в* — в вятское время

1 — зона накопления преимущественно аллювиально-речных отложений начала северодвинского времени — частое чередование в пространстве и по разрезу глин, алевролитов и мощных линз полиминеральных слабосортированных неравномернозернистых песчаников с конгломератами из гальки местных и уральских пород; 2 — зона накопления преимущественно аллювиально-речных отложений вятского времени — полиминеральных песчаников и конгломератов; им подчинены глинисто-алевролитовые отложения остаточных периодически пересыхавших озер; 3 — зона накопления преимущественно озерных и дельтово-озерных отложений начала северодвинского времени — переслаивание алевролитов, глин, мергелей, известняков, содержащих местами маломощные линзы полиминеральных песчаников; 4 — зона накопления преимущественно озерных, солоноватоводных отложений в конце северодвинского времени (путятинское время) — частое чередование глин, алевролитов, песчаников, мергелей, известняков с обильными остатками фауны остракод, гастропод, пелеципод, рыб; 5 — зона накопления в вятское время отложений обширных изолированных пресноводных озерных водоемов — глин, алевролитов с прослоями водорослевых конкрециевидных мергелей; подчиненное значение имеют аллювиально-речные отложения — косонаслоенные полиминеральные песчаники с конгломератами; 6 — пролювий зоны Городецко-Ковернинских дислокаций — глинистые и конгломерато-брекчиевидные породы; 7 — области отсутствия отложений; 8 — линии равных мощностей; 9 — палеомагнитная параллель, по А. Н. Храмову

озер наземной парейазавровой фауны, пришедшей на смену вымершим в конце раннетатарского времени представителям дейноцефалового комплекса.

Вятское время представляет собой завершающий пермский этап в перестройке палеотектонической структуры и палеогеографических условий на платформе. Региональные тектонические напряжения широтного простираения начали явно преобладать над меридиональными. Платформа в целом испытывала неравномерные, но преимущественно восходящие движения, сопровождавшиеся постепенным исчезновением обширных, связанных между собой солончатых озер, характерных для северодвинского времени. В результате поднятий на обширной территории Башкирского, Татарского сводов, центральной и южной частей Вятского вала и южной части Верхнекамской впадины в вятское время осадкообразование прекратилось. Накопление осадков в начале вятской геологической истории (быковское время) продолжалось лишь в Московской синеклизе, в северной части Верхнекамской впадины, на восточном склоне Токмовского свода, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах (см. рис. 64, в). На этих территориях в обстановке умеренно континентального климата формировались бессточные аллювиальные равнины, в пределах которых происходило накопление толщ мощностью до 100 м песчано-конгломератовых и песчано-глинистых мелководно-озерных осадков, содержащих типичную для вятских отложений фауну конхострак, остракод, пелеципод и наземных позвоночных батрахозаврового комплекса.

К концу вятского (нефедовского) времени процессы седиментации на платформе сосредоточились в северной части Верхнекамской впадины, где накопилась толща быковских слоев до 50 м мощности. Возможно седиментация осуществлялась и на некоторых участках других вышеотмеченных впадинных зон.

Региональная перестройка палеотектонической структуры платформы в вятское время сопровождалась оформлением мелких структур северной части Вятского вала, образованием флексур, микродислокаций, разломов, сбросов по бортам Чебоксарско-Пижменского прогиба, Верхнекамской, Ветлуго-Унженской, Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадин и на склонах Вятского вала. С этими процессами, очевидно, было связано перераспределение ряда залежей нефти, газа, редких и рассеянных элементов на востоке Русской платформы.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

На территории Поволжья и Прикамья развиты отложения только нижнего отдела триасовой системы. Они распространены в основном в северной и южной ее частях: на территории Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины на севере и в областях, прилегающих к Прикаспийской синеклизе, на юге.

Триасовые образования на севере описываемого региона выступают на дневную поверхность в северных частях Кировской и Горьковской областей — в бассейнах рек Камы, Вятки, Ветлуги и Керженца. Этот район развития триаса представляет южную окраинную зону распространения триасовых образований севера Русской платформы.

На юге триасовые отложения присутствуют в южных частях Куйбышевской и Саратовской областей. На дневную поверхность они выступают здесь лишь на изолированных участках. Наиболее значительные по площади выходы расположены в юго-восточной части Куйбышевской и Саратовской областей, где эти породы выходят из-под юрских и неогеновых отложений на левом склоне долины р. Самары и ее левобереж-

ных притоков — рек Таволжанки и Съезжей, а также в долинах рек Чапаевки, Каралыка и Большого Иргиза (рис. 65).

Севернее триасовые отложения вскрыты скважинами у г. Мелекесса в пределах Мелекесской впадины и южнее выходов Куйбышевского Заволжья, в пределах восточной части Саратовской области в прибортовых частях Прикаспийской синеклизы.

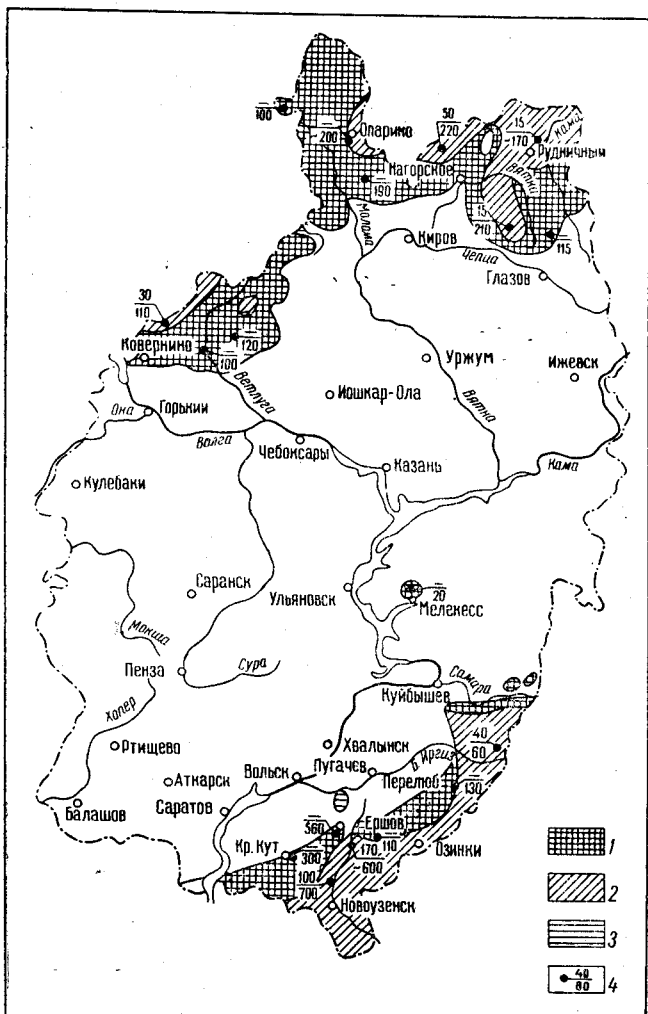


Рис. 65. Схематическая карта распространения триасовых отложений

1 — отложения индского яруса;
2 — отложения оленекского яруса;
3 — триасовые отложения, выделяемые условно; 4 — скважины, вскрывшие триасовые отложения (в числителе мощность отложений оленекского яруса, в знаменателе мощность отложений индского яруса)

Почти на всей территории породы триаса, а также и подстилающие их татарские являются пестроцветными континентальными. Сходство литологического состава татарских и триасовых образований, сравнительная редкость встречающейся в этих отложениях фауны и плохая изученность отдельных ее групп привели к тому, что до последнего времени одними исследователями татарские образования вместе с триасовыми причислялись к верхней перми, а другими к нижнему триасу. Триасовые морские отложения со времени Г. П. Гельмерсена (1841) были известны лишь южнее рассматриваемой территории, на горе Большое Богдо у южного берега оз. Баскунчак.

Первым исследователем, обоснованно выделившим нижний триас среди пестроокрашенных надкехштейновых отложений рассматриваемой

территории, был С. Н. Никитин (1883). На основании находок в бассейне р. Ветлуги у с. Большая Слудка зуба *Ceratodus wetlugae* и остатков лабиринтодонтов он отнес к триасу распространенные здесь пестроцветные отложения. А. А. Штукенберг, П. И. Кротов и А. В. Нечаев относили всю толщу пестроцветных отложений востока Русской платформы к пермской системе. Этих взглядов придерживалось большинство геологов конца XIX и начала XX веков.

Н. Н. Яковлев (1916), обработавший коллекцию фауны, собранную в пестроокрашенных породах с. Большая Слудка и других местах Костромской и Вологодской губерний, подтвердил выводы С. Н. Никитина о нижнетриасовом возрасте верхней части разреза глинисто-песчаных пестроцветных пород, распространенных на Волго-Ветлужском междуречье. Н. Н. Яковлев описал отсюда триасовую амфибию *Rhinesuchus wolgodoinensis* (впоследствии переопределенную А. Н. Рябининым как *Wetlugosaurus angustifrons* Riab.).

Н. Г. Кассин (1928) при исследованиях территории 107 листа десятиверстной карты Европейской части СССР выделил триасовые отложения в восточной части Московской синеклизы, в бассейнах рек Вятки и Кобры, и только по литологическим признакам расчленил их на три свиты (X, XI и XII). Из них фаунистически охарактеризованной была лишь верхняя (XII) свита, в которой Н. Г. Кассин обнаружил череп *Wetlugosaurus angustifrons* Riab. Обе нижние свиты были отнесены им к нижнему триасу условно, на основании содержащихся в породах X свиты крупных кремнево-кварцитовых галек, чуждых, по его данным, пермским отложениям.

Г. Н. Фредерикс (1931), проводивший исследования почти одновременно с Н. Г. Кассиным на территории 108 листа десятиверстной карты Европейской части СССР, ошибочно отнес к нижнему триасу пестроцветные отложения, распространенные в бассейнах рек Вятки (у г. Уржума) и Кильмези, выделив их под названием ветлужского горизонта. Хотя последующими исследователями был доказан верхнепермский возраст отложений этих районов, но термин «ветлужский» горизонт, переименованный впоследствии А. Н. Мазаровичем (1934) в ветлужский ярус, указывающий на район типичного распространения нижнетриасовых отложений в бассейне р. Ветлуги, прочно вошел в геологическую литературу.

В 1928 г. А. Н. Мазарович выделил триасовые отложения в Куйбышевском Заволжье и разделил их на бузулукскую и тананькскую толщи.

Бузулукская толща, сложенная песками и песчаниками с прослоями конгломератов, лежит, по данным А. Н. Мазаровича, на сарминских (татарских) глинах с ясно выраженным размывом и перерывом. Мощность ее 80 м. Верхняя, тананькская толща представлена красными и зелеными глинами, переслаивающимися с розовыми песками. Эти два стратиграфических подразделения, получившие название свит, среди триасовых отложений Куйбышевского Заволжья выделялись всеми исследователями, работавшими здесь позднее.

Двучленное деление нижнетриасовых отложений А. Н. Мазарович (1934) предложил и для бассейна р. Вятки. Здесь нижнетриасовые образования он расчленил на бережанскую свиту (мощность до 60 м), представленную яркоокрашенными глинами с линзами песков и конгломератов, и перекрывающую ее бузулукскую (мощность до 30 м), сложенную песками и конгломератами, состоящими из крупной гальки метаморфических пород. Последнюю свиту он параллелизовал с бузулукской свитой Куйбышевского Поволжья. В бассейне р. Ветлуги А. Н. Мазарович выделил синхроничную бузулукской слудкинскую

свиту, представленную песками с прослоями конгломератов, состоящих из гальки красновато-коричневых глин.

Большие палеонтологические работы, проведенные И. А. Ефремовым совместно с другими палеонтологами (1932, 1937, 1955), позволили ему установить характерные комплексы наземных позвоночных для верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. Для нижней части нижнетриасовых отложений он еще в 1937 г. выделил бентозуховый комплекс (V зона), характеризующийся неорихитомными лабиринтодонтами из семейства бентозухид (роды *Wetlugosaurus* и *Benthosuchus*); для верхней части им описан капитозавровый комплекс (VI зона).

Триасовые отложения, распространенные в северо-западной части Кировской области, в пределах 88 листа десятиверстной карты, А. И. Зоричевой (1941) были расчленены на окатьевскую, касьяновскую и верходворскую свиты. Общая мощность пород триаса для этой территории определялась ею 60—70 м. Нижняя, окатьевская свита представлена глинами с прослоями мергелей и в различной степени глинистыми песками и песчаниками. Эту свиту А. И. Зоричева сопоставляет с X и XI свитами Н. Г. Кассина. Средняя, касьяновская свита в основном сложена песками и песчаниками с линзовидными прослоями конгломератов и соответствует XII свите Н. Г. Кассина. Верходворская свита, представленная яркоокрашенными глинами с прослоями песков и песчаников, по данным А. И. Зоричевой, не находит себе аналогов в разрезах нижнего триаса р. Вятки.

Отсутствие достаточной фаунистической характеристики для нижней части триасовых отложений рассматриваемого района — одна из причин того, что многие исследователи при картировочных работах впадали в крайности — одни показывали развитие триаса на очень больших площадях, другие сводили роль триасовых отложений до минимума.

И. И. Кром (1934) считал, что породы триасового возраста распространены в бассейне всей Ветлуги вплоть до правобережья р. Волги. Наоборот, А. Н. Мазарович (1939¹, 1949) необоснованно отодвигал границу распространения триасовых отложений к северу, почти не выделяя их на территории Горьковской области. Недостаточно внимательное изучение разрезов и фауны пестроцветных отложений порождало различные точки зрения на их стратиграфию даже при проведении крупномасштабных геологосъемочных работ исследователями одной и той же организации. Так, И. В. Скворцов (1949 г.) на всем правобережье Ветлуги, вплоть до с. Красные Баки выделил нижнетриасовые отложения, а сотрудники того же Всесоюзного научно-исследовательского нефтяного института В. В. Белов и И. Я. Петрова в том же 1949 г. также на правобережье Ветлуги, вплоть до границы района работ И. В. Скворцова, показали сплошное поле распространения пермских отложений. Никаких фаунистических обоснований своих точек зрения эти исследователи не привели.

За последние десять лет геологами Средне-Волжского геологического управления послойно изучены разрезы нижнетриасовых отложений в бассейнах Вятки, Ветлуги, Керженца и произведены сборы значительного количества фауны наземных позвоночных, рыб, филлопод, остракод. Все это позволило наметить дробную стратиграфическую схему нижнетриасовых отложений, выделить в них фаунистически охарактеризованные горизонты и дать фаунистическое обоснование границы триаса с подстилающими татарскими отложениями. При исследованиях В. И. Игнатьева (1955 г.) и Б. В. Селивановского (1955 г.) на междуречье Вятки и Ветлуги и Г. И. Блома (1956—1960 гг.) в бассейне нижнего течения Ветлуги и Ветлужско-Волжском междуречье, а также

В. В. Владимирова и С. Г. Дубейковского (1961 г.) в бассейнах рек Моломы и Великой было установлено более широкое распространение отложений нижнего триаса, чем это предполагали Н. Г. Кассин (1928), А. Н. Мазарович (1939, 1941, 1949), Т. В. Макарова (1958 г.) и др.

В. И. Игнатьев, И. С. Муравьев, Б. В. Селивановский и Г. И. Блом (1952—1954 гг.) установили, что породы нижнего триаса выступают на дневную поверхность не только на западном склоне Вятского вала (что было отмечено еще Н. Г. Кассиным), но и венчают разрез красноцветных отложений на его восточном склоне.

Широкое распространение нижнетриасовых отложений в Вятско-Камской впадине восточнее зоны Вятских дислокаций было установлено геологосъемочными работами, проведенными за последние пять лет. В 1958—1960 гг. Ф. Г. Хайрутдиновым, Б. Н. Цыновкиным и Е. И. Улановым нижнетриасовые отложения отмечены в бассейнах рек Белой и Черной Холуницы и на правом берегу р. Чепцы. Еще ранее в верховье правобережных притоков р. Чепцы нижнетриасовые отложения условно выделялись П. А. Герасимовым (1937 г.), а в бассейне Черной Холуницы А. П. Капустинным (1934 г.), обнаружившим остатки нижнетриасовых лабиринтодонт. При геологосъемочных исследованиях, проведенных в 1961 г. А. А. Котовым и В. Н. Красновым, широкое распространение нижнетриасовых отложений отмечено также и в бассейне Камы.

Как по литологическим, так и фаунистическим особенностям среди нижнетриасовых отложений Вятско-Камского и Ветлужско-Керженского районов был выделен ряд горизонтов (от трех до пяти), которые прослежены почти на всей территории северного поля их распространения.

Расчленение нижнетриасовых отложений Куйбышевского Заволжья на бузулукскую и тананькскую свиты, предложенное еще в 1928 г. А. Н. Мазаровичем, оставалось почти неизменным до 1951 г. При геологосъемочных и геологоразведочных работах, проведенных М. Т. Цукановой (1932 г.), И. И. Зяблицким (1935 г.), Г. С. Преображенской (1942, 1943 гг.), В. В. Буцурой (1943 г.), П. А. Леоновичем (1943 г.), В. И. Рачитским (1943, 1951 гг.), Н. Е. Фроловой (1946 г.), Г. П. Исаевой (1946 г.), В. И. Рачитским и Р. Н. Сульдиной (1947 г.), М. Р. Чумак (1947, 1948 гг.), П. Г. Морозовым (1948 г.), М. Н. Моревым (1948—1950 гг.) и др., были лишь уточнены мощности и литологический состав этих свит.

В 1951 г. Т. Л. Дервиз в разрезе скважины, пройденной в 10 км северо-восточнее с. Богдановки, впервые обнаружила в красных и розовато-зеленых глинах нижней половины ромашкинской свиты, относимой А. Н. Мазаровичем и другими исследователями к батским отложениям, нижнетриасовые филлоподы (*Estheria gutta* Lutk.). Н. Е. Фроловой (1951 г.) в нижней части отложений ромашкинской свиты у с. Усманки была найдена ключица лабиринтодонта, а П. С. Любимова (1953 г.) обнаружила в них у д. Горейновки нижнетриасовые остракоды. После этих исследований нижняя половина ромашкинской свиты, получившая фаунистическую характеристику, стала относиться к нижнему триасу.

Следует отметить, что Ю. А. Бескиной (1954 г.), Ш. С. Беляевым (1956 г.), В. А. Черепенко (1961 г.), И. С. Юдиной (1962 г.) и другими исследователями, изучавшими материалы структурного бурения в Куйбышевской области, нижнетриасовые отложения не выделялись и описывались совместно с отложениями батского яруса. В пределах же Саратовского Заволжья (восточная часть Саратовской области) пестроцветные глины, вскрываемые под среднеюрскими отложениями при разбуривании структур, описывались как пермо-триасовые или целиком относились к татарскому ярусу.

Большинство исследователей начала 50-х годов вслед за А. Н. Мазаровичем среди нижнетриасовых образований Русской платформы выделяли отложения ветлужского и баскунчакского ярусов. К первому относились все нижнетриасовые отложения севера Кировской и Горьковской областей, ко второму — тананькская свита Куйбышевского Заволжья.

Всесоюзное совещание по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, состоявшееся в начале 1954 г., также предложило разделить нижнетриасовые отложения этого крупного региона, в том числе и интересующей нас территории, на ветлужский и баскунчакский ярусы. К ветлужскому ярусу были отнесены не только бузулукская (и аналогичные ей свиты на севере), но и тананькская свита Заволжья (ранее относимая А. Н. Мазаровичем к баскунчакскому ярусу), а к баскунчакскому — лишь одна богдинская свита горы Большое Богдо.

Решением Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, состоявшегося в конце 1958 г., было предложено упразднить названия ветлужский и баскунчакский ярусы, заменив их индским и оленекским. К оленекскому ярусу на основании неправильных сопоставлений с Оренбургским Приуральем была ошибочно отнесена и тананькская свита Куйбышевского Заволжья, безусловно принадлежащая к индскому ярусу, а ромашкинская свита причислена к среднему триасу.

При маршрутных исследованиях и описании опорных разрезов, проведенных в 1962—1963 гг. Г. И. Бломом в бассейнах рек Самары, Чапаевки и Большого Иргиза, в отложениях тананькской свиты у с. Алексеевки обнаружены представители семейства бентозухид, характерные для ветлужской серии Русской платформы. В этой свите также найдены многочисленные конхостраки, аналогичные встреченным и в нижележащих отложениях бузулукской свиты. Все это позволяет отнести отложения тананькской свиты к ветлужской серии (индскому ярусу).

Переописание остатков псевдозухий, обнаруженных в местонахождении Россыпное, отложения которого параллелизовались с ромашкинской свитой, проведенное Л. П. Татариновым (1961 г.), также не позволяет считать их возраст моложе нижнетриасового. В отложениях ромашкинской свиты в последнее время обнаружены представители нового вида *Thoosuchus* из семейства бентозухид, что дает основание относить эти образования к нижнему триасу.

Для Волго-Вятского междуречья Всесоюзным совещанием (1958 г.) была принята пятичленная схема подразделения нижнетриасовых отложений, предложенная Г. И. Бломом. Названия нижних четырех горизонтов (рябинский, краснобаковский, шилихинский и спасский) приняты по наименованию тех населенных пунктов, где соответствующие отложения хорошо обнажены и фаунистически охарактеризованы. Название верхнего горизонта (федоровский) принято по наименованию р. Федоровки, где эти отложения прослежены во многих разрезах и фаунистически охарактеризованы. В породах этого горизонта в бассейне р. Федоровки найдены череп и части скелета нового проколофона *Tichvinskia vijatkensis* Tshud. et Vjusch., стоящего на более высокой ступени эволюционного развития, чем проколофон *Phaanthosaurus*, часто встречающийся в отложениях нижних горизонтов триасовых отложений этого региона. Здесь найдены также зубы *Ceratodus* cf. *facitidens* Chabak., которые часто встречаются в прибрежно-морских отложениях горы Большое Богдо, относимых к оленекскому ярусу.

В 1963 г. младшим научным сотрудником Палеонтологического института М. А. Шишкиным при изучении коллекций наземных позво-

ночных, собранных Г. И. Бломом при исследованиях в бассейне р. Федоровки еще в 1953 г., была определена левая квадратно-скуловая плагио-заврида. Лабиринтодонты семейства *Plagiosauridae* ранее в Советском Союзе не были известны, а в местонахождениях Западной Европы и Америки не встречались в отложениях древнее среднего триаса, что также косвенно указывает на более высокое стратиграфическое положение отложений федоровского горизонта. Встреченный М. А. Шишкиным в местонахождении у пос. Окунево, также на р. Федоровке, обломок черепа лабиринтодонта из семейства *Brachiopidae* по своему строению очень близок к *Batrachosuchus* из зоны *Synognathus* системы Карру Южной Африки, которая относится к верхам нижнего триаса, т. е. к оленекскому ярусу. Приведенные факты позволяют относить верхний горизонт триасовых отложений северного поля их развития к оленекскому ярусу. Это представление нашло частичное отражение и в решениях Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, утвержденных Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1960 г. Большая часть федоровского горизонта отнесена к оленекскому ярусу, а меньшая все же к индскому.

Таким образом, среди нижнетриасовых отложений рассматриваемого региона выделяются индский и оленекский ярусы. К первому относится преобладающая по мощности часть триасовых отложений северных частей Горьковской и Кировской областей, бузулукская и тананькская свиты Куйбышевской области. К оленекскому ярусу принадлежат верхний горизонт триасовых отложений Кировской и Горьковской областей и ромашкинская свита Куйбышевской области (табл. 17).

Существенные различия в строении триасовых отложений различных участков рассматриваемой территории позволяют выделить четыре крупных района, отличающихся друг от друга особенностью стратиграфического разреза — один в северном поле развития триасовых отложений и три в южном. Эти районы следующие:

- 1) район Московской синеклизы, Вятско-Камской впадины и северной части Вятского вала;
- 2) район Мелекесской впадины;
- 3) район южного склона Жигулевско-Пугачевского свода и Бузулукской впадины;
- 4) район Прикаспийской синеклизы и Воронежского свода.

МОСКОВСКАЯ СИНЕКЛИЗА, ВЯТСКО-КАМСКАЯ ВПАДИНА И СЕВЕРНАЯ ЧАСТЬ ВЯТСКОГО ВАЛА

Триасовые отложения в пределах северных частей Кировской и Горьковской областей очень широко распространены (см. рис. 67). Выходы их прослеживаются от верховьев Камы и Вятки до нижнего течения Ветлуги и далее на запад, в бассейне верхнего течения Керженца и еще западнее в Кинешемско-Юрьевецком Поволжье (за пределами рассматриваемой территории).

Наиболее полный разрез нижнетриасовых отложений этого района наблюдается в восточной части Московской синеклизы (бассейн Вятки), где они еще Н. Г. Кассиным были расчленены на три свиты общей мощностью около 100 м. При последующих геологосъемочных работах в нижнетриасовых отложениях этого района выделены пять горизонтов, а общая максимальная мощность определена в 270 м.

В 1955—1958 гг. установлено, что нижнетриасовые отложения в междуречье Ветлуги и Керженца и бассейне Ветлуги имеют мощность 150 м, и подразделяются на пять горизонтов, сопоставимых с соответст-

Сопоставление стратиграфических схем расчленения триасовых отложений Поволжья и Прикамья

Восточная часть Московской синеклизы и Вятско-Камская впадина (северное поле развития триаса — Горьковская и Кировская области)				Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и северная прибортовая часть Прикаспийской синеклизы (южное поле развития триаса — Куйбышевское и Саратовское Заволжье)					
Отдел	Ярус (серия)	Утвержденная схема*	Схема, принимаемая в данном томе	Утвержденная схема*			Схема, принимаемая в данном томе		
		Горизонт		Отдел	Ярус (серия)	Свита	Отдел	Ярус (серия)	Свита
Нижний	Оленек- ский (баскун- чакская)	Федоровский	Федоровский	Средний		Ромашкинская	Нижний	Оленек- ский (баскун- чакская)	Ромашкинская
		Спасский	Спасский			Оленек- ский (баскун- чакская)		Тананыкская	
	Индский (ветлуж- ская)	Шилихинский	Шилихинский	Нижний		Индский (ветлуж- ская)	Бузулукская	Индский (ветлуж- ская)	Бузулукская
		Краснобаковский	Краснобаковский						
		Рябинский	Рябинский						

* Схема принята Всесоюзным совещанием по стратиграфии мезозоя в 1958 г. и утверждена Межведомственным комитетом в 1960 г.

вующими горизонтами бассейна р. Вятки. Согласно решению совещания 1958 г., утвержденному Межведомственным стратиграфическим комитетом, для всего района междуречья Волги и Вятки была принята пятичленная схема расчленения нижнетриасовых отложений, нашедшая широкое применение при работах в этом районе. Каждый из выделенных горизонтов отвечает определенному ритму седиментации и обычно характеризуется закономерными изменениями фаций вверх по разрезу, выражающимися в смене песчано-конгломератовых пород на алевроито-глинистые. Четыре нижних горизонта составляют индский ярус, пятый относится к оленекскому ярусу (рис. 66).

Индский ярус

В составе индского яруса, как было отмечено выше, выделено четыре горизонта: рябинский, краснобаковский, шилихинский и спасский.

Рябинский горизонт. Типовой разрез отложений этого горизонта прослеживается на правом берегу р. Вятки в 40 км ниже устья р. Кобры у д. Ряби. Здесь впервые Г. И. Бломом (1953 г.) была фаунистически обоснована граница местных нижнетриасовых отложений с подстилающими породами татарского яруса, и этим отложениям было присвоено название рябинского горизонта. Рябинские и нижележащие вятские образования представлены (снизу вверх):

Верхнетатарский подъярус. Вятский горизонт

1. Глина коричневато-красная со светло-розовато-красными пятнами, с большим количеством стяжений светло-розовато-коричневого мергеля. Видно до уреза русла р. Вятки 3,0 м
(Так как слои падают под углом 10° по азимуту СЗ 320°, то при движении вниз по реке на протяжении не более 1 км можно проследить мощность вятских глин до 100 м).

Граница с вышележащим слоем отчетливая, неровная. Отдельные углубления в слое глин шириной до 8 м и глубиной до 0,7 м заполнены конгломератом.

Индский ярус. Рябинский горизонт

2. Конгломерат преимущественно состоящий из гравия и гальки мергеля, кремня и кварцита до 6 см по длинной оси, реже встречаются галька и обломки (до 0,2 м) коричневато-красных глин 0,7 „

3. Песок светло-зеленоватого-серый, неравномерно мелкозернистый, так же как и все вышележащие пески, полиминеральный. На отдельных участках песок непосредственно налегает на вятские глины 0,2 „

4. Песок розовато-коричневый, косослойный с углами наклона слоек от 5 до 20° преимущественно по азимуту СЗ 310° 1,4 „

5. Песок серовато-зеленый, прослоями от 3 мм до 3 см коричневатокрасный, разнозернистый, в основном мелкозернистый, на отдельных интервалах через 1—1,5 м с прослоями песчаника, переходящего по простиранию в конгломерат, мощностью до 80 см. Песок состоит из косонаслоенных пучков мощностью до 1,5 м с углами наклона косых слоек по азимуту ЮЗ 220—240°.

Во втором снизу линзовидном прослое конгломерата найдены челюсть *Phaanthosaurus* sp., позвонки *Chasmatosuchus* и *Tupilakosaurus*, обломок челюсти лабиринтодонта.

В 0,2 км выше по реке в верхней части песков появляются прослойки глин мощностью до 0,2 м, содержащие раковины конхострак, из которых Н. И. Новожиловым определены: *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Estheria aequalis* (Lutk.), *Pseudestheria rybinskensis* Novoj., *P. wetlugensis* Novoj., *P. puljatensis* Novoj., *P. blomi* Novoj., *Glyptoasmussia wetlugensis* Novoj., *Gl. pugmae* Novoj., *Gl. triassia* Novoj., *Gl. blomi* Novoj., *Eulimnadia wetlugensis* Novoj. до 10,0 „

6. Глина светло-коричневая, в нижней части красновато-коричневая, тонкоплитчатая, с мелкими стяжениями до 3 мм по длинной оси, состоящими из глины, пропитанной гидроокислами железа, в средней части с тонкими прослоями (до 3 см) голубовато-серого алевролита и серовато-зеленого песка 0,65 „

28*

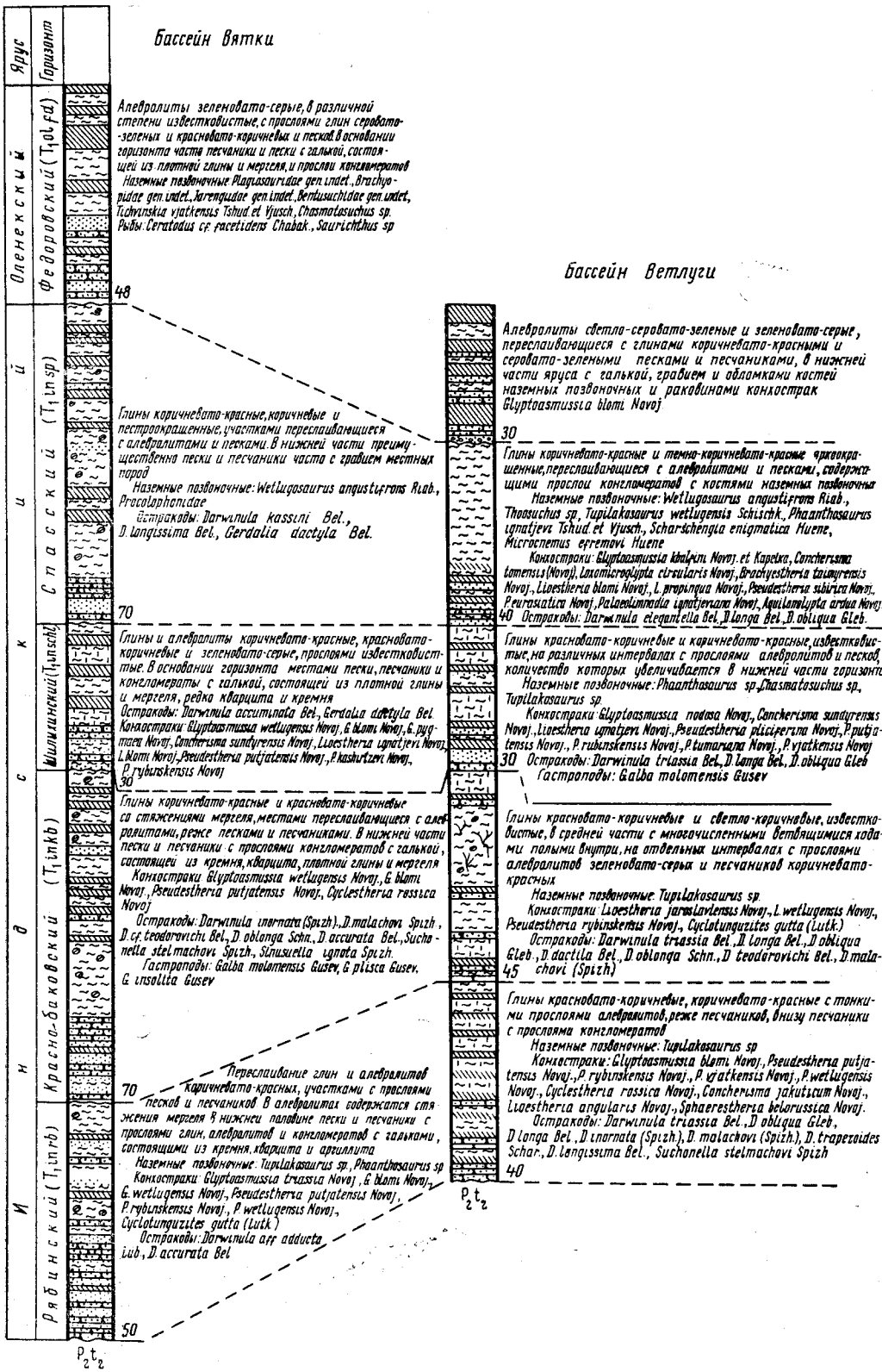


Рис. 66. Сопоставление сводных разрезов нижнетриасовых отложений бассейнов Вятки и Ветлуги

(В 0,15 км выше по реке мощность глин слоя 6 возрастает до 2,5 м, причем мощность прослоев алевролитов и песков этой пачки увеличивается до 0,15 м).

7. Песок светло-зеленовато-серый, мелкозернистый, глинистый. местами с гравием и галькой до 4 см по длинной оси коричневато-красной глины. косонаслоенный с углами наклона косых слойков до 10° по азимуту ЮВ 170°. На отдельных участках в нижней (по течению реки) части обнажения песок слоя 7 налегает на пески слоя 5

до 1,1 м

8. Песок зеленовато-серый, прослоями от 1 до 3 см светло-красновато-коричневый, с линзовидными прослоями песчаника, содержащего гравий и гальку глины, мергеля и реже мелкую (до 2,5 см) гальку кремня и кварцита. Песок косонаслоенный, состоящий из линз мощностью до 1,5 м, косые слойки которых наклонены под углом до 10°, преимущественно по азимуту 270° в нижней части слоя и 180° в верхней

5,0 ..

9. Алевролит светло-зеленовато-серый, прослоями (не более 1,5 мм) светло-розовато-серый

0,5 ..

10. Песок светло-зеленовато-серый, прослоями до 8 см светло-серовато-зеленый, мелкозернистый, в нижней половине с прослоями тонкослоистых алевролитов светло-розовато-серых и глин светло-коричневых. Видно до контакта с четвертичными песками

1,7 ..

Отложения рябинского горизонта налегают на размытую поверхность верхнетатарских пород. В основании обычно залегают красновато-коричневые, зеленовато-серые косослоистые пески и песчаники с большим количеством крупных галек. В бассейне Вятки и Камы галька состоит из глин, мергелей, а также кремня, кварцита и кварца; за западе рассматриваемого района, в бассейне Ветлуги и Керженца — обычно из коричневато-красных глин, кремневой и кварцевой гальки здесь не отмечено.

Пески и песчаники, слагающие нижнюю часть горизонта, обычно косослоистые, в бассейне Вятки с преобладающим азимутом наклона косых слойков на юго-запад, в бассейне же нижнего течения Ветлуги — на северо-запад и реже юго-запад.

Вверх по разрезу пески и песчаники сменяются алевролитами и глинами. Преимущественно же рябинский горизонт везде слагается глинами красновато-коричневыми и коричневато-красными с голубовато-серыми пятнами, в различной степени известковистыми, часто содержащими стяжения розовато-серого мергеля. На отдельных интервалах глины и алевролиты горизонта образуют тонкое переслаивание (мощность прослоев не превышает 1—2 мм). В бассейне нижнего течения Ветлуги в верхней половине горизонта прослеживается регионально выдержанная пачка тонкослоистых глин и алевролитов, имеющая мощность не более 3—4 м и являющаяся хорошим маркирующим горизонтом для структурного картирования. В минеральном составе легкой фракции преобладает то кварц (от 17 до 78%), то обломки различных пород (от 15 до 81%). В большинстве образцов все же доминируют обломки пород. В тяжелой фракции после группы непрозрачных следуют минералы группы эпидота, содержание которых в отложениях этого горизонта бассейна Ветлуги обычно больше 20%. В бассейне же Вятки часто после группы непрозрачных идут устойчивые минералы (гранат, циркон, рутил и турмалин) и только за ними минералы группы эпидота.

В породах рябинского горизонта у д. Ряби, так же как и в местонахождениях у сел Асташихи, Семенова, Русенихи и др. (р. Ветлуга), встречены конхостраки: *Glyptoasmussia blomi* Novoj., *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *P. rybinskensis* Novoj., *P. wetlugensis* Novoj., *P. vjatkensis* Novoj., *Cyclestheria rossica* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.). Кроме того, у названных сел отмечены: *Conchurisma jacuticum* Novoj., *Lioestheria angularis* Novoj., *Palaeolimnadiopsis albertii* (Voltz.), *Cyclestheria rossica* Novoj., *Sphaerestheria belo-*

russica Novoj. Последние две формы встречаются и в отложениях татарского яруса.

В отложениях рябинского горизонта найдены остракоды: у пос. Калининна, дд. Щербачихи, Баранихи и др. (бассейн Ветлуги) *Darwinula triassia* Bel., *D. obliqua* Gleb., *D. longa* Bel., *Gerdalia dactyla* Bel., а у с. Зуевцы (бассейн Вятки) *Darwinula adducta* Lüb., встречающаяся лишь в нижнетриасовых отложениях. Кроме того, как и в вышележащем краснобаковском горизонте, встречено довольно много форм, распространенных и в отложениях татарского яруса, как то: *Darwinula malachovi* (Spizh.), *D. inornata* (Spizh.), *Suchonella stelmachovi* Spizh. и некоторые другие.

В прослоях конгломерата среди песчаников нижней части горизонта у д. Ряби при маршрутных исследованиях в 1963 г. были найдены: челюсть *Phaanthosaurus* sp., позвонки *Chasmatosuchus* и *Tupilakosaurus* и обломок челюсти лабиринтодонта. На правом склоне долины р. Ветлуги и в оврагах, впадающих в нее справа, между селами Знаменским и Воскресенским, в трех местонахождениях обнаружены позвонки и обломки костей скелета *Tupilakosaurus* sp., а ниже с. Знаменского челюсть текодонта. Брахиопид *Tupilakosaurus* был описан в 1954 г. Е. Нильсеном из нижнетриасовых отложений Восточной Гренландии. Нахождение элементов гренландской фауны в нижнетриасовых отложениях рек Вятки и Ветлуги позволяет сопоставлять прибрежно-морские отложения Гренландии с континентальными отложениями триаса севера Русской платформы.

Мощность горизонта в бассейне Камы от 23 до 40 м, максимальных значений достигает в бассейне Вятки (до 66 м), а отсюда уменьшается при движении на запад: в бассейне Моломы составляет около 40 м, а в бассейнах Ветлуги и Керженца обычно не превышает 30 м (рис. 67). К отложениям рябинского горизонта приурочены гравийно-галечниковые месторождения, встреченные в основном в пределах Белохолуницкого района Кировской области.

Краснобаковский горизонт. За стратотип взят разрез нижнетриасовых отложений правого склона долины р. Ветлуги у с. Красные Баки, где они фаунистически охарактеризованы и прослеживаются четкие контакты как с нижележащими, так и вышележащими горизонтами индского яруса. Как здесь, так и в других разрезах верхняя часть горизонта (мощностью 30—50 м) слагается красновато-коричневыми известковистыми глинами, местами переслаивающимися с алевролитами и песками. Нижняя же часть горизонта (мощностью до 20 м) в этом разрезе и в других обнажениях, прослеживающихся на правом склоне долины р. Ветлуги от с. Красные Баки до с. Асташихи, а также в скважинах, пройденных на правом берегу р. Вятки от устья р. Подрезчихи до среднего течения Моломы, обычно состоит из песков и песчаников, часто косослоистых, содержащих прослой глины и алевролитов. Нередко такое же строение горизонта прослеживается по скважинам в междуречье Камы и Вятки, но здесь отложения его более глинистые и граница с нижележащими породами менее отчетлива.

В пределах Вятско-Камской впадины (восточная часть территории) в нижней части краснобаковского горизонта наблюдаются прослой конгломератов, содержащих гальку глины, мергелей, кремней и кварцита. В западной части района (бассейны Ветлуги и Керженца) конгломераты состоят из гальки глины, реже мергелей и плотных песчаников. В бассейне нижнего течения Ветлуги углы наклона слоев косослоистых песков и песчаников варьируют от 8 до 20°, а азимуты наклона изменяются от северо-западного до северо-восточного и юго-западного, причем преобладающими являются северо-западные. Верхняя, большая по

мощности часть горизонта слагается глинами красновато-коричневыми и коричневатокрасными, переслаивающимися с алевролитами такого же цвета. В отдельных интервалах среди этих пород залегают прослойки песков и песчаников. В средней части горизонта в бассейне Средней и Нижней Ветлуги выделяется пачка глин красно-коричневых, с прослоями светло-коричневых, участками с прослоями алевролитов и песков. В глинах содержится большое количество ветвящихся образований (следы от корней растений) полых внутри и окрашенных по периферии в зеленовато-серый цвет. Диаметр их по внешней окрашенной части обычно не более 3 мм. Эта пачка мощностью до 10 м четко выделяется в разрезе и служит хорошим маркирующим горизонтом.

В минералах тяжелой фракции краснобаковского горизонта после непрозрачных и рудных преобладают эпидот и цоизит, содержание которых не снижается ниже 12% и обычно составляет больше 20%. Здесь часто отмечается и значительное содержание роговых обманок, а в отдельных образцах и диопсида (до 4,9%); в нижележащем же рябинском горизонте этот пироксен встречается значительно реже. В минералах легкой фракции преобладают обломки пород и кварца.

В конгломератах, залегающих в нижней части краснобаковского горизонта у с. Красные Баки и ниже по р. Ветлуге, у д. Щербачихи, найдены челюсти проколофонов, позвонки *Tupilakosaurus* sp. и зубы лабиринтодонтов. Такие же остатки наземных позвоночных встречены и в средней части горизонта у д. Трухино (в 15 км севернее с. Красные Баки).

У с. Черная Холуница (бассейн Вятки), так же как и у с. Красные Баки, в отложениях этого горизонта найдены конхостраки: *Glyptoasmussia wetlugensis* Novoj., *Gl. blomi* Novoj., *Pseudestheria putjantensis* Novoj., *Cyclestheria rossica* Novoj. В местонахождениях у селений Красные Баки, Трухино, Дмитриевской, Ветлужской и других (нижнее течение Ветлуги), кроме того, обнаружены: *Glyptoasmussia pygmae* Novoj., *Gl. khalfini* Novoj. et K арелка, *Concherisma sundyrensis* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *L. ignatjevi* Novoj., *L. jaroslavlensis* Novoj., *Pseudestheria kashirtzevi* Novoj., *P. tumariana* Novoj., *P. rybinskensis* Novoj., *P. wetlugensis* Novoj., *P. exsecta* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.), *Sphaerestheria aldanensis* Novoj., *Eulimnadia wetlugensis* Novoj., *Palaeolimnadiopsis albertii* (Voltz.).

Конхостраки, встреченные в рябинском и краснобаковском горизонтах, имеют широкое географическое распространение. *Cyclotunguzites gutta* (Lutk.) и *Pseudestheria exsecta* Novoj. обнаружены Н. И. Новожиловым в жилых камерах раковин аммонитов из нижнетриасовых отложений Таймыра, а *Palaeolimnadiopsis albertii* (Voltz.) часто встречаются в отложениях нижнего триаса Германии и Польши.

В отложениях горизонта определены остракоды: в скважинах у сел Марас, Подушкино, Кривцово, Семеново и других (бассейн Ветлуги и Керженца) *Darwinula triassica* Vel., *D. obliqua* Gleb., *D. longa* Vel., *Gerdalia dactyla* Vel. и *G. rara* Vel., а в скважинах, пройденных на междуречье Кобры и Вятки у с. Липовки, *Darwinula accurata* Vel. и *D. clina* Vel., не встречающиеся ниже отложений краснобаковского горизонта Камско-Вятского района. Кроме того, в отложениях этого горизонта, так же как и в породах нижележащего рябинского горизонта, обнаружены остракоды, имевшие широкое распространение в позднетатарское время и продолжавшие свое существование и в раннетриасовую эпоху. К таким формам принадлежат *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. malachovi* (Spizh.), *D. fragilis* Sch n., *D. polenovae* Vel. и некоторые другие.

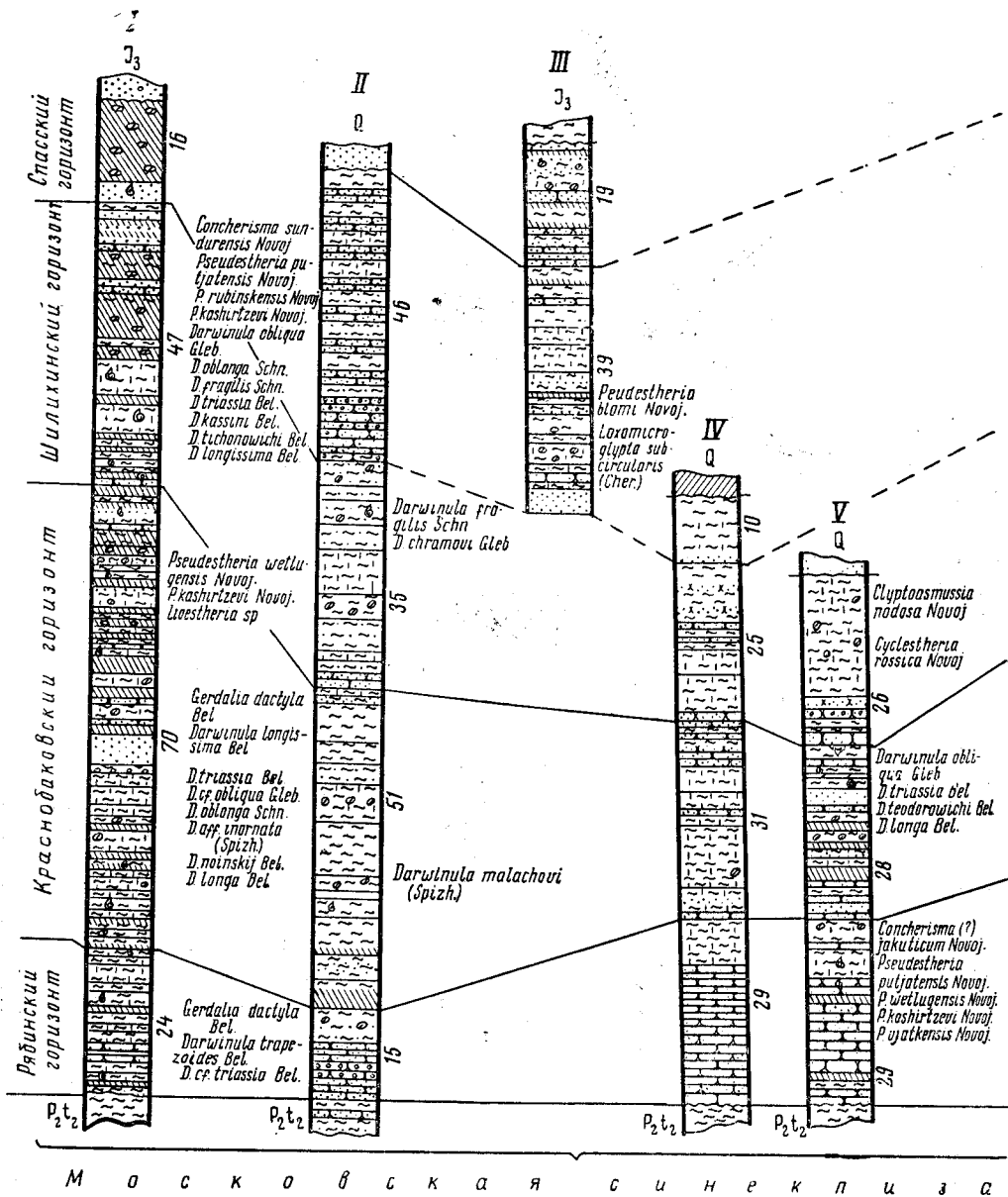
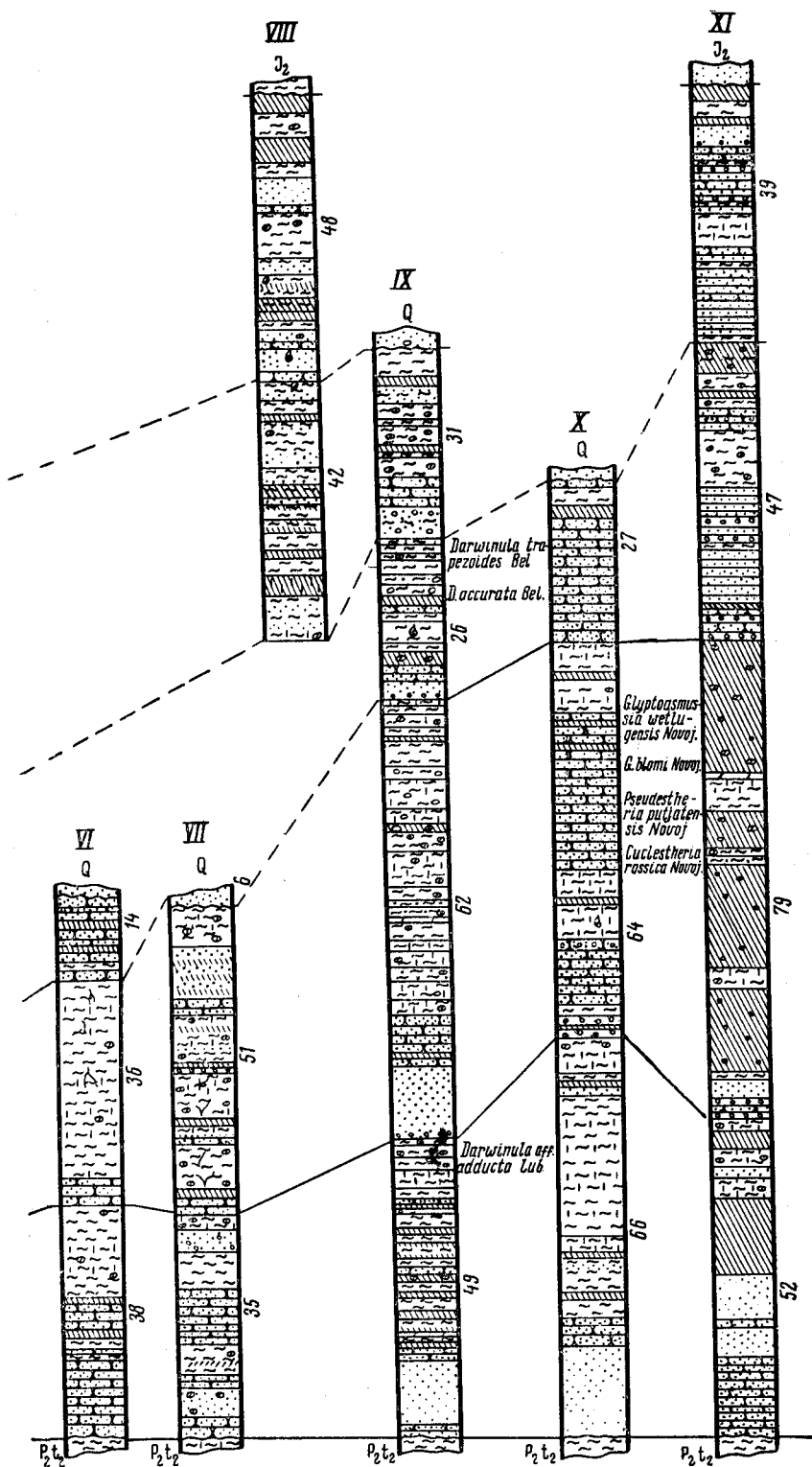


Рис. 67. Сопоставление разрезов скважин, вскрывших триасовые отложения Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины

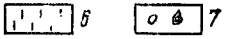
1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — пески; 4 — алевролиты; 5 — глины; 6 — известняки; 7 — стяжения и фауна

I — в 20 км севернее г. Юрьевца, на левобережье р. Волги, у с. Чернышево; II — в 120 км севернее г. Горького, в северо-западной части Горьковской области, у д. Наумово; III — в 25 км северо-западнее пос. Красные Баки, у д. Постой, на междуречье Ветлуги и Керженца; IV — в 18 км северо-западнее пос. Красные Баки, на правобережье р. Ветлуги, у д. Желтовки; V — в 12 км южнее с. Урень, на правобережье р. Усты, у с. Семенова Уренского района Горьковской области; VI — в 14 км юго-восточнее г. Мураши Кировской области, правобережье р. Великой, у развезда Пахарь; VII — в 21 км юго-западнее г. Мураши, у д. Крысаново; VIII — в 35 км северо-западнее с. Нагорского в северной части Кировской области, у с. Кузнецы, в долине р. Мытеца; IX — в 40 км северо-западнее с. Нагорского, на междуречье Кобры и Вятки, у с. Зуевцы; X — в 35 км северо-западнее г. Омутнинска, на правобережье р. Черной Холуницы, у с. Черная Холуница; XI — в 10 км северо-западнее г. Омутнинска, у пос. лесоучастка Бисеровского



Западный склон
 Вятско-Камской
 впадины

Вятско-Камская впадина



На правобережье р. Моломы у д. Кондрашенки в нижней части горизонта найдены гастроподы: *Galba molomensis* G u s., *G. prisca* G u s., *G. insolita* G u s. Первая форма обнаружена и в вышележащем шилихинском горизонте.

Мощность отложений краснобаковского горизонта в верхнем течении Вятки варьирует от 60 до 79 м, в бассейне Камы, видимо, не превышает 60 м; западнее же, в бассейне Моломы, уменьшается до 38 м, а в бассейне Ветлуги вновь возрастает до 46 м.

Шилихинский горизонт. На правом склоне долины р. Ветлуги у д. Шилихи (в 25 км юго-западнее г. Ветлуги) прослеживается контакт отложений шилихинского горизонта с вышележащими, также фаунистически охарактеризованными отложениями спасского горизонта. Ниже этой деревни почти полные разрезы отложений горизонта, содержащих фаунистические остатки, прослеживаются также на правом склоне долины р. Ветлуги от устья р. Лапшанги до с. Варнавина.

У д. Шилихи хорошо обнажена верхняя часть этого горизонта, состоящая из красновато-коричневых глин с прослоями песков. В глинах средней части горизонта здесь встречены гастропода *Galba? molomensis* G u s., многочисленные раковины конхострак (*Vertexia tauricornis* L u t k.) и позвонки *Tupilakosaurus* sp.

Часто отложения шилихинского горизонта залегают на породах краснобаковского горизонта со следами ясно выраженного перерыва и содержат в нижней части прослойки косослоистых песчаников с гравием и галькой глин и мергелей и линзовидные прослойки конгломератов также с гравием и галькой мергелей и плотных глин. Даже в бассейне Вятки гравий и галька кремня и кварцита в отличие от рябинского и краснобаковского горизонтов встречаются в этих отложениях сравнительно редко.

Сложен шилихинский горизонт в основном глинами коричневатокрасными, красновато-коричневыми, светло-коричневыми, обычно известковистыми, часто содержащими стяжения светло-серого и светлорозоватого мергеля размером до 1 см по длинной оси. Местами глины переслаиваются с алевролитами зеленовато- и голубовато-серыми и светло-коричневыми, в той или иной мере известковистыми. В различных частях горизонта встречены прослойки песков и песчаников. Пески, залегающие в нижней части шилихинского горизонта, часто косослоистые, с углами наклона косых слоев от 5 до 28°. В бассейне нижнего течения Ветлуги слои преимущественно наклонены на юго-восток.

Породы этого горизонта по составу минералов тяжелой и легкой фракции хотя и близки к краснобаковским, но имеют и некоторые отличия. Среди минералов тяжелой фракции (данные 50 анализов) в большинстве случаев преобладают рудные и непрозрачные, но в 20% образцов доминируют минералы группы эпидота. В некоторых образцах содержится большое количество выветрелых минералов, превышающее в несколько раз содержание этой группы в породах нижележащего краснобаковского горизонта. В легкой фракции даже идентичных по литологическому составу пород наблюдается различное содержание минералов. В одних образцах доминирует кварц, в других же — обломки пород. В общем для этого горизонта характерно непостоянство преобладающих минеральных ассоциаций как в легкой, так и в тяжелой фракции.

В породах шилихинского горизонта у селений Шилихи, Андреево и других (правый склон долины Ветлуги) найдены кости скелета проколофона *Phaanthosaurus* sp., текодонта *Chasmatosuchus*, позвонки *Tupilakosaurus* sp. На правом склоне р. Волосницы (бассейн Вятки) у д. Чудиново (в 20 км юго-западнее г. Мураши) в нижней части гори-

зонта встречены конхостраки: *Glyptoasmussia wetlugensis* Novoj., *Gl. blomi* Novoj., *Gl. pygmae* Novoj., *Lioestheria blomi* Novoj., *L. ignatjevi* Novoj., *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *P. rybinskensis* Novoj., *P. kaschirtzevi* Novoj., *Concherisma sundyrensis* Novoj. В бассейне Ветлуги у селений Калинино, Шилихи, Шмотихи, Сарафанихи и других, кроме этих форм, определены также: *Glyptoasmussia nodosa* (Novoj.), *Pseudestheria pliciferina* Novoj., *P. vjatkensis* Novoj., *P. tumariana* Novoj., *P. exsecta* Novoj., *Cyclestheria rossica* Novoj., *Sphaerestheria aldanensis* Novoj., *Eulimnadia wetlugensis* Novoj., *Palaeolimnadiopsis albertii* (Voltz.), *Vertexia tauricornis* Lutk. Такие формы, как *Pseudestheria pliciferina* Novoj., обнаружены впервые в отложениях этого горизонта.

На междуречье Вятки и Кобры в скважине у д. Фалюшата в отложениях шилихинского горизонта найдены *Darwinula accuminata* Bel. и *Gerdalia dactyla* Bel. Комплекс остракод в разрезах скважин, пройденных на правобережье Ветлуги, от устья р. Вола до устья р. Лапшанги, и в бассейне Керженца, более разнообразен. Здесь определены *Darwinula triassia* Bel., *D. obliqua* Gleb., *Gerdalia dactyla* Bel., *G. longa* Bel., *G. wetlugensis* Bel., *G. rara* Bel.

Как в комплексе филлопод, так и остракод шилихинского горизонта почти не остается форм, перешедших из татарского века. Из гастропод в этом горизонте у д. Шилихи найдена *Galba molomensis* Gus.

Мощность шилихинского горизонта на правобережье р. Вятки от устья р. Кобры до среднего течения Моломы изменяется от 30 до 50 м; в пределах же Вятско-Камской впадины не превышает 40 м, а в бассейне р. Ветлуги не более 35 м.

Спасский горизонт. Этот верхний горизонт отличается от нижележащих горизонтов пестротой окраски и литологическим составом пород. Хороший разрез нижней части горизонта имеется у с. Спасского (на правом склоне долины р. Ветлуги, в 12 км северо-восточнее г. Ветлуги), где обнаружено большое количество остатков наземных позвоночных, конхострак и остракод.

В пределах Московской синеклизы, так же как и в районе Вятско-Камской впадины, спасский горизонт сложен глинами и алевролитами, содержащими прослой песков и песчаников, а на отдельных интервалах и конгломератов.

В основании горизонта часто залегают косослоистые пески и линзовидные маломощные прослой конгломератов. Последние состоят из неравномерно окатанной гальки глин и мергелей. В прослоях конгломератов, залегающих в различных частях разреза горизонта, местами встречаются скопления остатков наземных позвоночных и рыб.

Глины спасского горизонта темно-красные, коричневатокрасные, прослоями серовато-зеленые, яркоокрашенные. Алевролиты также ярко окрашены в голубовато-серые, красновато-коричневые и серовато-зеленые цвета. Пески и песчаники розовато-красные, розовато-серые, серовато-зеленые, желтовато-коричневые, часто пестроокрашенные. Минеральный состав песков отличается от состава песков шилихинского горизонта лишь тем, что в тяжелой фракции наблюдается увеличение содержания эпидота и цоизита.

В отложениях спасского горизонта в восточной части района на склоне долины р. Кобры, в 30 км выше устья, у д. Нижний Тюрюхан, еще Н. Г. Кассиным найден череп амфибии *Wetlugosaurus angustifrons* Riab. На правом склоне долины р. Ветлуги, у с. Большая Слудка (непосредственно севернее границы описываемой территории) найдено много костей скелета этой же амфибии и рептилий *Scharschengia enig-*

matica Huene, *Microcnemus efremovi* Huene, *Chasmatosuchus* sp., а также зубные пластинки *Gnathorhiza*. На правом склоне долины р. Ветлуги у д. Шилихи обнаружен череп *Thoosuchus* sp. и челюсть *Wetlugosaurus* sp. (Г. И. Блом, 1962 г.). Весьма интересна находка в конгломерате нижней части спасского горизонта у д. Анисимово, также на правом склоне долины р. Ветлуги ниже устья Лапшанги, вместе с триасовыми проколофонами спинного щитка *Seymouriamorpha*. Раньше сеймуриоморфы из триасовых отложений вообще не были известны.

Изучение многочисленных остатков наземных позвоночных, собранных из стратотипического разреза у с. Спасского (В. И. Игнатьев, 1955 г.), позволило Б. П. Вьюшкову и П. К. Чудинову (1956) установить новый вид и род проколофона — *Phaanthosaurus ignatjevi* Tshu d. et Vjusch. Из этого же местонахождения М. А. Шишкиным (1961) описан новый вид лабиринтодонта *Tupilakosaurus* (*T. wetlugensis* Schischk.). Как указывалось выше, этот род широко распространен в прибрежно-морских нижнетриасовых отложениях Гренландии, в слоях, соответствующих верхней части индского яруса (слои с *Anodontophora fassaensis* (Wis sn.) и залегающих выше слоев, содержащих типичных аммонитов зоны Gyronites).

В отложениях спасского горизонта у с. Спасского появляются представители нового семейства конхострак Aquilonoglyptidae (*Aquilonoglypta ardua* Novoj.). У сел Спасского, Постоя и других встречены представители трех новых родов конхострак, отсутствующих в нижележащих отложениях. Здесь Н. И. Новожиловым описаны *Loxomicroglypta circularis* Novoj., *Brachyestheria taimyrensis* (Novoj.), *Palaeolimnadia ignatjevi* Novoj. Из конхострак, распространенных в других горизонтах триасовых отложений, в породах спасского горизонта определены: *Concherisma tomensis* (Novoj.), *Glyptoasmussia khalfini* Novoj. et Karelka, *Pseudestheria eurasiatica* Novoj., *P. sibirica* Novoj. Эти виды имеют весьма широкое географическое распространение и были встречены ранее в триасовых отложениях Кузнецкого бассейна и Таймырского полуострова. Наряду с этими формами в отложениях горизонта у селений Шилихи, Анисимово, Варнавина (р. Ветлуга) обнаружено также много других форм, имеющих распространение и в нижележащих шилихинском и краснобаковском горизонтах.

В скважинах, пройденных на правобережье р. Керженца у сел Гореве и Марас, из отложений спасского горизонта определены остракоды: *Darwinula obliqua* Gleb., *Gerdalia dactyla* Vel., *G. longa* Vel., *G. rara* Vel., *G. wetlugensis* Vel. На правом склоне долины р. Федоровки в 10 км выше устья р. Мытец, кроме *Gerdalia dactyla* Vel., встречены также *Darwinula kassiana* Vel., *D. crassa* Vel. и *D. longissima* Vel.

Мощность спасского горизонта в бассейне р. Кобры до 70 м, а на левобережье р. Камы в скважинах у пос. Рудничного, с. Лойно и других пунктах составляет не более 50 м. Западнее устья р. Кобры на междуречье Моломы и Великой также не превышает 50 м, а на междуречье Ветлуги и Керженца снижается до 40 м.

Камско-Ветлужский район распространения индских отложений непосредственно соприкасается с территорией их развития в бассейне Северной Двины (Московская синеклиза). В пределы рассматриваемой территории входят лишь бассейны рек Юга и Лузы (северо-западная часть Кировской области). Краткие и часто отрывочные сведения о строении триасовых отложений этого района содержатся в отчетах о маршрутных исследованиях Б. К. Поленова (1888), Л. И. Лутугина (1924), Н. С. Кобозева (1932), И. А. Ефремова и Ф. М. Кузьмина (1932), А. В. Хабакова (1932) и в результатах десятиверстной съемки

88-го листа геологической карты Европейской России (Зоричева, 1941). Все эти работы, а также маршрутные исследования, проведенные Г. И. Бломом в 1963 г., позволяют считать, что в долине р. Юга выступают лишь отложения рябинского и краснобаковского горизонтов индского яруса, а в бассейне р. Лузы также и отложения двух вышележащих горизонтов.

Отложения рябинского горизонта здесь сходны с образованиями этого же возраста бассейна Ветлуги, а не Вятки, хотя этот район расположен ближе к последней. Верхняя, преобладающая по мощности часть рябинских отложений сложена красновато-коричневыми глинами и алевролитами, содержащими прослойки песков. Нижняя часть горизонта состоит преимущественно из песков и песчаников, содержащих прослойки глин и алевролитов и линзовидные прослойки конгломератов из гальки и мергелей. В конгломератах в долине р. Юга у сел Слудка и Подосиновец найдены позвонки *Tupilakosaurus* и обломки костей других лабиринтодонт. Мощность отложений рябинского горизонта в этом районе около 30 м.

Вышележащие отложения краснобаковского горизонта, которые здесь местами описываются А. И. Зоричевой (1941) под названием верходворской свиты, сложены коричневатокрасными глинами и алевролитами, в нижней половине содержащими прослойки песков и конгломератов. В нижней части горизонта встречено много раковин *Vertexia tauricornis* L u t k.

Мощность отложений краснобаковского горизонта 40 м.

Литологический состав и мощности отложений шилихинского и спасского горизонтов идентичны с таковыми бассейна р. Вятки.

Оленекский ярус

Отложения, относимые к оленекскому ярусу в пределах Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины, распространены ограниченно по сравнению с отложениями индского яруса и встречаются лишь в более погруженных частях синеклизы и впадины. Полный разрез отложений этого яруса имеется и на склонах долины р. Федоровки (приток р. Кобры), в ее нижнем течении, ниже устья р. Выдрицы (Московская синеклиза). Здесь на правом склоне долины под юрскими отложениями прослеживаются голубовато-серые глины и алевролиты, а в нижней части яруса пески и песчаники, содержащие прослойки конгломератов с костями наземных позвоночных. Видимая мощность отложений яруса 25 м. Наблюдается контакт с нижележащими породами индского яруса. Часто эти отложения носят название федоровского горизонта.

Не только в районе стратотипического разреза, но и в пределах всего Камско-Ветлужского междуречья они представлены преимущественно алевролитами голубовато-серыми и серовато-зелеными, прослоями коричневатокрасными, переслаивающимися с глинами голубовато-серыми, реже светло-красновато-коричневыми. Нижняя часть яруса (мощностью до 10 м) часто состоит из песков и песчаников, содержащих прослойки конгломератов с галькой плотных глин и мергелей. Отмечается выдержанность окраски пород оленекского яруса в пределах значительных частей Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины. В этих породах по сравнению с индскими возрастает содержание закисного железа, достигающее в отдельных прослоях глин и алевролитов до 5,5%. Наибольшая мощность отложений оленекского яруса, равная 48 м, отмечена в скважине, заложеной на пойме р. Федоровки ниже устья р. Мытец (бассейн р. Вятки). Как на восток, так и на запад от Федоровки мощность значительно сокращается. В скважинах, прой-

денных в центральной части впадины (бассейн р. Камы), где эти отложения вскрыты под юрскими и меловыми образованиями, их мощность нигде не превышает 20 м (скважины в селах Лойно, Лесном, Нармыче 2 и др.). В Московской синеклизе отложения яруса, кроме бассейна р. Федоровки, встречены на междуречьях Ветлуги и Усты и Ветлуги и Керженца, где их мощность до 30 м.

В нижней части оленекского яруса на правом склоне долины р. Федоровки И. С. Муравьевым, В. И. Игнатьевым и Б. В. Селивановским в 1952 г. впервые на территории СССР в триасовых отложениях был обнаружен череп проколофона. В 1953 г. Г. И. Бломом в бассейне р. Федоровки в песчаниках яруса в ряде местонахождений были найдены зубы *Ceratodus*, кости лабиринтодонт (семейств *Plagiosauridae* и *Benthosuchidae*), позвонки и кости *Chasmatosuchus* и многочисленные кости скелета и обломки черепа рептилий из семейства *Procolophonidae*. В результате изучения остатков рептилий из этого семейства Б. П. Вьюшковым и П. К. Чудиновым установлен новый род проколофонов *Tichvinskia* с новым видом *T. vjatkensis* Tschud. et Vjusch.

В раннетриасовую эпоху проколофоновая фауна была широко распространена не только в Южной Африке (зоны *Procolophon* и *Cynognathus*) и Западной Европе, как это считалось ранее, но и на территории СССР. Здесь в эту эпоху происходила значительная эволюция проколофонов, обусловившая появление в верхней части разреза нижнего триаса таких более высокоорганизованных форм, как *Tichvinskia vjatkensis* Tschud. et Vjusch., тогда как в отложениях индского яруса встречается лишь проколофон *Phaanthosaurus*.

Как указано выше, выделение отложений, синхроничных оленекскому ярусу, основывается также на находках зубов *Ceratodus cf. facitidens* Shab., часто встречающихся в морских отложениях оленекского яруса горы Большое Богдо. Это сопоставление подтверждается присутствием в отложениях стратотипического разреза типичных брахиопид, свойственных VI — капитозавровой зоне, т. е. оленекским отложениям горы Большое Богдо. На правильность подобного сопоставления указывает также и то, что севернее рассматриваемой территории, в Ленском районе Архангельской области, в отложениях, венчающих разрез нижнего триаса, обнаружены остатки лабиринтодонта *Jarengia* (Шишкин, 1960), также принадлежащего VI капитозавровой зоне.

* * *

Заканчивая описание нижнетриасовых отложений Вятско-Камской впадины и Московской синеклизы необходимо осветить и стратиграфическое положение проблематичных по генезису и возрасту образований так называемой конгломерато-глинистой или «перемятой» толщи, а также гравийно-галечных образований, распространенных на водоразделах вне границы сплошного распространения пород нижнетриасового возраста.

В северо-западной части Горьковской области по правобережью и левобережью р. Волги, в пределах Городецкого, Семеновского и Чкаловского районов и в смежных частях Ивановской области выделяется большой район распространения конгломерато-глинистой или «перемятой» толщи. Возрастной предел ее образования до настоящего времени оставался не установленным, и различными исследователями считался то пермским (Амалицкий, 1886; Сибирцев, 1895), то пермо-триасовым и триасовым (Бакиров, 1948; Казаков, 1950₂; Люткевич и Фрухт, 1954; Мирчинк, 1946), то четвертичным (Кудинова, 1939; Молдавская, 1933; Никитин, 1885 г.). Лишь при исследованиях, проведенных Г. И. Бломом

(1957 г.), среди глин и алевролитов, в которых заключены гальки казанских и каменноугольных пород, были найдены остракоды и филлоподы, дающие возможность считать, что нижняя часть конгломерато-глинистой толщи образовалась в позднеатарское время, а верхняя — в раннетриасовое. В нижней части толщи, среди коричневых глин, часто переслаивающихся с алевролитами, содержащими гальку и неокатанные обломки глин, мергелей, известняков и гипсов, найдены остракоды (определение Е. Л. Голубчиной): *Darwinula parallela* (Spizh.), *D. baculus* Bel., *D. gerdae* (Gleb.), *D. spizharskyi* Posn., *Darwinuloides tatarica* (Posn.), *Suchonella typica* Spizh., *S. cornuta* Spizh., *Volganella magna* (Spizh.), *V. laevigata* Schn. Из филлопод Н. И. Новожиловым определены *Pseudestheria suchonensis* Novoj. и *Cyclotunguzites* sp. Приведенная фауна не оставляет сомнения в верхнетатарском возрасте нижней половины этой толщи.

В верхней части конгломерато-глинистой толщи в скважине у с. Панурово встречены остракоды *Darwinula oblonga* Schn., *D. obliqua* Gleb., *D. triassia* Bel., *D. lavior* Bel., *Gerdalia dactyla* Bel. Присутствие таких типичных нижнетриасовых видов, как *Darwinula oblonga* Schn., *D. obliqua* Gleb. и *D. triassia* Bel. дает основание относить содержащие их отложения к нижнему триасу.

Мощность верхней половины конгломерато-глинистой толщи составляет 64 м. Эти пролювиальные фации, занимающие площадь около 5 тыс. км² и окружающие в виде овала Воротиловский выступ кристаллического фундамента, сменяются по периферии нормальными фациями пресноводных, периодических пересыхавших озер и сухих аллювиальных равнин. Образование конгломерато-глинистой толщи происходило, видимо, на предгорной равнине, окружавшей выраженные в те эпохи в рельефе поднятия, которые в основном соответствовали современному выступу кристаллического фундамента, находящегося у деревень Тонково и Воротилово (в 20 км юго-западнее с. Ковернино). При исследованиях С. К. Нечитайло и Б. И. Бараш (1957 г.) скважиной у д. Тонково под отложениями средней юры на глубине 237 м вскрыты брекчии, состоящие из гнейсов и обломков осадочных пород, а на глубине 432 м (на абсолютной отметке минус 305 м) обнаружены архейские гнейсы. В 50 км южнее, в скважинах у г. Балахны, породы архея вскрыты на абсолютной отметке минус 1700 м. По-видимому, в течение позднеатарского и раннетриасового времени на возвышенностях, существовавших в районе названных деревень и прилегающих к ним участков с юго-запада, были размыты почти все пермские, каменноугольные и девонские породы и после опусканий, происшедших в среднеюрскую эпоху и охвативших всю Ковернинскую впадину, архейские гнейсы были перекрыты среднеюрскими отложениями.

Гравийно-галечные скопления, преимущественно кремневого и кварцевого состава, наблюдающиеся в виде отдельных гряд или небольших по площади останцов (пуг) за пределами сплошного поля распространения триаса или в районе его развития, имеют различный возраст и генезис. В одних случаях они несомненно представляют собой останцы размытых нижних горизонтов триасовых отложений, в которых кремнево-кварцитовые гравийно-галечниковые прослои в пределах Вятско-Камской впадины и восточной части Московской синеклизы сравнительно широко развиты. Отдельные островки триасовых отложений за границей их сплошного распространения несомненно указывают на то, что триасовые отложения имели здесь также широкое развитие.

В других случаях пути представляют собой остатки размытых горизонтов татарских образований или типичные моренные и флювиогляциальные образования четвертичного возраста.

МЕЛЕКЕССКАЯ ВПАДИНА

В пределах Мелекесской впадины фаунистически охарактеризованные триасовые отложения встречены в Мелекесской опорной скважине, заложенной у северной окраины г. Мелекесса, и в скважине, расположенной в 12 км восточнее этого города. Т. В. Макарова и Н. А. Горнштейн (1956 г.) отмечают, что эти отложения в Мелекесской скважине пройдены в интервале 117,6—138,5 м и представлены глинами красновато-коричневыми и светло-коричневыми, в нижней части содержащими прослой песчаника мощностью до 0,3 м. В глинах встречены остракоды: *Darwinula adducta* Lüb., *D. longissima* Bel., *D. wetlugensis* Bel., *D. fragilina* Bel., *D. noinskyi* Bel., *D. polenovi* Bel., *D. obliqua* Bel., *D. parallela* (Spizh.), *D. inornata* (Jones), которые, за исключением последних двух форм, характерны для отложений ветлужской серии как Московской, так и Прикаспийской синеклиз.

Триасовые отложения залегают на глинах татарского яруса и перекрываются песчаниками средней юры; мощность их составляет 21 м, а в скважине восточнее г. Мелекесса достигает 50 м.

ЖИГУЛЕВСКО-ПУГАЧЕВСКИЙ СВОД
И БУЗУЛУКСКАЯ ВПАДИНА

В пределах этого района триасовые отложения широко распространены лишь на междуречье Самары и Большого Иргиза. Здесь они выступают на дневную поверхность, а также вскрыты скважинами от восточной границы Куйбышевской области до меридиана, проходящего через села Подъем Михайловка и Большая Дергуновка. На небольших по площади участках нижнетриасовые отложения встречаются и севернее долины р. Самары, на водоразделе с Большим Кинелем. В последнем случае нижнетриасовые отложения имели, видимо, и более широкое распространение, о чем свидетельствует наличие этих отложений в пределах Мелекесской впадины у г. Мелекесса.

Южнее долины Большого Иргиза, в южной части Куйбышевской области и на прилегающих к ней участках Саратовской области, отложения, часто условно относимые к триасовым или описываемые как пермо-триасовые, вскрываются буровыми скважинами почти до границы с Прикаспийской синеклизой. В пределах последней они залегают на очень значительных глубинах (часто свыше 2 км) и вскрыты буровыми скважинами лишь на участках, примыкающих к солянокупольным структурам, и в прибортовых частях синеклизы. По-видимому на значительной площади в западной части Прикаспийской синеклизы присутствуют морские отложения оленекского яруса.

Триасовые отложения этого района подразделены были еще А. Н. Мазаровичем (1928) на бузулукскую и тананыкскую свиты; позднее Т. Л. Дервиз (1951 г.) триасовый возраст был также доказан и для ромашкинской свиты, которая А. Н. Мазаровичем относилась к юрской системе.

Бузулукская свита и тесно связанная с ней тананыкская, в которой в местонахождении у с. Алексеевки обнаружены остатки лабиринтодонтов из семейства бентозухид, характерных для ветлужской серии, рассматриваются в составе индского яруса (см. табл. 17). Вышележащие же отложения ромашкинской свиты, ошибочно относимые по решению Всесоюзного мезозойского совещания 1958 г. к среднему триасу, в настоящее время должны быть причислены к баскунчакской серии (оленекскому ярусу) нижнего триаса. Это обосновано тем, что в отложениях ромашкинской свиты на р. Чапаевке у д. Борщевки (юго-восточ-

ная часть Куйбышевской области) обнаружен череп *Thoosuchus* — представитель семейства бентозухид, не встречающихся в отложениях моложе чем нижнетриасовые. В местонахождении у с. Россыпного (в 100 км западнее г. Оренбурга) в отложениях, параллелизуемых с ромашкинской свитой, Л. П. Татариновым (1961 г.) при переописании фауны определена псевдозухия *Erythosuchus*, характерная для зоны *Synognathus* системы Карру Южной Африки. Эта зона всеми исследователями считается синхроничной баскунчакской серии Русской платформы и должна относиться к оленекскому ярусу.

Характеристику отложений триаса Жигулевско-Пугачевского свода иллюстрирует разрез обнажения, расположенного на правом склоне оврага Мечеть, в 5 км восточнее с. Таволжанки, у границы Куйбышевской и Оренбургской областей, где виден контакт всех трех свит. Здесь снизу над сухим руслом оврага обнажены:

Бузулукская свита

1. Песок серовато-зеленый, прослоями от 0,2 до 1 см коричневатокрасный и светло-коричневый, мелкозернистый, состоящий из отдельных косонаслоенных пачек мощностью от 0,3 до 1,5 м с углами наклона косых слоев от 5 до 25° преимущественно по азимуту ЮЗ 230—240°. В песке встречены единичные зерна гравия и галька глины, обычно размером не более 3 см по длинной оси 8,0 м
2. Конгломерат светло-коричневый, состоящий из гравия и гальки преимущественно светло-коричневых глин, реже встречается галька плотного песчаника и очень редко мелкая (не более 1,5 см) галька кремня.
Галька и гравий сцементированы известковым цементом. В слое конгломерата найден хорошо сохранившийся скелет в естественном сочленении нового рода *Prothoosuchus* (рис. 68) 0,5 „
3. Песок в нижней части слоя светло-серовато-зеленый, в верхней светло-серовато-коричневый, мелкозернистый, полиминеральный. Внизу на отдельных интервалах мощностью не более 0,4 м косонаслоенный, с углами наклона косых слоев не более 10°. Вверху песок горизонтальнослоистый с прослоями светло-коричневых тонкослоистых глин до 0,15 м мощности 7,6 „
4. Глина светло-коричневая, в нижней части переходящая в коричневатокрасную, известковистая, с прослоями алевролита 0,6 „
5. Конгломерат красновато-коричневый, участками коричневатокрасный, состоящий из гравия и гальки глин, преимущественный размер гальки 1,5—2 см 0,10 „
6. Песок светло-серовато-зеленый, тонкими (до 0,3 см) прослоями светло-красновато-коричневый, мелкозернистый, полиминеральный, косонаслоенный, с углами наклона косых слоев до 18° по азимуту ЮВ 120° 0,80 „

Тананыкская свита

7. Глина светло-коричневая, тонкослоистая (мощность тонких прослоев не более 1 мм), с раковинами конхострак, из которых Н. И. Новожиловым определены: *Pseudestheria longa* Novoj., *P. anteseemicerculata* Molin., *P. gagarini* Molin., *Cyclotunguzites samaricus* Novoj., *Limnadia tananykiana* Novoj. 0,15 „
8. Песок желтовато-зеленый, тонкими прослоями светло-коричневато-красный, мелкозернистый, с линзовидным прослоем (до 0,15 м мощности) конгломерата, состоящего из гравия и гальки, и невыдержанными прослоями (до 15 см) глин светло-коричневых 0,7 „
9. Глина коричневатокрасная, известковистая, песчанистая, в средней части слоя с прослоями светло-желтовато-коричневого песка 0,60 „
10. Глина светло-коричневая, прослоями до 0,2 м коричневатокрасная, известковистая, на отдельных участках с тонкими (до 2 мм) ветвящимися образованиями, заполненными кристаллами кальцита 1,0 „
11. Глина коричневатокрасная, прослоями светло-коричневая, в верхней части слоя полосой до 5 см окрашенная в светлосеровато-зеленый цвет, известковистая, в нижней половине слоя с невыдержанными по простиранию прослоями зеленоватосерого известкового алевролита и прослоями песка мощностью до 0,1 м, в свою очередь содержащими тонкие (до 1,5 см) прослойки глины. Как в глине, так и в алевролите встречены ветвящиеся образования, заполненные кристаллами кальцита 2,8 „

длина — предположительно (по измерениям) около 1 м. В настоящее время в коллекции Музея естественной истории (Москва) хранится только один экземпляр — передняя часть черепа (рис. 68).

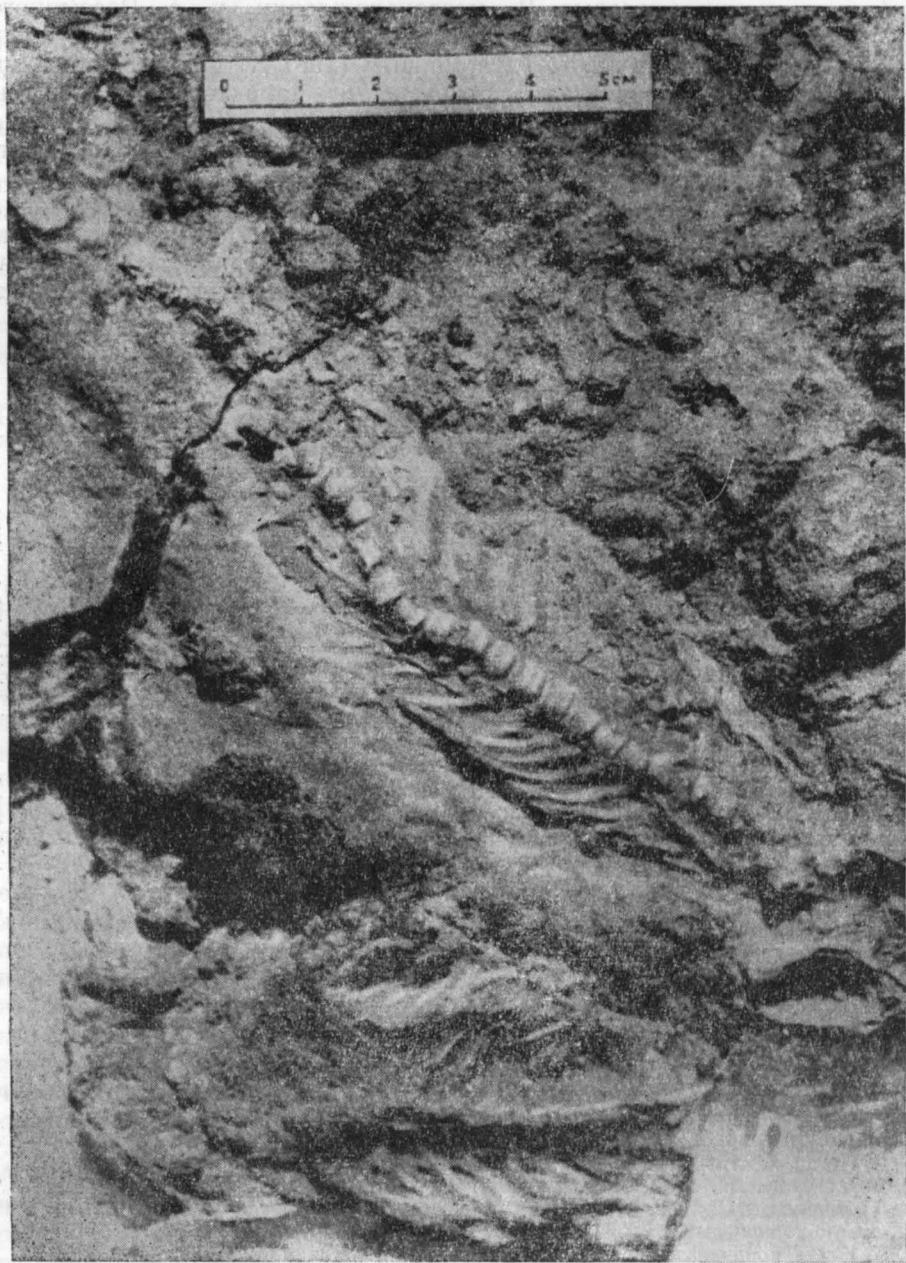


Рис. 68. Скелет *Prothoosuchus* sp. Фото Б. С. Чвалаева

Ромашкинская свита

12. Конгломерат, сверху светло-коричнево-серый, в средней части слоя светло-коричнево-красный и в нижней — светло-зеленовато-серый, состоящий из гальки коричнево-красных, светло-коричневых и светло-зеленовато-серых глин; преимущественный размер гальки 2—3 см. Галька сцементирована песчано-известковым цементом. В слое встречены обломки костей лабиринтодонтов (*Benthosuchidae*) и рептилий (*Scharschengia* sp.).

Граница с нижележащим слоем отчетливая, неровная. По простиранию верхняя часть конгломератов замещается песком 1,1 м

13. Песок светло-серовато-зеленый, местами с тонкими (до 3 мм) прослоями светло-красновато-коричневого, мелкозернистый, косонаслоенный, с углами наклона косых слоев от 8 до 25° преимущественно на северо-запад (азимуты от 300 до 270°). В нижней половине слоя местами видны обломки глин до 0,2 м по длинной оси 5,1 „

14. Алевролит светло-желтовато-зеленый, прослоями (до 2 см) светло-серовато-коричневый, с тонкими прослоями светло-серовато-коричневого песчаника 1,6 „

15. Глина светло-красновато-коричневая, песчанистая, известковистая 0,40 „

16. Алевролит светло-зеленовато-серый, в средней части слоя (до 0,2 м) светло-красновато-коричневый песчанистый. Видно до контакта с четвертичными суглинками 0,90 „

Ниже этого обнажения в овраге Мечеть вплоть до его впадения в р. Таволжанку у с. Усманки прослеживаются отдельные отчетливые выходы косонаслоенных песков, из которых в основном состоят средняя и нижняя части бузулукской свиты. В одном из прослоев конгломератов, которые часто встречаются среди песков, здесь обнаружен череп *Benthosuchus sushkini* E fr.

Нижняя часть бузулукской свиты и ее контакт с породами татарского яруса прослеживается в этом районе на левом склоне долины р. Самары выше устья р. Таволжанки. Мощность отложений свиты определяется в 65—70 м.

Индский ярус

Бузулукская свита. Отложения свиты, как видно из приведенного обнажения в овраге Мечеть, а также обнажений по рекам Съезжей и Чапаевке и разрезов большого количества скважин, пройденных на междуречье Самары и Иргиза, слагаются в основном песками серовато-зелеными, красновато-коричневыми, розовато-красными, преимущественно неравномерно мелкозернистыми, полиминеральными, косонаслоеными.

В различных частях разреза бузулукской свиты преобладающее положение занимают пески той или иной окраски, что позволяет выделить среди них различно окрашенные пачки (рис. 69). На отдельных интервалах среди песков встречены прослойки песчаников, глин, алевритов и линзовидные прослойки конгломератов, часто залегающих в виде цепочки линз на определенных уровнях. Изучение разрезов этих отложений дает основание выделить в них три ритма, обычно начинающихся конгломератами и заканчивающихся алевролитами и глинами. Верхняя часть свиты представляет собой как бы начало нового ритма, заканчивающегося глинами тананькской свиты.

Конгломераты бузулукской свиты состоят из галек коричнево-красных глин, плотных песчаников и реже кварцитов, кремней и яшм, сцементированных песчано-известковым цементом. Наиболее мощные (до 3 м) прослойки конгломератов, содержащих крупную (6—8 см) гальку кремня, встречаются в нижней половине свиты (В. В. Буцура, 1943 г. и др.).

Мощность свиты в пределах этого района значительно возрастает при движении с запада на восток. Если в его западной части, в бас-

сейне р. Домашки, она равна 25 м (Г. П. Исаева, 1945 г.), то в 50 км юго-восточнее, в бассейне среднего течения р. Чапаевки, у с. Летникова она возрастает до 40—45 м (М. Н. Морев, 1953 г.).

В скважинах, пройденных в восточной части Самаро-Иргизского междуречья у с. Алексеевки (бассейн р. Съезжей), мощность отложенной свиты 60—65 м. Такие же мощности отмечаются в бассейне нижнего течения р. Каралыка и на междуречье Большого Иргиза и Каралыка.

До последнего времени бузулукские отложения Самаро-Иргизского района были недостаточно фаунистически охарактеризованы, что крайне затрудняло их параллелизацию с триасовыми отложениями других районов Русской платформы. В известных в этом районе местонахождениях наземных позвоночных (Гореиновка, Заплавное, Сухая Таволжанка, Усманка, Гавриловка и Герасимовка) отмечались лишь неопределимые остатки лабиринтодонтов. В глинах бузулукской свиты у сел Гореиновки и Каралыка П. С. Любимовой (Любимова, Хабарова, 1955) были найдены остракоды: *Darwinula adducta* L ü b., *D. ingrata* L ü b., *D. accepta* L ü b. — формы, широко распространенные в нижнетриасовых отложениях.

При маршрутных исследованиях, проведенных геологами Средне-Волжского геологического управления (Г. И. Блом, 1962 г.), в овраге Мечеть, восточнее с. Таволжанки (восточная часть Куйбышевской области), в средней части бузулукской свиты был обнаружен череп *Benthosuchus sushkini* E f r., а в оврагах Березовом и Сосновом, впадающих в р. Самару выше с. Заплавное, в верхней части свиты найдены обломки черепов *Wetlugosaurus* sp. Наконец, вблизи контакта этой свиты с вышележащей тананьковской в местонахождении у с. Таволжанки обнаружен полностью сохранившийся скелет лабиринтодонта *Prothoosuchus*, совмещающего признаки трематозаврид и бентозухид, монографическое описание которого в настоящее время производится в Палеонтологическом институте АН СССР. Из отложений свиты этого района определены часто встречающиеся и в индских отложениях Камско-Ветлужского района: *Glyptoasmussia wetlugensis* Novoj., *Gl. blomi* Novoj., *Lioestheria ignatjevi* Novoj., *L. jaroslavlensis* Novoj., *L. blomi* Novoj., *Pseudestheria putjatensis* Novoj., *P. rybinskensis* Novoj., *P. kashirtzevi* Novoj., *P. vjatkensis* Novoj., *Cyclotunguzites gutta* (L utk.), *Eulimnadia wetlugensis* Novoj., *Vertexia tauricornis* L utk.

Н. И. Новожиловым определены такие новые формы, как *Eulimnadia buzulukensis* Novoj., *Cornia buzulukensis* Novoj., *C. samarica* Novoj. и другие (см. рис. 69), а также *Sphaestheria varsanofievae* Molin. — форма, часто встречающаяся в бызовской свите бассейна Средней Печоры.

Приведенная фауна наземных позвоночных (*Benthosuchus sushkini* E f r., *Wetlugosaurus* sp.) и комплекс конхострак дают полное основание сопоставить отложения бузулукской свиты с образованиями индского яруса Московской синеклизы. Вместе с тананьковской свитой здесь намечается одинаковое количество ритмов, соответствующих горизонтам северного поля развития триаса.

К отложениям бузулукской свиты приурочены гравийно-галечниковые месторождения. Материал используется для покрытия дорог и в производстве бетона. В восточной части Куйбышевской области находится Верхне-Съезженское месторождение, где разрабатываются выступающие на дневную поверхность слабосцементированные конгломераты, приуроченные к нижней части бузулукской свиты.

Тананьковская свита тесно связана с бузулукской и является

завершением ее верхнего ритма. Отложения свиты представлены глинами красновато-коричневыми и коричневатокрасными, песчанистыми, известковистыми, содержащими прослойки алевролитов и песков. В нижней части разреза количество прослоев песков и песчаников возрастает и здесь наблюдаются иногда прослойки конгломератов. Пески нижней части свиты постепенно переходят в такие же пески бузулукской свиты. Почти все исследователи отмечали условность проведения границы между тананькской и бузулукской свитами, а М. Н. Морев (1953 г.), проводивший исследования на междуречье Съезжей и Большого Иргиза, в сводном разрезе объединил обе эти свиты. Мощность отложений тананькской свиты обычно изменяется от 3 до 5 м и лишь местами до 10 м.

Наиболее отчетливые выходы пород свиты наблюдаются в овраге Мечеть (восточнее с. Таволжанки), а также по оврагам, впадающим в р. Таволжанку у д. Гостевки, и верхнем течении р. Чапаевки у д. Го-реиновки.

В серовато-зеленых песках, переслаивающихся с глинами и алевролитами нижней части тананькской свиты, в овраге на правом склоне долины р. Съезжей, у северной окраины с. Алексеевки, обнаружен правый птеригонд лабирингодонта *Thoosuchus* sp. (семейство бентозухид).

Из отложений этой свиты в скважинах, пройденных на междуречье Чапаевки и Съезжей, в 7 км восточнее с. Летникова, и на междуречье Чапаевки и Большого Иргиза, в 11 км западнее д. Ореховки, Т. Л. Дервиз (1952 г.) обнаружены остракоды: *Darwinula adducta* Lüb. и *D. accepta* Lüb., встречающиеся в этом районе в отложениях ниже лежащей бузулукской свиты. В обнажении у с. Таволжанки Г. И. Бломом найдены конхостраки: *Cyclotunguzites samaricus* Novoj., *Limnadia tananykiana* Novoj., *Pseudestheria longa* Novoj., *P. antesemicirculata* Molin., *P. gagarini* Molin. Последние две формы распространены широко и встречаются в триасовых отложениях бызовской свиты Средней Печоры.

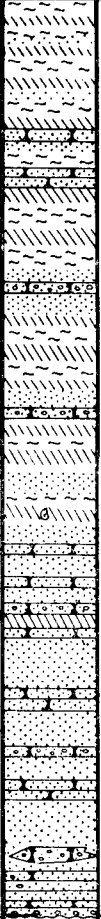
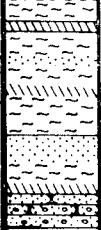
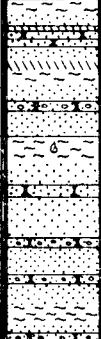
Оленекский ярус

Ромашкинская свита. Отложения свиты были выделены А. Н. Мазаровичем (1928) по наименованию с. Ромашкино на р. Бобровке в Оренбургской области вблизи ее границы с Куйбышевской областью, где они сравнительно хорошо обнажены. К триасовой системе свита относится только с 1951 г., когда в ней Т. Л. Дервиз были найдены триасовые конхостраки.

Выходы глин этой свиты от кровли до подошвы прослеживаются в верхних течениях рек Таволжанки, Съезжей, Чапаевки, в нижнем течении р. Каралык, а также в долине Большого Иргиза выше устья р. Каралык. На междуречье Большого Иргиза и Самары многими скважинами вскрыта полная мощность ромашкинских отложений.

Верхняя часть свиты слагается алевролитами и глинами светло-серовато-зелеными, желтовато-зелеными, реже коричневатокрасными, на отдельных интервалах переслаивающимися с песками и песчаниками. Песчаники и алевролиты местами ожелезнены и содержат довольно редкие стяжения глинистого сидеритового мергеля или бурого железняка. Глины и алевролиты обычно безызвестковистые. Мощность верхней части свиты до 25 м.

Нижняя часть ромашкинской свиты состоит из песков серовато-зеленых, неравномерно мелкозернистых, полиминеральных, часто косо-слоистых, с галькой и гравием глин. В песках встречаются линзовидные прослойки конгломератов, преимущественно состоящих из гальки глин и реже плотных песчаников. Наряду с галькой (размер 2—3 см)

Ярус, серия	Свита	Пачка	Литологическая колонка	Мощность, м	Литологическая и фаунистическая характеристика
Индейский (ветлужская)	Тананьская T ₁ п	Серовато-зеленая		40	В верхней части алевролиты светло-серовато-зеленые, серовато-зеленые и желтовато-зеленые с прослоями глин зеленовато-серых, реже коричневато-красных, и песков серовато-зеленых. На отдельных участках с конкрециями бурого железняка. В нижней части пески серовато-зеленые, полиминеральные, прослоями косослоенные, с галькой и гравием глин и песчаников и с линзовидными прослоями конгломератов. На отдельных интервалах с прослоями алевролитов и глин в уплотненных свиты встречаются амфибии - <i>Thoosuchus</i> sp nov; рептилии - <i>Scharshengia</i> sp, конхострахи - <i>Loxostrophylta romashkinensis</i> Novoj., <i>Loaestheria queillaensis</i> Novoj., <i>L. blomi</i> Novoj., <i>Pseudestheria sibirica</i> Novoj., <i>P. rubinskensis</i> Novoj., <i>P. samaraensis</i> Novoj., <i>P. putjatensis</i> Novoj., <i>Limnadia samarica</i> Novoj., <i>L. blomi</i> Novoj., <i>Palaelimnadiopsis samaraensis</i> Novoj.; остракоды - <i>Darwinula adducta</i> Lub., <i>D. acerta</i> Lub., <i>D. ingrata</i> Lub
				10	Глины красновато-коричневые и коричневато-красные, прослоями известковистые, со стяжениями мерзеля, с прослоями алевролитов, в нижней части пески желтовато-коричневые и серовато-зеленые, мелкозернистые, участками косослоистые с линзовидными прослоями глин и конгломератов с галькой и гравием глин и песчаников. Из фаунистических остатков встречаются амфибии - <i>Benthosuchidae</i> , <i>Thoosuchus</i> sp; конхострахи - <i>Loaestheria queillaensis</i> Novoj., <i>L. ignatjevi</i> Novoj., <i>L. blomi</i> Novoj., <i>Pseudestheria longa</i> Novoj., <i>P. antesemicirculata</i> Molin., <i>P. gagarini</i> Molin., <i>Palaelimnadiopsis samaraensis</i> Novoj., <i>Limnadia tonanykiana</i> Novoj.
				15	Пески серовато-зеленые, прослоями светло-красновато-коричневые, полиминеральные, в нижней части косослоистые с линзовидными прослоями песчаников и конгломератов из гальки глин и песчаников, редко кремня. В верхней части пески переслаиваются с глинами и алевролитами. В средней части пачки встречен скелет <i>Prothoosuchus</i> sp nov и конхострахи - <i>Loaestheria queillaensis</i> Novoj., <i>L. blomi</i> Novoj., <i>Pseudestheria sibirica</i> Novoj., <i>P. vjatkensis</i> Novoj., <i>P. samaraensis</i> Novoj., <i>Gabonestheria sibirica</i> Novoj.

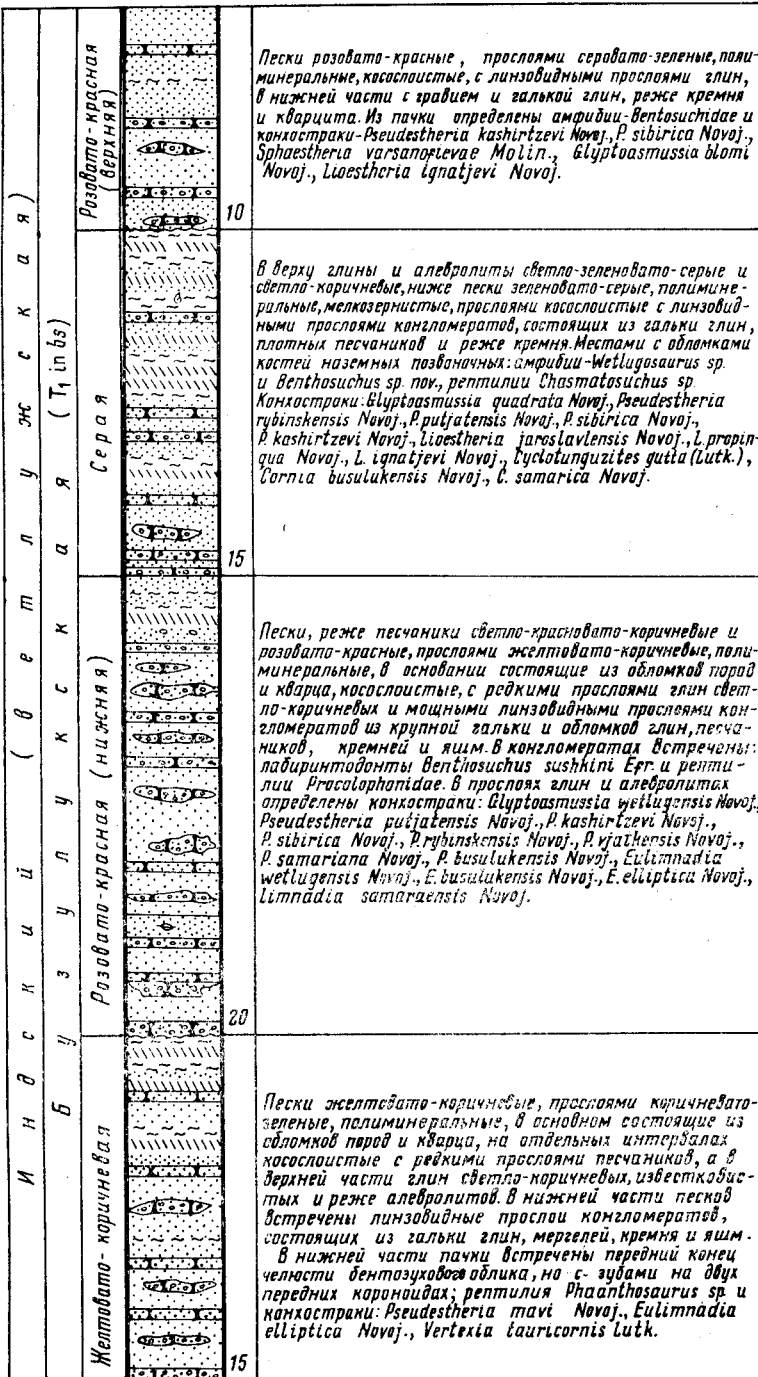


Рис. 69. Сводный разрез нижнетриасовых отложений южного склона Жигулевско-Пугачевского свода (Куйбышевское Заповольжье)

встречаются и отдельные обломки глин до 20 см по длинной оси. Мощность этой части свиты не превышает 15 см.

Нижняя граница ромашкинской свиты в пределах всего района обычно отчетливая, на тананыкских глинах или бузулукских песках со следами размыта залегают ромашкинские пески. Верхняя же граница свиты проводится по подошве серых глин или светло-серых песков юрской системы.

В восточной части Куйбышевской области мощность отложений ромашкинской свиты достигает 40 м. При движении на запад она постепенно уменьшается, а на меридиане, проходящем через села Яблонный Враг и Большая Дергуновка (т. е. почти там же, где и бузулукская свита), ромашкинская свита выклинивается. В западной части этого района породы свиты более глинистые.

В прослое конгломератов в нижней части свиты на правом берегу р. Чапаевки у д. Борщевки найден череп лабиринтодонта *Thoosuchus* sp. и кости его скелета, что дает основание относить эти отложения к нижнему триасу (см. рис. 69).

В верхней части ромашкинской свиты в скважинах, заложенных на междуречье Чапаевки и Съезжей, а также на водоразделе рек Чапаевки и Каралыка Т. Л. Дервиз встречены конхостраки *Cycloitunguzites (Estheria) gutta* (Lutk.). В нижней же части свиты на правом склоне долины р. Чапаевки у д. Гореиновки П. С. Любимовой (1953 г.) найдены остракоды: *Darwinula adducta* Lub., *D. accepta* Lub., *D. ingrata* Lub., а Н. Е. Фроловой у с. Усманки кости лабиринтодонта.

* * *

К нижнетриасовым отложениям на юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода должны быть причислены и отложения так называемой «нарядной толщи» (С. Л. Козленко, 1941 г.). В нижнем течении р. Б. Иргиза у с. Березово (юго-западнее г. Пугачева) и по правобережью р. Б. Кутума (левого притока р. Б. Иргиза) севернее с. Чапаевки в долинообразных формах размыта верхнекаменноугольных пород залегают красные, фиолетовые и желтые глины, содержащие также яркоокрашенные прослои песков и песчаников. Фаунистических остатков в этих отложениях, имеющих мощность не более 6 м, не было встречено, и их возраст определялся то как нижнепермский, то как пермотриасовый, то юрский и даже неогеновый. В. И. Курлаев (1964) совершенно правильно относит эти отложения к нижнему триасу, основываясь на их литологическом сходстве с фаунистически охарактеризованными отложениями, вскрытыми в 50 км юго-восточнее в прибортовой части Прикаспийской синеклизы.

Южнее выходов нижнетриасовых отложений на дневную поверхность в среднем течении р. Б. Иргиза в южной части Куйбышевской области и смежных частях Саратовской области буровыми скважинами под юрскими и неогеновыми отложениями вскрываются пестроокрашенные глины и алевролиты, обычно описываемые как пермотриасовые; верхнюю часть их с известной долей вероятности можно отнести к нижнему триасу. Сплошное поле распространения этих образований в северной части Саратовской области до границы с Прикаспийской синеклизой ограничивается меридианом, проходящим через с. Перелюб.

С. П. Рыковым и другими (1963 г.) в скв. 1 Перелюбской площади (20 км северо-западнее с. Перелюба) мощность триасовых отложений, представленных красновато-коричневыми глинами и песчаниками, обычно известковистыми, определяется в 109 м. Среди триасовых отложений, которые несомненно можно отнести к ветлужской серии, встре-

чены: *Darwinula adducta* Lub., *D. pseudofutschiki* Bel., *D. designata* Schn., *Gerdalia polenovi* Bel., *G. dactyla* Bel., *G. longa* Bel., *G. noinskyi* Bel., *G. tichonovichi* Bel.

Этими же исследователями описаны фаунистически охарактеризованные триасовые отложения и в скв. 6 в интервале 104—235 м, пройденной у северо-восточного конца г. Перелюба. Здесь нижнетриасовые отложения, залегающие под фаунистически охарактеризованными среднеюрскими породами, представлены красновато-коричневыми и коричневыми алевролитами и глинами, в нижней части переслаивающимися с песками и песчаниками. Нижележащие красновато-коричневые глины, залегающие на казанских доломитах, содержат татарский комплекс остракод и гастропод *Gorkyella* cf. *tykhwinskajae* Gus. и должны быть отнесены к татарскому ярусу. Их мощность здесь составляет всего 22 м.

В нижней части нижнетриасовых отложений, имеющих мощность 131 м, встречены (определение Н. Н. Старожиловой): *Darwinula oblonga* Schn., *D. ingrata* Lub., *D. accepta* Lub., *D. tichonovichi* Bel., *Gerdalia polenovi* Bel., *G. noinskyi* Bel. В средней их части определены: *Darwinula adducta* Lub., *D. accuminata* Bel., *D. longissima* Bel., *D. pseudooblonga* Bel., *D. chramovi* Gleb., *D. designata* Schn., *Gerdalia noinskyi* Bel., *G. tichonovichi* Bel.

Западнее с. Перелюба триасовые отложения сохранились только на отдельных изолированных участках.

ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА И ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ВОРОНЕЖСКОГО СВОДА (ДОНО-МЕДВЕДИЦКИЕ ДИСЛОКАЦИИ)

В пределах Прикаспийской синеклизы нижнетриасовые отложения распространены повсеместно; на западе они смыкаются с аналогичными образованиями восточного склона Воронежского свода (Приволжская моноклиналь).

На правобережье р. Волги, на восточном склоне Воронежского свода, в районе Доно-Медведицких дислокаций, отложения, условно относимые к триасовым, отмечены лишь в южной части рассматриваемой территории, вблизи границы Саратовской и Волгоградской областей. Здесь они выступают на дневную поверхность на склонах Малого Гнилушкинского оврага у дороги между селами Гвардейским и Тетеревяткой. Т. Н. Гуляевой (1938 г.) и С. П. Рыковым (1952 г.) под юрскими песками описана 8-метровая толща коричневатого-красных глин и песчаников, содержащих неопределимые обломки костей наземных позвоночных. При геологоразведочных работах, проведенных в этом районе в пределах Иловлинской структуры (В. И. Никитина, 1950 г.), было установлено, что под среднеюрскими отложениями залегает 330-метровая толща пестроцветных глин и песков, верхнюю часть которых (мощностью до 180 м) условно можно относить к нижнему триасу по аналогии с фаунистически охарактеризованными нижнетриасовыми образованиями Волгоградского Поволжья (Демин, 1958; Пантелеева, 1947 г.; Рыков, 1958). В глинах и алевролитах, залегающих под юрскими или оленекскими отложениями, встречены остракоды и харовые водоросли, дающие возможность причислить эти отложения к индскому ярусу нижнего триаса.

Триасовые отложения Иловлинской структуры в нижней половине представлены песками с прослоями песчаников и голубых глин мощностью до 130 м, в верхней коричневатого-красными и голубовато-серыми глинами мощностью до 50 м.

Граница распространения триасовых отложений на правобережье р. Волги в пределах восточного склона Воронежского свода проходит

в 10—15 км севернее границы Волгоградской и Саратовской областей, захватывая лишь незначительную по площади часть последней.

В пределах Прикаспийской синеклизы, за исключением участков, прилегающих к бортовому уступу, местами присутствуют отложения не только индского, но и оленекского яруса. В северной части синеклизы, входящей в рассматриваемую территорию, до 1962 г. фаунистически охарактеризованных триасовых отложений не было известно, и они выделялись лишь по аналогии с районами горы Большое Богдо у оз. Баскунчак или Общего Сырта. В. Е. Лацковой (1962, 1963 г.) нижнетриасовые отложения описаны в Куриловской параметрической скв. 17 (в 30 км севернее г. Новоузенска) в интервале 1365—2170 м. Они представлены алевролитами и глинами серовато-коричневыми и темно-коричневыми, прослоями серовато-зелеными; в отдельных интервалах в них встречаются прослой песчаников, содержащих гальку кремня. Залегают нижнетриасовые отложения под среднеюрскими глинами и подстилаются отложениями нижней перми. В глинах с глубины 1888,7—1892,6 м С. Г. Рябухиной определены остракоды *Gerdalia dactyla* Bel., *G. noinskyi* Bel., обычно встречающиеся лишь в нижнетриасовых отложениях. Нижняя почти 200-метровая толща глин к нижнему триасу относится условно, так как фаунистических остатков в них обнаружено не было, но литологически они близки к отложениям нижнего триаса.

В пяти скважинах, пройденных в 50—60 км северо-восточнее Куриловки, непосредственно у уступа Прикаспийской синеклизы, на междуречье Б. Узенья и Алтаты фаунистически охарактеризованные отложения ветлужской серии описаны В. И. Курлаевым (1964 г.). Они представлены в основном глинами красновато-коричневыми, участками голубовато-серыми, в той или иной мере песчанистыми, на отдельных интервалах с прослоями серовато-зеленых песков и песчаников; вскрыты под среднеюрскими образованиями на глубине от 355 до 620 м. В скважине, расположенной в 6 км севернее с. Камышева, в нижней части нижнетриасовых отложений (вскрытая мощность 41 м) определены остракоды *Darwinula liassica* (Vroide), *D. parva* Schn., *D. designata* Schn., а в скважине, пройденной в 6 км южнее этого села, обнаружены харовые водоросли. Наибольшая вскрытая мощность нижнетриасовых отложений у северного борта Прикаспийской синеклизы (пос. Первомайский в 15 км севернее ст. Дергачи) 101 м.

Западнее этого района у г. Ершова и юго-западнее его хорошо фаунистически охарактеризованные нижнетриасовые отложения в пределах прибортовой части Прикаспийской синеклизы встречены в скважинах, заложенных на Ершовской, Краснокутской, Яблоньской и Луговской площадях (В. В. Липатова, Ю. А. Лопато, И. С. Макарова, С. П. Рыков и Н. Н. Старожилова, 1963 г.). Ранее работавшими здесь исследователями эти отложения причислялись к татарским образованиям. Представлены нижнетриасовые отложения на всех этих площадях, за исключением Ершовской, образованиями ветлужской серии, южнее же г. Ершова выделяются и отложения баскунчакской серии.

Индский ярус

Индский ярус (ветлужская серия) слагается красновато-коричневыми глинами и алевролитами, переслаивающимися с зеленовато- и голубовато-серыми песками и песчаниками. Количество прослоев песков и песчаников в нижней части разреза возрастает и они в ряде скважин преобладают (скв. 46 Ершовской площади; скв. 181, 182, 183 Краснокутской площади). Отложения яруса в скважинах 47 и 49 Ершовской

площади состоят из чередующихся глинисто-алевролитовых пачек (мощность до 20—25 м), песков и песчаников (мощность от 2—3 до 10 м). Электрокаротажные диаграммы таких разрезов представлены своеобразной кривой ПС, на которой отрицательные значения, соответствующие глинисто-алевролитовым пачкам, резко сменяются пиками положительных значений, отвечающим прослоям песчаников.

Мощность отложений яруса испытывает значительные колебания, но в общем увеличивается в сторону центральной части Прикаспийской синеклизы. Так, в пределах Ершовской площади она меняется от 170 м в скв. 46 до 577 м в скв. 49. Последняя является максимальной для района, примыкающего с внутренней части к бортовому уступу Прикаспийской синеклизы, хотя в этой скважине и не вскрыта подошва триасовых образований. В районе пос. Красный Кут, где индские отложения подстилаются породами нижнетатарского подъяруса, их мощность изменяется от 175 до 300 м. Западнее этого поселка, на Луговской и Яблоновской площадях мощность триасовых образований варьирует от 24 до 191 м.

В скважинах 46, 47, 49, 50, 51 и 52 Ершовской площади почти по всему разрезу индских образований Н. Н. Старожиловой определены остракоды: *Darwinula oblonga* Schn., *D. obliqua* Gleb., *D. triassica* Bel., *D. acuminate* Bel., *D. radezenkoi* Mand., *D. pseudoinornata* Bel., *D. pseudoobliqua* Bel., *D. designata* Schn., *D. liassica* (Broides), *D. arta* Lub., *D. chramovi* Gleb., *Gerdalia longa* Bel., *G. wetlugensis* Bel., *G. dactyla* Bel., *G. noinskyi* Bel. Аналогичный комплекс остракод обнаружен в скважинах Краснокутской площади, а также на Луговской и Яблоновской площадях.

В пределах Ершовской (скв. 50) и Краснокутской (скв. 183) площадей в этих образованиях наряду с остракодами встречены также споры и пыльца. Изученные комплексы представлены многочисленными птеридофитами и хвойными с большими объемлющими тело воздушными мешками. В них встречены также типичные для нижнетриасовых образований формы: *Selaginella rotundiformis* K.-M., *Bulbella brevispina* Mal., *Rubinella tuberculata* Mal., *Diplosacculina simplicissima* Mal., *Pseudopodocarpus prolongata* K.-M.

В скважинах 114 и 115 Яблоновской площади встречены харовые водоросли (определение Л. Я. Сайдановского): *Praechara elongata* Said., *Pr. maedleri* H. af. R., *Pr. schaikini* Said., *Pr. ovata* Said., *Porochara triassica* (Said.), *P. urusovi* Said., *P. brotzeni* (H. af. R.), *Sphaerochara wetlugensis* Said., *Stellatochara maedleri* H. af. R., *S. selligii* H. af. R., которые определяют возраст содержащих их пород как индский.

Оленекский ярус

Отложения, которые по фаунистическим данным можно отнести к оленекскому ярусу (баскунчакской серии), встречены лишь в скважинах 51 и 52 Ершовской площади (В. В. Липатова, С. П. Рыков и др., 1963 г.). В скв. 51, находящейся между этими скважинами, на том же меридиональном профиле баскунчакские отложения отсутствуют, и глины ветлужской серии, имея мощность всего 194 м, залегают здесь непосредственно на породах нижней перми и перекрываются юрскими глинами.

Оленекские отложения в скв. 50 представлены известняками темно-серыми, часто органогенно-обломочными, переслаивающимися с глинами темно-серыми и песчаниками синевато-серыми, мелкозернистыми, неяснослоистыми. Известняки часто трещиноватые; трещины заполнены

кальцитом и пиритом. Органогенно-обломочные известняки сложены остракодами и обломками пелеципод. В скв. 52 оленекские образования в основном состоят из темно-серых глин и песчаников.

Из прослоя известняков скв. 50 (интервал 1066—1071,8 м) определены остракоды *Lutkevichinella* sp., *Cytherinella* sp. и *Paracypris* sp., аналогичные описанным Г. Ф. Шнейдер из прибрежно-морских оленекских отложений горы Большое Богдо, расположенной во внутренней части Прикаспийской синеклизы. Кроме этих остракод, в известняках встречено также много остракод из семейства дарвинулид, имеющих распространение по всему разрезу нижнего триаса. Н. Н. Старожиловой здесь определены: *Darwinula inornata* (Spizh.), *D. chramovi* Gleb., *Gerdalia longa* Bel., *G. tichonovichi* Bel., *G. noinskyi* Bel., *G. teodorovichi* Bel., *Suchonella stelmachovi* Spizh. и др. В этом же интервале обнаружены в большом количестве споры и пыльца. Преобладают споры семейств Selaginellaceae и Osmundaceae. Часто присутствуют также характерные для триаса формы, как *Selaginella rotundiformis* К.-М., *Rubinella tuberculata* Mal., *R. media* var. *parvituberculata* Mal.

Мощность отложений баскунчакской серии в скв. 50 составляет 85 м, а в скв. 52, расположенной на 7 км южнее, достигает 170 м. Следует отметить, что и в Куриловской скважине, описанной ранее, где мощность триасовых отложений достигает 800 м, верхняя их часть мощностью 100 м также, вероятно, принадлежит баскунчакской серии.

В нижнетриасовых отложениях Прикаспийской синеклизы отмечены лишь газовые и нефтяные проявления (скважина в с. Куриловке).

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В начале триасового периода районы Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины (северное поле развития триаса), так же как и участки, прилегающие к Прикаспийской синеклизе, и территория самой синеклизы (южное поле развития триаса) представляли собой бессточные котловины, куда многочисленные реки сносили терригенный материал. Источниками его служили не только Урал, но и Токмовский, Татарский, Жигулевско-Пугачевский и Воронежский своды. На северном склоне Токмовского свода (район Воротиловского выступа) и, видимо, в других районах существовали отдельные, вероятно, хорошо выраженные в рельефе поднятия, откуда на окружающие равнины сползали, скатывались, а временами и сносились галька и обломки осадочных пород, образовавшие своеобразные накопления так называемой конгломерато-глинистой толщи, состоящей из обломков гальки осадочных пород, заключенных в песчано-глинистой массе.

Накопление аллювиальных, а местами пролювиальных осадков в начале индского века проходило для различных районов с различной интенсивностью и, видимо, продолжалось неодинаковые отрезки времени. Если в пределах Куйбышевского Заволжья почти в течение всего века в блуждающих по равнине реках отлагалась мощная толща бузулукских косослоистых песков с прослоями конгломератов и лишь на отдельных интервалах алевритов и глин, то в других районах аллювиальные осадки быстро сменялись озерными и золовыми лёссовидными образованиями. По берегам озер и рек обитали бентозухи и мелкие рептилии фаантозавры, а в периодически высыхающих водоемах широко были расселены двухстворчатые листоногие (конхостраки), остракоды и довольно редко моллюски.

В северном поле развития триаса в течение индского века произошло четырехкратное ритмичное изменение литологического состава распространенных здесь отложений. В начале каждого ритма здесь про-

слеживаются более грубые кластические породы, образование которых проходило во временных потоках, сносивших на территорию Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины песок, гравий и гальку. Это изменение физико-географической обстановки сопровождается изменениями не только фауны беспозвоночных, но и наземных позвоночных, причем к концу индского века как видовой, так и родовой состав амфибий и рептилий становится более разнообразным.

Периодическое оживление деятельности временных потоков наблюдается и в южном поле развития триасовых отложений, что в основном связано с периодическими тектоническими подвижками одинакового знака, видимо не только Урала, но и всех крупных положительных структур (сводов) востока Русской платформы.

К концу индского века не только в Московскую синеклизу, но даже на участки, прилегающие к Прикаспийской синеклизе, и в самую синеклизу приток крупного кластического материала почти прекращается и в существовавших здесь, видимо, также периодически пересыхавших водоемах, отлагаются глины и алевролиты тананькинской свиты. В пределах Московской синеклизы в это время образуются пестроокрашенные глины и алевролиты спасского горизонта.

В оленекский век происходит значительное изменение палеогеографической обстановки всей рассматриваемой территории. Ингрессия моря в Прикаспийскую синеклизу сопровождалась значительным опусканием всей прилегающей к ней территории. Несколько меньшими, не приводившими к трансгрессии моря, но все же значительными движениями с отрицательным знаком была охвачена и территория, расположенная между северным бортом Прикаспийской синеклизы и Жигулевско-Пугачевским сводом (южная часть Куйбышевского Заволжья).

В начале оленекского века здесь происходит значительное оживление деятельности рек, текущих, вероятно, в основном не с востока, как это было в индский век, а преимущественно с севера и запада. Конгломераты, залегающие среди косослоистых песков и песчаников нижней части ромашкинской свиты, в отличие от конгломератов бузулукской свиты не содержат гальки кремня и кварцита, а состоят из гравия и гальки плотных песчаников, глин, мергелей и известняков.

Глины и алевролиты оленекского яруса, сменяющие пески и песчаники, залегающие в его основании, в пределах Куйбышевского Заволжья, а также других районов, прилегающих к Прикаспийской синеклизе, и в пределах северного поля развития триаса состоят в отличие от индских (преимущественно коричневато-красных глин) из зеленовато-серых глин и алевролитов, имеющих лишь единичные маломощные прослой, окрашенные в коричневато-красные цвета. Оленекские отложения в отличие от индских карбонатны лишь в нижней части. Местами в их верхней части содержатся стяжения сидеритового мергеля.

Изменение литогенеза в оленекском веке по сравнению с индским обусловлено изменением климатического режима рассматриваемой территории в сторону его большей гумидности по сравнению с аридным климатом индского века. Эти изменения и обусловили значительное обновление не только флоры (различие в спорово-пыльцевых спектрах индского и оленекского веков), но и фауны. Происходит изменение фауны не только беспозвоночных, но и наземных позвоночных. Вместо широко распространенных в индском веке амфибий из семейства бентозухид в оленекском появляются плагиозавриды и капитозавриды, вместо рептилий фаантозавров здесь господствуют тихвинский.

Оленекский век, видимо, был последним этапом седиментации триасовых пород на всей рассматриваемой территории.

Проблемы дальнейшего изучения триасовых отложений весьма многообразны, но только при детальном литологическом и стратиграфическом расчленении этих пестрых по литологическому составу, в основном континентальных отложений, имевших значительные внутрiformационные перерывы и размывы, могут быть выделены и сопоставлены одновозрастные свиты и горизонты различных районов рассматриваемой территории.

Выделение маркирующих горизонтов для структурного картирования, установление характера ритмичности в тех или иных районах, выявление фациальных изменений одновозрастных пачек, конечно, невозможно без применения всех новейших методов исследования осадочных образований. Несомненно весьма значительные результаты можно ожидать от применения палеомагнитного метода и методов изучения вещественного состава глинистых пород, из которых в основном состоят нижнетриасовые отложения.

Сборы при всех геологических работах довольно часто встречающихся среди нижнетриасовых отложений конхострак и остракод, монографическое их изучение, обязательные поиски местонахождений наземных позвоночных в процессе проводимых геологосъемочных работ, а также раскопки ранее выявленных, но плохо изученных местонахождений могут дать еще более ощутимые результаты для более дробного расчленения нижнетриасовых отложений. Это несомненно будет способствовать не только выявлению значительных запасов, пригодных для питья и технических нужд подземных вод в районах, считавшихся ранее безводными (Московская синеклиза и др.), но также позволит выявить горизонты, содержащие значительные концентрации редких и рассеянных элементов.

Изучение на основе детальных литолого-стратиграфических исследований палеотектонического развития территории в раннетриасовую эпоху, еще довольно слабо изученную, позволит более эффективно направить нефтепоисковые работы, широко развернувшиеся за последние годы в пределах Поволжья и Прикамья.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрской системы широко распространены лишь в юго-западной половине рассматриваемой территории, где они выступают на дневную поверхность в долинах рек Оки, Мокши, Суры, Свияги и на правобережье Волги. Местами здесь прослеживаются отчетливые выходы юрских пород, изучавшиеся многими выдающимися русскими геологами, создавшими стратиграфию юрской системы Русской платформы.

В юго-восточной части территории, на левобережье Волги, юрские образования обнажены в пределах Жигулёвско-Пугачевского свода по рекам Чапаевке, Съезжей, М. Иргизу и Б. Иргизу. Севернее этого свода они вскрыты буровыми скважинами в Мелекесской впадине, а южнее — в Прикаспийской синеклизе.

На севере Поволжья и Прикамья, в Московской синеклизе и Вятско-Камской впадине, юрские отложения обнажены в долинах рек Камы, Вятки, Кобры, Моломы, Узолы или вскрыты скважинами под более молодыми образованиями.

В пределах описываемой территории известны фаунистически охарактеризованные отложения среднего и верхнего отделов юрской системы. Мощность их обычно не превышает 200 м и лишь в Ковернинской впадине равна 350 м, а в Прикаспийской синеклизе даже до 720 м.

Нижняя граница юрских отложений обычно отчетлива, поскольку они залегают на литологически отличающихся горизонтах карбона,

перми или триаса, что хорошо отображается на электрокаротажных диаграммах. Верхняя граница на преобладающей части территории также четкая, и лишь там, где нижнемеловые валанжинские пески и песчаники залегают на песчаниках верхнего волжского яруса, она может быть обособанно проведена только при наличии фауны.

Первые достоверные данные о распространении юрских отложений на рассматриваемой территории приводятся на геологической карте Европейской России, составленной Г. П. Гельмерсеном (1841) на основании многочисленных работ русских исследователей конца XVIII и начала XIX вв. Юрская «почва» здесь показана узкой полосой по всему правобережью Волги от Нижнего Новгорода до Сарепты. Для северной части территории (бассейны рек Камы и Вятки) краткие сведения о распространении и фауне юрских отложений приводятся несколько позднее в работах П. И. Кротова (1879).

Целая эпоха в изучении юрских образований не только территории Поволжья, но и всей Русской платформы связана с работами С. Н. Никитина (1881, 1883, 1884₁), доказавшего, что в Европейской России и на рассматриваемой территории присутствуют не только отложения оксфордского, как утверждал Р. И. Мурчисон (1849), но также и других ярусов этой системы.

С. Н. Никитин подразделил отложения юрской системы на семь отчетливо выраженных палеонтологических зон, объединяемых в три яруса. В келловейском ярусе были выделены макроцефалитовая, коронатовая и орнатовая зоны, в оксфордском ярусе — кордатовая и альтерноватая зоны и в волжском ярусе — виргатитовая и катенулятоватая зоны. В дальнейшем они получили названия подъярусов и явились основными стратиграфическими подразделениями юрских отложений.

Позднее С. Н. Никитин (1885 г.) волжский ярус был расчленен на нижний волжский и верхний волжский ярусы, причём в первом выделены зоны *Perisphinctes panderi* и *P. virgatus*, а во втором — *Oxypotigeras fulgens*, *Olcostephanus subditus* и *Ol. nodiger*.

Значительное внимание С. Н. Никитин уделил и распространению отдельных стратиграфических подразделений юрской системы, а также оригинально осветил палеогеографию юрского периода.

Большое значение для уяснения стратиграфии юрских отложений рассматриваемой территории имели работы А. П. Павлова. В его первой работе «Нижеволжская юра» (1883) на основании тщательного изучения обнажений юрских пород у сёл Долиновка, Городище, Поливы, Кашпура (Кашпира) дано их расчленение на фаунистически охарактеризованные горизонты и проведено сопоставление не только с центральными районами Русской платформы, но и с Западной Европой. В последующих работах А. П. Павлова (1886_{1,2} и др.) по фауне аммонитов приводится сопоставление кимериджских и волжских отложений с хорошо изученными разрезами Англии и Германии.

В сводке Н. М. Сибирцева (1886) дается описание юрских отложений междуречья Оки и Суры в пределах бывшей Нижегородской губернии. По фаунистическим данным здесь выделяются нижнекелловейские, среднекелловейские, местами нижнеоксфордские (слои с *Perisphinctes martelli*) и верхнеоксфордские (с *Cardioceras alternans*) образования. В последующей работе этого исследователя (Сибирцев, 1896) приведена более подробная фаунистическая характеристика юрских отложений правобережья Оки в окрестностях г. Выксы и бассейна Узолы на левобережье Волги.

В начале XX в. работы по изучению юрских отложений северо-восточной части рассматриваемой территории (бассейны рек Вятки и Камы) были выполнены В. Г. Хименковым (1915) и А. М. Жирмун-

ским (1915). Первым из них на левобережье р. Камы среди распространенных здесь отложений нижнего волжского яруса были выделены зоны *Perisphinctes panderi*, *Virgatites virgatus* и *Perisphinctes nikitini*, причём значительная по мощности часть нижнего волжского яруса (общая мощность до 35 м) отнесена к его средней зоне. А. М. Жирмунским, проводившим исследования в бассейне Вятки, ее притоке р. Кобре, установлено присутствие отложений келловоя и нижнего волжского яруса.

Хорошо охарактеризованы юрские отложения этого района в монографической сводке Н. Г. Кассина (1928), освещающей геологическое строение 107-го листа десятиверстной карты России.

Стратиграфия, литология и площадь распространения юрских отложений Волго-Окского междуречья выяснены в результате работ Н. А. Богословского (1906), А. В. Нечаева (1913), А. Д. Архангельского, О. К. Ланге, Г. Ф. Мирчинка, А. В. Рошковского (1912, 1915), О. К. Ланге (1915), О. К. Ланге и А. В. Рошковского (1915), А. Д. Архангельского (1916), А. Н. Розанова и Б. М. Даньшина (1918) и особенно А. Н. Розанова (1914, 1915, 1918, 1919, 1926, 1927, 1928). В работах последнего дана не только подробная характеристика литологического строения юрских отложений и их фаунистических особенностей той части рассматриваемой территории, где они выступают на дневную поверхность, но также проведена параллелизация с другими районами Русской платформы и Западной Европы. Хотя не все выводы автора были правильными, но они способствовали изучению фауны и фациальных особенностей юрских отложений всей территории и наметили те спорные моменты, которые требовали дальнейшего рассмотрения. В этом отношении заслуживает внимания работа А. Н. Розанова (1918), посвященная возрасту альтерновых слоев Средней России. В этой работе на основании тщательного изучения фаунистических остатков, встречающихся в слоях, залегающих между отложениями нижнего оксфорда и верхнего кимериджа, указывается на нежелательность выделения особого секванского яруса, и альтерновые слои относятся к кимериджу. В ранее же вышедшей работе А. М. Жирмунского (1916) нижняя часть этих отложений более обоснованно причислялась к верхнему оксфорду (аналоги слоев с *Peltoceras bimammatum* Западной Европы), а верхняя — к нижнему кимериджу (зона *Oppelia tenuilobata*).

В пределах Саратовского правобережья Волги хорошо фаунистически обоснованная схема расчленения юры выработана А. Г. Ржонским (1914). Им выделены отложения батского яруса средней юры, а в вышележащих верхнеюрских отложениях описаны породы келловейского и оксфордского ярусов, причём отложения первого из них по фауне аммонитов разделяются на три подъяруса. Образования нижнего подъяруса келловоя расчленены по фаунистическим данным на три горизонта, а образования среднего келловоя — на два горизонта. Для отложений верхнекелловейского подъяруса этим исследователем приводится многочисленная фауна аммонитов из родов *Quenstedticeras* и *Kosmoceras*. В оксфордских же отложениях встречены: *Cardioceras cordatum* S o w., *C. vertebrale* S o w., *C. rouillieri* N i k., т. е. типичная фауна нижнего подъяруса.

В дальнейшем работами А. Н. Мазаровича (1923) для бассейна реки Иловли было несколько уточнено стратиграфическое положение фаунистически охарактеризованных образований средней юры, отнесенных им к верхнебатскому подъярису. Среди нижележащих юрских образований, плохо фаунистически охарактеризованных, были выделены караулинская и гнилушкинская свиты. Впоследствии А. К. Мурашкин

(1932), обработавший фауну аммонитов этого района, отнес верхнебатские отложения, выделенные А. Н. Мазаровичем, к среднему бату.

Изучение юрских отложений по левобережью Волги (южные части Куйбышевской и Саратовской областей) связано с исследованиями В. Н. Лемана (1905), А. Н. Розанова (1913₁) и С. С. Неуструева (1916). Большое значение имели также работы Д. Н. Соколова (1910) о юрских отложениях Общего Сырта и смежных с рассматриваемой территорией частях Оренбургской области.

Еще в работах В. Н. Лемана было установлено присутствие на левобережье Волги, в окрестностях с. Орловки (в 30 км севернее г. Пугачева) фаунистически охарактеризованных отложений нижнего волжского яруса. Несколько позднее А. Н. Розановым (1911, 1913) юрские отложения были хорошо изучены на Общем Сырте в восточных частях Куйбышевской и Саратовской областей, а в окрестностях с. Орловки, кроме двух верхних зон нижнего волжского яруса, изученных В. Н. Леманом, была выделена и зона *Perisphinctes panderi*.

Работами С. С. Неуструева (1916) значительно уточнено распространение отложений юры в этих районах.

В конце 30-х и начале 40-х годов в результате проведения мелко-масштабных и среднемасштабных геологосъемочных работ и исследований, связанных с разведкой горючих сланцев и фосфоритов, значительно продвинулось изучение литолого-фациальных особенностей юрских отложений. И. В. Хаустовым (1928 г.), А. В. Хабаковым (1932 г.), А. И. Зоричевой (1934, 1941), А. А. Четыркиной и А. А. Шугиным (1937), Е. П. Бойцовой и Н. П. Гераковым (1938 г.) и другими получены новые данные о литологии и фауне волжских и келловейских отложений севера Кировской области.

Исследованиями И. И. Курмана и Е. А. Кудиновой (1932 г.), М. С. Швецова (1933), И. И. Крома (1934), А. А. Кузнецова (1937 г.), А. К. Крыловой (1940 г.), Н. Т. Зонова (1939), В. К. Соловьева (1941), В. В. Болховского и Г. И. Блома (1941 г.), проведенными на междуречье Волги и Оки в пределах северного поля выходов юрских образований на дневную поверхность, была уточнена стратиграфия вернеюрских отложений и выделены образования, залегающие под фаунистически охарактеризованными породами нижнего келловья, отнесенные к средней юре (бату).

В пределах Саратовского и Куйбышевского Поволжья ценные сведения о юрских отложениях получены при исследованиях А. Н. Мазаровича (1935, 1936), И. И. Зяблицкого (1936 г.), В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1936), И. И. Щербакова (1937 г.), Н. Т. Сазонова (1938 г.), Т. Н. Гуляевой (1940 г.), В. Я. Дорохова (1940 г.), А. А. Кузнецова (1940 г.), С. П. Рыкова (1941 г.), В. В. Бузуры (1942 г.), П. А. Леоновича (1942 г.), Г. С. Преображенской (1942 г.), Н. Ф. Бадуковского и Н. Ф. Лясовского (1940, 1943 гг.), П. М. Быстрицкой (1943 г.) и многих других.

Обобщенные данные, освещающие стратиграфические особенности юрских отложений почти всей рассматриваемой территории, содержатся в работе Н. Т. Зонова (1937), а характеристика разрезов юрских отложений Поволжья — в сводке Е. В. Милановского (1940₂). Подробная литолого-фациальная характеристика отложений зоны *Perisphinctes panderi*, данная Н. М. Страховым (1934), явилась первым образцом литолого-фациального анализа отложений отдельных стратиграфических подразделений юрской системы. Позднее В. В. Белоусовым (1944) были составлены палеогеографические карты для всех ярусов юрской системы Европейской части Советского Союза. Первые

сведения по микрофаунистической характеристике юрских отложений приведены в работе Е. В. Мятлюк (1939).

Особенно много новых данных о юрских отложениях рассматриваемой территории было получено при широко развернувшихся геологических исследованиях во второй половине 40-х и 50-х годах нашего столетия.

На севере, в бассейнах Вятки, Камы, Ветлуги, Керженца и Волго-Окском междуречье при геологосъемочных исследованиях, проведенных Л. С. Иконниковой (1946, 1947 гг.), Г. М. Артамоновым (1946 г.), И. В. Скворцовым (1946 г.), А. Д. Клещевым и В. И. Гореловой (1947 г.), Г. К. Крыловым (1948 г.), З. И. Ворониной и А. М. Белоозеровой (1948, 1949 гг.), Г. И. Бломом (1948—1960 гг.), Т. Я. Юнанидзе (1958 г.), А. М. Клеванским и В. Ф. Табачковым (1960, 1961 гг.) и многими другими геологами, не только была установлена фаунистическая характеристика и литолого-фациальный состав отдельных подразделений юры, но и выяснены границы распространения отдельных ярусов ее в районах, где они не были известны или выделялись ранее предположительно. Так, в начале 50-х годов было доказано присутствие фаунистически охарактеризованных отложений верхнего волжского яруса на правом берегу р. Волги в 5 км восточнее г. Лыскова, тогда как ранее эти отложения были известны только в 350 км юго-восточнее и в 250 км северо-западнее.

На юге территории, в области Саратовского правобережья, ценные сведения о мощности и литологии среднеюрских и верхнеюрских образований были получены при картировочном бурении и крупномасштабной съёмке, проведенных Б. Я. Шорниковым (1947 г.), П. М. Быстрицкой (1947 г.), Н. М. Сошественской (1947 г.), М. К. Панкиной (1947 г.), В. И. Никитиной (1950 г.), А. И. Драпенко (1950 г.) и многими другими.

На левобережье Волги, в Куйбышевской и Саратовской областях, стратиграфия юрских отложений и их литология были значительно уточнены в процессе крупномасштабных съёмок и структурного бурения Н. Е. Фроловой (1946 г., 1947 г., 1951), М. Р. Чумак (1947 г.), М. Н. Моревым (1947 г., 1948 г., 1953 г.), В. И. Рачитским и Р. Н. Сульдиной (1947 г.), П. Г. Морозовым (1949 г.), Я. К. Субботиным (1948 г.), Н. М. Сошественской (1951 г., 1952 г.) и другими геологами.

Разрез юрских отложений Прикаспийской синеклизы был установлен лишь на основании бурения опорной скважины в Новоузенске (Н. И. Ускова, 1952 г.), а также за пределами территории в Астрахани и в районе оз. Эльтон (Я. С. Эвентов, 1955 г., 1956 г.).

Большое значение для стратификации юрских отложений северной части территории имели монографические работы П. А. Герасимова (1955 г.), посвященные изучению моллюсков. В стратиграфии верхне- и среднеюрских образований Нижнего Поволжья существенные уточнения были сделаны В. Г. Камышевой-Елпатьевской и А. Н. Ивановой (1947), а также Е. А. Троицкой (1953, 1956). Последней, на основании изучения аммонитов верхнего келловоя, произведено зональное расчленение этих образований, а в верхней части выделена подзона с *Quenstedticeras mariae*, хорошо прослеживающаяся в Саратовском Поволжье.

Значительные дополнения в фаунистическое обоснование зонального подразделения отложений нижнего волжского яруса Среднего Поволжья внесены Н. П. Михайловым (Михайлов, Густомесов, 1964), описавшим фауну аммонитов. Изучением часто встречающихся в юрских образованиях фораминифер плодотворно занимались Л. Г. Дайн и В. Ф. Козырева (1948 г.), В. А. Шохина (1954), Т. Н. Хабарова (1958, 1959), а остракод — П. С. Любимова и Т. Н. Хабарова (1955).

Обобщающими работами по стратиграфии юрских образований юга рассматриваемой территории явились труды В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1951). В этих работах В. Г. Камышевой-Елпатьевской дано описание не только всех основных разрезов юры Саратовского Поволжья, но также рассмотрены фации и дана оценка геологической роли и стратиграфического значения фауны, в основном аммонитов и фораминифер.

Сводкой о юрских отложениях центральных областей Русской платформы, в том числе западной и юго-западной частей рассматриваемой территории, явилась работа Н. Т. Сазонова (1957), а монографией, посвященной стратиграфии юрских и меловых образований Волго-Уральской нефтеносной области (восточная часть территории), — работа Т. Л. Дервиз (1956). В книге П. А. Герасимова, Е. Е. Мигачевой, Д. П. Найдина и Б. П. Стерлина (1962) впервые на современном уровне знаний дано краткое описание юрских образований всей Русской платформы.

Создание обобщающих сводок по значительным регионам Русской платформы и дальнейшие успехи в расчленении юры рассматриваемой территории стали возможными потому, что в этот период на Всесоюзном совещании (1954 г.) по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы была выработана не только унифицированная схема, но и произведено сопоставление районных схем их расчленения.

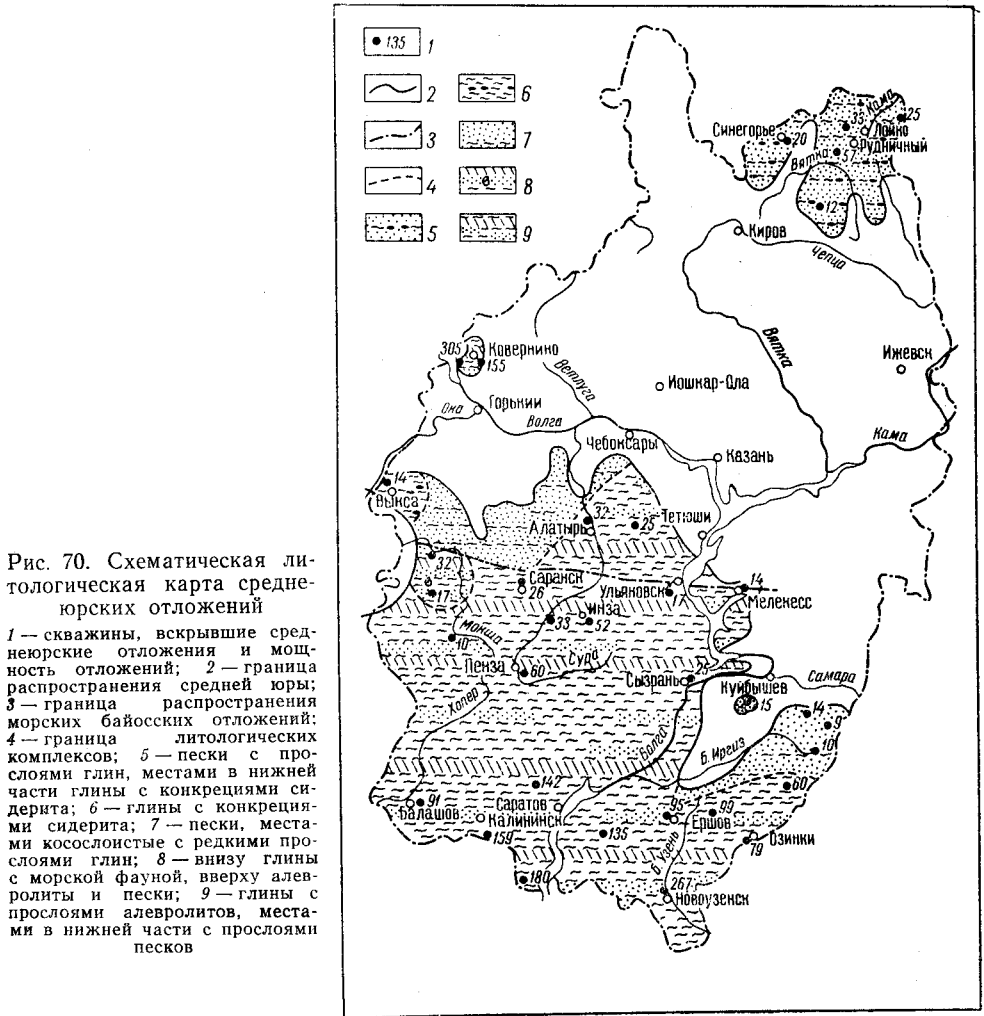
Ошибочные положения первой унифицированной схемы, как-то: расчленение оксфордского яруса на три подъяруса, выделение зоны Ехогуга *virgula* в верхнем кимеридже и разделение нижнего волжского яруса на три подъяруса и некоторые другие, были исправлены на Всесоюзном совещании по уточнению стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, состоявшемся в 1958 г. Решения совещания утверждены Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1960 г. и приняты в настоящем томе при расчленении юрских образований.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В пределах рассматриваемой территории фаунистически охарактеризованные отложения нижнего отдела юрской системы отсутствуют и разрез начинается с ааленского яруса средней юры. Условно причисляемые к нижней юре (Рыков, 1953) так называемые «гнилушкинские слои», выделенные А. Н. Мазаровичем (1923) в южной части Саратовской области в верховьях р. Иловли, ни фаунистически, ни флористически не охарактеризованы. А. В. Смирнов (1962) даже считает, что «гнилушкинские» пески имеют нижнетриасовый возраст, так как на южном продолжении Иловлинской структуры сходные по цвету и составу пески залегают под нижнетриасовыми глинами. Залегая между байосскими отложениями и пестроцветными породами нижнего триаса, эти светло-серые мелкозернистые пески с тонкими редкими прослоями светло-серых глин (видимая мощность составляет 8 м, а истинная — около 50 м), очевидно, представляют собой аллювиальные фации начала среднеюрской эпохи.

К среднему отделу юрской системы, вероятно, относится и толща серых и коричневых глин, залегающих на палеозойских и триасовых образованиях на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в северной части Саратовской и южной части Куйбышевской областей. Н. М. Сошестввенская (1951, 1952 гг.) отмечает, что в этих образованиях, вскрытых скважинами у с. Падовки, в 65 км южнее Чапаевска, где их мощность достигает 50 м, встречены спорово-пыльцевые комп-

лексы, состоящие из среднеюрских и нижнеюрских форм. Е. Ф. Шаткинская, проводившая спорово-пыльцевые определения, относит эти отложения к среднеюрским, а Е. А. Киреева причисляет их к нижней юре. Морские отложения среднего отдела юрской системы распростра-



нены только в южной части территории, где условно выделяются отложения ааленского яруса и хорошо фаунистически охарактеризованные образования байосского и батского ярусов. Северная граница их распространения ограничивается параллелью, проходящей через города Мелекесс, Ульяновск и Темников (рис. 70). Севернее же присутствуют в основном только континентальные среднеюрские отложения, охарактеризованные флористически, ярусное расчленение которых произвести с достаточной долей вероятности не удастся.

Вначале целесообразно рассмотреть морские отложения южной части территории, где выделяются ааленский, байосский и батский ярусы, а затем в основном континентальные образования ее северной части.

Южная часть территории

Ааленский ярус

Отложения, условно причисляемые к нижнему ярусу среднего отдела, отмечены только в Прикаспийской синеклизе, в районе пос. Озинки и в Новоузенской опорной скважине. В. Я. Дорохов (1940 г.), изучивший разрез соляного купола Озинки, отмечает, что он состоит из серых, голубовато-зеленых и коричневых глин, содержащих прослой песков и углистые включения.

В этой толще мощностью до 30 м Е. В. Мятлюк определены: *Haplophragmoides* sp. и *Ammodiscus* sp., близкий к *A. infimus* Str. — широко распространенному виду в лейасе и доггере Западной Европы. В керне одной из озинских скважин В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1947 г.) встречен аммонит, близкий к *Leioceras opalinum* Reip. — форме, характерной для ааленского яруса Донбасса и Западной Европы. К ааленскому ярусу средней юры, по-видимому, можно относить нижнюю часть разреза Новоузенской опорной скважины (интервал 2926—2986 м), которая представлена песчаниками серыми и светло-серыми, мелко- и среднезернистыми, с глинистым, реже кальцитовым цементом.

Кривая сопротивления электрокаротажной диаграммы этой части разреза сильно изрезана и представляет собой ряд крупных пик и депрессий. Пласты песчаников характеризуются наименьшими сопротивлениями (около 1 ом) и отрицательными аномалиями спонтанной поляризации. В прослоях глин сопротивление возрастает до 5 ом, а тонкие прослой алевролитов имеют кажущиеся сопротивления до 30 ом.

В песчаниках содержатся прослой темно-серых и серых глин и алевролитов, часто с многочисленными растительными остатками. В верхней и нижней частях этих образований В. С. Малявкиной определен комплекс пыльцы и спор, сходный в основном со спорово-пыльцевыми спектрами, обнаруженными в отложениях Эмбенской солянокупольной области, условно причисляемых к нижней юре; в средней же части отложений, относимых к ааленскому ярусу, встречены среднеюрские спорово-пыльцевые спектры.

Байосский ярус

На рассматриваемой территории установлены только фаунистически охарактеризованные отложения верхней зоны верхнебайосского подъяруса, т. е. зоны *Parkinsonia doneziana*. Вполне вероятно присутствие в Прикаспийской синеклизе также средней зоны верхнего байосса (зоны *Gaurentiana gaurentiana*), хотя фаунистически это пока точно не доказано. Если нижняя граница байосского яруса обычно отчетлива, то его верхняя граница отбивается четко лишь там, где глины байосса покрывают песчаные отложения бата или более светлоокрашенные глины келовея, часто с фаунистическими остатками. В Саратовском Поволжье, где обычно на морских глинах байосского яруса залегают глины бата, эта граница может быть проведена лишь при наличии характерных фаунистических остатков.

Отложения байосского яруса в основном слагаются глинами с прослоями алевролитов, и только в Саратовском правобережье их нижняя часть представлена песками. Мощность их изменяется от 10 м в районе г. Темникова (северная часть Муромско-Ломовского прогиба) до 120 м в Саратовском правобережье и 160 м в Прикаспийской синеклизе (Новоузенская опорная скважина).

Выходы пород байосского яруса на дневную поверхность немногочисленны и в основном отмечаются в западной части Самарской Луки у сел Батраки, Костычи и др. (восточнее г. Сызрани), в Саратовском Поволжье у с. Тепловки в оврагах Церковном и Суходол (в 50 км севернее г. Саратова), и в бассейне р. Иловли в оврагах Караульном и Гнилушкинском (в 45—50 км юго-западнее г. Красноармейска).

На всем Волго-Окском и восточной части Волго-Хоперского междуречий от южной границы Саратовской области до параллели, проходящей через города Ульяновск и Темников (северная граница распространения), морские отложения байосского яруса вскрыты буровыми скважинами. Залегают они на породах карбона и перекрываются отложениями батского возраста или континентальными породами, условно относимыми к средней юре.

На левобережье р. Волги фаунистически охарактеризованных обнажений байосского яруса не прослежено. Наиболее северным пунктом их распространения является г. Мелекес, где они вскрыты под породами келловея и имеют мощность 15 м. Почти до широты г. Энгельса морские байосские образования известны лишь в узкой полосе, прилегающей к долине Волги, и только несколько севернее, вблизи прибортовых частей Прикаспийской синеклизы, область их распространения значительно расширяется на восток, вплоть до границы Саратовской области.

На правобережье Волги отложения байосского яруса представлены преимущественно глинами серыми, темно-серыми и синевато-серыми, местами содержащими тонкие прослой песка светло-желтого и светло-серого. В Саратовском правобережье в нижней части яруса часто прослеживаются пески светло-желтовато-серые, неравномернозернистые, с галькой и обломками известняков и доломитов. Их мощность обычно не более 10 м и только местами достигает 35 м.

Западнее г. Саратова, на междуречьях Волги и Медведицы и Медведицы и Хопра, вплоть до границы рассматриваемой территории мощность байосских отложений варьирует от 35 до 120 м. Значительно сокращена она в северной части Муромско-Ломовского прогиба и в Ульяновско-Саратовском. Так, в бассейне нижнего течения Мокши, в скважине, пробуренной у с. Третьяково в 12 км южнее г. Темникова, мощность байосских отложений, представленных темно-серыми глинами, составляет 9,5 м, а в скважине у д. Шумиловки, в 15 км юго-западнее этого города, она уменьшилась даже до 4 м (В. В. Владимиров, 1959 г.). На западном же склоне Муромско-Ломовского прогиба, на междуречье Вада и Цны, у западной границы Мордовской автономной республики, байосские, а также перекрывающие их батские отложения отсутствуют и на породы нижнего карбона здесь налегают нижнекелловейские алевролиты и глины (М. Г. Эдлин, 1958 г.).

В скважине, заложенной у ст. Охотничья, в 28 км юго-западнее г. Ульяновска, в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, мощность байосских отложений, представленных глинами, составляет 17 м (Н. Т. Сазонов, 1954 г.), тогда как в 100 км северо-западнее, в южной части Чувашской АССР, на междуречье Кубни и Бездны, на породах татарского яруса залегают или нижнекелловейские глины или континентальные кварцевые пески с прослоями глин, лишенные фаунистических остатков и лишь условно относимые к средней юре. Севернее же Ульяновска выклинивание байосских, так же как и вообще среднеюрских отложений, происходит, видимо, вблизи этого города и в 60 км северо-восточнее его у с. Пролей-Каши (в 20 км юго-восточнее г. Тетюши), где нижнекелловейские песчаные глины или пески везде ложатся на пестроцветные глины татарского яруса.

Наиболее хорошо фаунистически охарактеризованы байосские отложения в районе Саратовского Поволжья. В овраге Суходол встречены аммониты из семейства Parkinsoniidae — *Parkinsonia doneziana* Бог., *P. parkinsoni* Sow. Эти же формы, а также *Parkinsonia compressa* Quenst. и *P. mojarowskii* Masag. приводят А. Н. Иванова и Т. Н. Хабарова (1956, 1961) из разрезов многочисленных скважин указанного района.

В байосских отложениях Саратовского Поволжья встречены: белемнит *Mesoteuthis bajosicus* Ivanova; пелециподы — *Meleagrinnella doneziana* Бог., *M. cf. echinata* Бог.; фораминиферы — *Ammodiscus jurassicus* Haeus., *A. graniferus* Kosyг., *Lenticulina foliacea* Schwager., *L. dainae* Kosyг., *L. varians* Богнет., *L. volganica* Dain, *L. mironovi* Dain, *L. flabellinoides* Kosyг., *L. ex gr. protracta* Богнет., *Darbyella kutzevi* Dain и многие другие; остракоды — *Palaeocytheridea bajociensis* Habar., *P. aspera* Habar., *P. triboris* Habar., *P. praerimosa* Habar., *Protocythere clivosa* Habar.

На основании изучения фораминифер еще в 1942 г. Л. Г. Дайн и Б. Ф. Козырева выделяли в байосских отложениях этого района три микрофаунистические зоны, а А. Н. Иванова, Т. Н. Хабарова и К. М. Войтенко (1961) — четыре зоны: 1) *Lenticulina ex gr. centralis*, 2) *Ammodiscus subjurassicus*, 3) *Lenticulina dainae* и *Lenticulina volganica*, 4) с обедненным, не характерным комплексом микрофауны. Первая и четвертая зоны имеют местное значение и прослежены далеко не по всему Саратовскому Поволжью.

Байосские отложения в Ульяновском Поволжье, в бассейне р. Мокши и других частях правобережья Волги охарактеризованы в основном фауной пелеципод, фораминифер и острако. Так, в бассейне нижнего течения Мокши, в северной части Муромско-Ломовского прогиба, в скважинах, пройденных у сел Самаевки и Старо-Аллагулово (20—40 км юго-западнее г. Краснослободска), в глинах байоса встречены: *Meleagrinnella cf. doneziana* Бог., *Lenticulina volganica* Dain, *L. mironovi* Dain, *L. cf. protracta* Богнет. (С. Г. Дубейковский, 1959 г.).

В скважинах у с. Третьяково (в 12 км южнее г. Темникова) обнаружены: *Parkinsonia* sp., *Meleagrinnella cf. doneziana* Бог.; фораминиферы — *Lenticulina volganica* Dain, *L. ex gr. protracta* Богнет., *L. nordwicensis* Mjatl.; остракоды — *Palaeocytheridea kayzuekaspanensis* Man d., *Protocythere strigatus* Habar. (определение Е. Л. Писанниковой).

В средней части Муромско-Ломовского прогиба, южнее г. Беднодемьянска (Пензенская область), так же как в пределах Сурско-Мокшинского вала (его северной части), в 18—20 км северо-западнее г. Лунина, в этих отложениях, состоящих из глин (мощность 10—12 м), также содержится байосский комплекс фораминифер. В. А. Шохиной (1954) из этих разрезов определены: *Lenticulina volganica* Dain, *L. mironovi* Dain, *L. dainae* Kosyг., *L. seminvoluta* Terq., *L. limati* Schwag., *Darbyella kutzevi* Dain, *Fronicularia spatulata* Terq.

Фаунистически охарактеризованные байосские отложения вскрыты скважинами и юго-восточнее г. Ульяновска в средней части Ульяновско-Саратовского прогиба. В районе г. Инзы, где их мощность составляет 26 м, обнаружены фораминиферы *Lenticulina volganica* Dain, причем верхняя часть байосского яруса здесь, так же как и в районе Самарской Луки, сложена песками. В пределах этой части восточнее г. Сызрани, между селами Переволоки и Малая Рязань, на сильно размытой и закарстованной поверхности перми и карбона залегают серые глины

с конкрециями мергеля и кристаллами пирита. Мощность этой толщи, названной О. И. Тихвинским (1929 г.) переволокской, резко меняется на весьма коротких расстояниях от полного выклинивания до 20 и даже 45 м. Фаунистические остатки встречены лишь в верхней части этой толщи. Н. Т. Сазонов (1937 г.) отмечает, что у с. Переволоки в темно-сером мергеле, залегающем в кровле переволокской свиты (мощность 10 м), обнаружены *Parkinsonia doneziana* Вог. и *Meleagrinnella doneziana* Вог. Присутствие аммонита *Parkinsonia doneziana* Вог. дает достаточное основание для того, чтобы причислять эти отложения к верхнебайосским.

Местами на переволокской толще или там, где она отсутствует, на породах палеозоя залегают светло-серые и белые кварцевые пески, содержащие прослои и конкреции песчаников. Мощность этих песков, развитых на Самарской Луке довольно широко, достигает 16 м. Еще М. Э. Ноинским (1913) в них были обнаружены *Meleagrinnella* cf. *echinata* Sow., *Modiola gregaria* Gold., *Astarte* cf. *voltzi* Ziet. и остатки растений *Cladophlebis*, *Coniopteris* и *Czekanowskia*. В. В. Принадой (1928 г.) из этих отложений определены: *Hausmannia crenata* (Nath.) Richt., *H. volgensis* Prynada, *Sphenopteris* sp., *Feildenia cuspidiformis* (Heer.) Nath., *Elatides curvifolia* (Duncer) Nath., *Conites* sp. Позднее здесь были найдены *Parkinsonia* aff. *parkinsoni* (Sow.) var. *planulata* Quenst., *P. doneziana* Вог. (И. И. Щербаков, 1936 г.), позволившие отнести рассматриваемые отложения к байосскому ярусу.

На левобережье Волги, в Мелекесской впадине и на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в бассейне нижнего течения Б. Иргиза и верхнего течения Б. Карамана отложения байосского яруса, так же как и по правобережью Волги, представлены в основном глинами серыми и темно-серыми, лишь в нижней части местами с прослоями песков. Мощность байосских отложений постепенно возрастает от г. Мелекесса (15 м) к бортовому уступу Прикаспийской синеклизы (до 80 м) (рис. 71).

В этих отложениях встречены: *Parkinsonia doneziana* Вог., *Meleagrinnella doneziana* Вог., *Lenticulina volganica* Dain, *L. dainae* Kosyg., *L. mironovi* Dain, *Darbyella kutzevi* Dain, *Paleocytheridae bajociana* Habag., *P. tricostata* Habag. и др. (Иванова, Хабарова и Войтенко, 1961), характерные для отложений верхней зоны верхнебайосского подъяруса.

В юго-восточной части Куйбышевской области, на Жигулевско-Пугачевском своде в бассейнах верхних течений рек Таволжанки, Чапаевки, Съезжей и Б. Иргиза между отложениями нижнего келловоя и триаса (или перми и даже карбона) залегают толща светло-серых и желтовато-серых песков с прослоями серых и темно-серых глин. Мощность этих отложений обычно не превышает 10—12 м и только южнее г. Чапаевска, в районе с. Покровки, в нижнем течении Чапаевки часто составляет 25 м, а местами достигает даже 35 м (Н. Е. Фролова, 1953 г.).

Эта толща, в основном состоящая из песков, ранее без достаточных оснований относилась к батскому ярусу и часто параллелизовалась с песчаными отложениями, залегающими на переволокской свите на Самарской Луке. Поскольку в этой песчаной свите Самарской Луки найдены верхнебайосские аммониты, то и аналогичные ей отложения заволжской части Жигулевско-Пугачевского свода, видимо, также следует считать верхнебайосскими.

В пределах Прикаспийской синеклизы байосские отложения представлены в основном глинами и только в нижней части глинами, пере-

слаивающимися с песчаниками. Их мощность в прибортовой части синеклизы у пос. Красный Кут не превышает 100 м, тогда как в 100 км юго-восточнее уже в пределах синеклизы (в Новоузенской опорной скважине) достигает 160 м.

Батский ярус

Отложения батского яруса распространены более ограниченно, чем нижележащие байосские. Фаунистически охарактеризованные породы

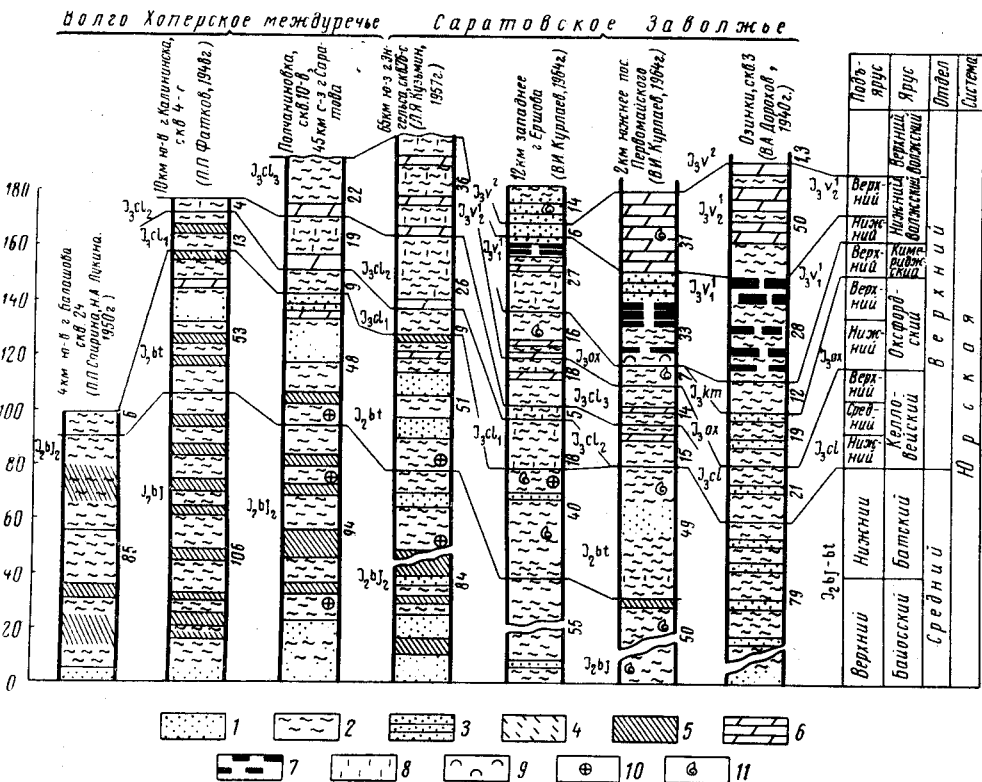


Рис. 71. Схема сопоставления разрезов юрских отложений Саратовского Заволжья и Волго-Хоперского междуречья

1 — пески; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — алевриты; 5 — алевролиты; 6 — мергели; 7 — сланцы горючие; 8 — карбонатность; 9 — стяжения фосфорита; 10 — желваки пирита; 11 — фаунистические остатки

батского яруса развиты в южных частях Ульяновско-Саратовского и Муромско-Ломовского прогибов, на юго-западном склоне Жигулевско-Пугачевского свода (Саратовское Заволжье) и в Прикаспийской синеклизе.

Северная граница распространения морских батских образований проходит через с. Перелюб, несколько севернее г. Ершова, далее на северо-восток между городами Пугачевым и Вольском, Сызранью, Инзой, Инсаром и Беднодемьянском.

На описываемой территории присутствуют лишь отложения нижне-батского подъяруса, сравнительно плохо охарактеризованные фаунистически. Вся аммонитовая фауна в этих отложениях встречается только в Саратовском правобережье. Как указывает А. Н. Иванова, Т. Н. Хабарова и К. М. Войтенко (1961), микрофауна в этих отложениях почти

не встречается. Из микрофауны известен только один вид *Ammodiscus baticus* D a i n.

У с. Тепловки И. И. Щербаковым (1937 г.) в сидеритовом мергеле, залегающем в нижней части батских отложений, обнаружены (определения В. И. Бодылевского) *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. depressa* Quenst., *P. compressa* Quenst. Несколько южнее в этих же отложениях П. К. Мурашкиным (1932) встречены *Pseudocosmoceras mozarowici* Mougach. и *P. michalskii* Вог.

Перечисленная аммонитовая фауна дает основание относить эти отложения к нижнебатскому подъярусу. На остальной части территории в отложениях, относимых к батским, обычно встречаются фораминиферы *Ammodiscus baticus* D a i n — вид, который почему-то считается даже руководящим для этого подъяруса. Результаты среднемасштабных геологических съемок, проведенных Средне-Волжским геологическим управлением в прибортовых частях Прикаспийской синеклизы (В. И. Курлаев, 1964 г. и др.), показывают, что многочисленные *Ammodiscus baticus* встречаются как в отложениях нижней половины байосского яруса вместе с байосскими фораминиферами, так и в отложениях келловая вместе с типичной келловейской фауной (скважины, расположенные западнее и восточнее г. Ершова). Т. Л. Дервиз (Дервиз и др., 1959) также отмечала, что *Ammodiscus baticus* встречается в Заволжье и в келловее. Поэтому выделение батского яруса на основании присутствия одного этого вида фораминифер условно и часто ошибочно.

Отложения батского яруса представлены глинами серыми и темно-серыми с прослоями более светлоокрашенных алевролитов, количество которых в верхней части яруса обычно возрастает. Мощность их нигде не превышает 60 м, причем в Саратовском правобережье и в Заволжье (Прикаспийской синеклизе) она одинакова.

Нижняя граница яруса, как уже отмечалось выше, неотчетливая, верхняя же — более четкая (только там, где на глинисто-алевролитовые породы бата налегают глины келловая, хорошо охарактеризованные фаунистически).

Необходимо отметить, что для выделения отложений батского яруса на Волго-Окском междуречье (бассейны нижних течений рек Мокши, Суры и Свяги) нет достаточных оснований, так как в них не встречено фаунистических остатков, характерных для батских отложений. Определенные же в этих образованиях спорово-пыльцевые спектры дают возможность причислять их только к среднеюрским, да и то с некоторой долей вероятности.

Отдельные отчетливые обнажения пород батского яруса наблюдаются в основном только в Саратовском правобережье: у с. Тепловки (овраг Церковный и др.), в Малиновском овраге у с. Хлебновки (в 30 км севернее г. Саратова), в оврагах у с. Елшанки (северо-западнее г. Саратова) и в верховьях р. Иловли в южной части Саратовской области.

В Саратовском правобережье разрез батских отложений в нижней части состоит из серых глин с довольно редкими прослоями алевролитов. В верхней же половине часто наблюдается тонкое переслаивание глин и более светлоокрашенных песчанистых алевролитов. Мощность батского яруса здесь обычно не превышает 40—60 м.

Между с. Тепловкой, где батские отложения выступают на дневную поверхность, и городами Инзой и Сызранью, так же как и на междуречье Волги и Хопра, отложения, относимые к батским, вскрыты и полностью пройдены буровыми скважинами. Они представлены в основном глинами с прослоями алевролитов, в которых обнаружена лишь фораминифера *Ammodiscus baticus* D a i n.

Мощность батского яруса уменьшается в северном направлении и в западной части территории. Так, в районе г. Балашова (бассейн Хопра) она равна 6—8 м, тогда как в 90 км восточнее, у г. Калининска (бассейн Баланды), возрастает до 53 м и далее на восток к Саратову остается более или менее постоянной (см. рис. 71).

Мощность батских образований вблизи северной границы распространения обычно не превышает 20 м, составляя в Прудовской опорной скважине (в 40 км западнее г. Инзы) 17 м, а южнее с. Чуфарова (в 65 км восточнее г. Инзы) — всего 15 м (Сазонов, 1957).

На левобережье Волги фаунистически охарактеризованные батские отложения встречены лишь на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в Прикаспийской синеклизе в пределах Саратовского левобережья. Представлены они глинами серыми и темно-серыми, местами с тонкими прослоями алевролитов и реже мелкозернистых песчаников и сидеритовых мергелей. Мощность их на Жигулевско-Пугачевском своде не превышает 40—50 м. В пределах Прикаспийской синеклизы (в Новоузенской скважине) мощность пород бата составляет около 50 м, а в скважине, пройденной в 30 км севернее г. Новоузенска, у с. Куриловки, — 45 м.

В отложениях, причисляемых к батским, в этом районе встречены фораминифера *Ammodiscus baticus* Dain и пеллеципода *Placunopsis jurensis* Mог. et L у с.

Северная часть территории

В пределах северных частей Муромско-Ломовского и Ульяновско-Саратовского прогибов, Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины, т. е. в северной половине рассматриваемой территории, присутствуют в основном озерные и аллювиальные образования среднеюрского отдела, выделить среди которых более дробные стратиграфические подразделения можно лишь условно. По литологическим особенностям здесь выделяются отложения так называемой рудной толщи, состоящей преимущественно из голубовато-серых глин и алевролитов, местами с конкрециями сидерита. На породах этой толщи или непосредственно на палеозое и триасе обычно залегают серые пески, глины и алевроиты, образующие часто тонкое переслаивание. В этих отложениях содержится также среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс.

Рудная толща распространена сравнительно ограниченно. Образования ее установлены на правобережье Оки в окрестностях г. Выксы, на междуречье Оки и Мокши юго-восточнее Выксы, в бассейне верхнего течения Алатыря, в районе сел Дивеево и Череватово (юго-западнее г. Арзамаса), а также на северо-востоке территории в бассейнах верхних течений рек Камы и Вятки. Залегают эти отложения на резко размытой поверхности триасовых и палеозойских пород, а в Приокском и Алатырском районах — на закарстованной поверхности каменноугольных и пермских известняков.

Рудная толща Приокского и Алатырского районов имеет весьма изменчивый литологический состав и мощность. На коротких расстояниях голубовато-серые глины, из которых в основном она состоит, замещаются такого же цвета песками и алевроитами, а в нижней ее части часто содержатся небольшие обломки и щебенка известняков и доломитов, заключенных в алевролитах, глинах или песках. На отдельных интервалах в рудной толще прослеживаются конкреции сидерита, часто сближенные между собой и образующие не выдержанные по простиранию прослои. В. В. Долженко и Л. С. Иконникова (1943 г.) отмечают, что в пределах Мотмосского разведочного участка, расположенного непосредственно севернее г. Выксы, количество прослоев, состоящих из

конкреций сидерита, достигает шести при их мощности от 0,2 до 1,0 м (редко). Мощность рудной толщи этих районов изменяется на весьма коротких расстояниях от 2 до 14 м.

Как в Приокском, так и в Алатырском районах встречаются небольшие участки, где в рудной толще почти не содержится стяжений сидеритового мергеля и она слагается светло-голубовато-серыми или светло-розовато-серыми глинами. Отнесение рудной толщи этого района к средней юре основано на спорово-пыльцевых определениях и находках фауны.

Н. Т. Сазонов (1957) отмечает, что в Приокском районе им были обнаружены пустоты от выщелоченных пелеципод, по слепку которых определен *Meleagrinnella* aff. *doneziana* В о г.— «типичная среднеюрская форма». В скважине, заложенной у с. Ижевский Завод (в 60 км юго-восточнее г. Выксы), в светло-коричневато-серых с зелеными пятнами глинах, содержащих стяжения сидерита, в двух интервалах мощностью до 1 м встречен среднеюрский спорово-пыльцевой комплекс (Г. И. Блом, 1955 г.). Из голосеменных, которые в спектрах занимают более 50%, преобладают представители семейства *Рисса*, среди спор доминируют *Coniopteris* и *Lophotriletes confus.* Среднеюрские спорово-пыльцевые спектры в рудной толще отмечены А. А. Котовым (1960 г.) в разрезе скважины, заложенной в бассейне верхнего течения Алатыря у д. Веселей, в 14 км южнее г. Лукоянова (определение Т. Ф. Бартеновой).

Рудная толща северо-восточной части рассматриваемой территории (бассейн верхних течений рек Вятки и Камы) также слагается преимущественно глинами голубовато-серыми или такого же цвета алевролитами, в которых встречаются прослойки песков.

На левобережье Камы в нижней части этой толщи залегает прослой, состоящий из гравия и гальки кремня и кварцита. Мощность прослоя обычно не превышает 0,5 м.

В верховьях левобережных притоков Вятки — рек Белой и Черной Холуниц работниками Средне-Волжского геологического управления (В. В. Аскасинский и др., 1947 г.) отложения рудной толщи по литологическим признакам были разделены на четыре свиты, получившие неудачное название зон (снизу): 1) зона приконтактовых песков, 2) зона нижнего вапа (плотных глин), 3) зона рудных земель (алевролитов и глин со стяжениями сидерита) и 4) зона верхнего вапа. Мощность отложений рудной толщи в этом районе изменяется в широких пределах, но нигде не превышает 16 м; обычно она равна 10—12 м, а в верхнем течении Кобры не превышает 4—5 м.

Палеонтологически отложения рудной толщи, часто носящей название омутнинского горизонта, охарактеризованы недостаточно. В глинах, залегающих в верхней части рудной толщи в скважине, заложенной в долине р. Мытец у д. Кузнецы (в 50 км северо-западнее с. Нагорского Кировской области), так же как и в скважине, пробуренной на междуречье правобережных притоков р. Кобры у с. Хлебники (Г. И. Блом, 1954 г.), встречен среднеюрский спорово-пыльцевой спектр. Н. А. Болховитина отмечает, что преобладающими среди них являются споры *Coniopteris triquexra* К.-М., *C. difaricata* К.-М., *Leiotriletes varus* Volch., *L. typicus* Naum. и пыльца *Pseudopinus cavernosa* Volch. Это дает основание относить содержащие их породы к средней юре.

Среднеюрские отложения, залегающие на породах рудной толщи или на отложениях нижнего триаса и палеозоя являются континентальными. Они широко распространены лишь в верховьях рек Камы и Вятки в Вятско-Камской впадине и в восточной части Московской синеклизы, развиты также

в бассейне р. Узолы в Ковернинской впадине, осложняющей южный склон этой синеклизы, а также на междуречье Суры и Оки.

На северо-востоке Кировской области, в бассейнах верхних течений Камы и Вятки, отложения средней юры, залегающие на рудной толще, представлены песками серыми и желтовато-серыми, в основном кварцевыми, местами с прослоями, обогащенными гравием и галькой кремней и кварцитов. На отдельных интервалах они переслаиваются с серыми и темно-серыми глинами и алевролитами, часто с обуглившимися растительными остатками.

В отдельных разрезах (пос. Перерва, у границы Кировской и Пермской областей) нижняя их часть состоит из серых глин с прослоями песков. Наибольшая мощность этих отложений (57 м) в пределах Вятско-Камской впадины отмечена в скважине, заложенной у пос. Брусничного (Колыма), в 24 км юго-западнее пос. Рудничного, на междуречье левобережных притоков р. Камы. В других частях впадины она обычно не превышает 40 м.

Спорово-пыльцевые комплексы в разрезах, вскрытых скважинами у поселков Брусничного и Лесного (в 25 км северо-западнее пос. Рудничного), по заключению Е. Д. Орловой, являются типичными для байосских отложений (С. Г. Дубейковский и др., 1964 г.).

В. А. Полухина, проводившая спорово-пыльцевые определения из скважины у пос. Брусничного, верхнюю часть этих образований причисляет к среднеюрским, а нижнюю (мощностью 15 м) относит к нижней юре. К средней же юре она относит и аналогичные породы, распространенные в верховьях р. Косы.

В восточной части Московской синеклизы (бассейн Кобры) среднеюрские отложения, налегающие на отложения триаса или рудной толщи, слагаются глинами и алевролитами серыми и светло-серыми с прослоями песков или песками светло-серыми, кварцевыми, с прослоями глин и алевроитов.

По материалам Г. И. Блома (1954 г.) мощность отложений, содержащих среднеюрский комплекс спор и пыльцы (определение Н. А. Болховитиной), варьирует от 10 м (скважина у с. Варломята, в 40 км севернее с. Нагорского, на правобережье р. Кобры) до 20 м и даже несколько более. Эти отложения, причисляемые к среднеюрским, имеют одинаковый литологический состав с вышележащими келловейскими образованиями и выделение их в разрезе затруднительно.

В бассейне Узолы (левого притока Волги) в пределах Ковернинской впадины отложения среднего отдела юрской системы представлены глинами серыми и темно-серыми, на отдельных интервалах тонко переслаивающимися с такого же цвета алевролитами (мощность прослоев 0,5—1,5 мм). Как в глинах, так и в алевролитах встречены обугленные растительные остатки и большое количество спор и пыльцы. В нижней части этой толщи отмечены единичные прослойки песков, а в основании местами залегают конгломерат (до 6 м мощностью), состоящий из гравия и гальки известняков, доломитов, аргиллитов и гнейсов. Максимальную мощность (305 м) среднеюрские отложения имеют (Б. И. Бараш, 1956 г.) в южной половине Ковернинской впадины у с. Сельского, в 35 км севернее г. Городца (рис. 72). В скважине, заложенной у с. Беланицино (35 км северо-восточнее г. Городца), она равна 300 м, в скважинах, расположенных в периферических частях Ковернинской впадины, обычно не превышает 150 м, причем на расстоянии 1,5—2 км происходит их выклинивание.

В бассейне верхнего течения Керженца и на междуречье Керженца и Ветлуги вне пределов Ковернинской впадины, на южном склоне Московской синеклизы среднеюрские отложения встречаются довольно

редко, мощность их не превышает 1—2 м. Так, у д. Постой (35 км северо-западнее с. Красные Баки) мощность среднеюрских отложений составляет всего 0,7 м (Г. И. Блом, 1957 г.).

Среднеюрский возраст подкелловейских пород Ковернинской впадины, так же как и на междуречье Керженца и Ветлуги, установлен на основании спорово-пыльцевых анализов. Е. Ф. Шаткинская и Е. Д. Каткова, изучавшие споры и пыльцу в разрезе среднеюрских отложений, вскрытых скважиной у д. Карпово (40 км северо-западнее г. Семе-

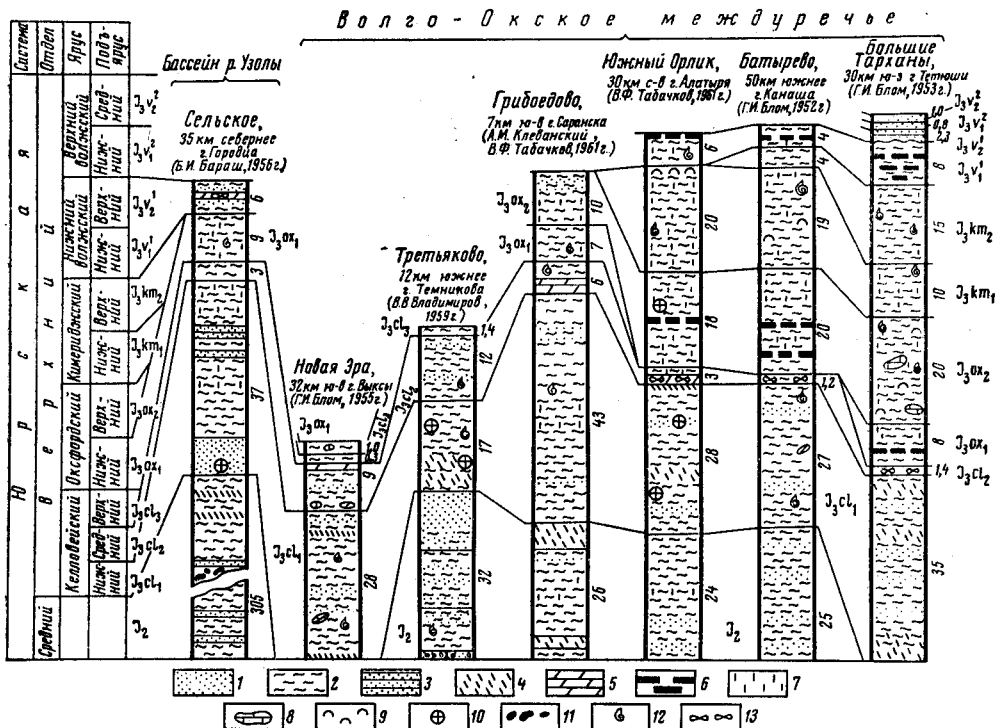


Рис. 72. Схема сопоставления разрезов юрских отложений Волго-Окского междуречья и бассейна р. Узолы

1 — пески; 2 — глины; 3 — песчаники; 4 — алевриты; 5 — мергели; 6 — сланцы горючие; 7 — карбонатность; 8 — стяжения известняка; 9 — стяжения фосфорита; 10 — желваки пирита; 11 — конкреции сидерита; 12 — фаунистические остатки; 13 — оолиты

нова), считают возраст этих пород по аналогии с Саратовским Поволжьем байосским. Во всех 25 спорово-пыльцевых комплексах этого разреза, имеющего мощность 155 м, пыльца голосеменных преобладает над спорами папоротникообразных (подсчет из 500 зерен). Среди пыльцы довольно часто встречаются виды без обособленных воздушных мешков (*Paleoconiferus asaccatus* Volch.) и пыльца из группы *Propinus*, обычно характерные для средне- и нижнеюрских образований. Во всех спектрах имеется большое число представителей родов *Podocarpus*, *Pinus*, *Picea*. Такой вид как *Picea gigantissima* Volch. описан Н. А. Болховитиной из нижней юры Якутской АССР, а *Picea singularis* Volch. — широко распространен в отложениях средней юры Западной Сибири.

К средней юре, но уже к батскому ярусу, относит эти отложения и С. Н. Наумова, изучившая спорово-пыльцевые спектры из скважины центральной части Ковернинской впадины.

На междуречье Оки и Волги, в бассейнах рек Теши, Мокши и Суры, под морскими образованиями нижнего келловея местами залегают палеонтологически почти неохарактеризованные отложения, которые можно лишь условно относить к среднеюрским. Эти отложения ранее условно причислялись к келловейским (Розанов, 1915; Старостина, 1937) или относились к батским (Соловьев, 1941; В. В. Болховский, 1941 г. и др.).

Как на междуречье Теши и Мокши, так и в бассейне нижнего течения Мокши и верхнего течения Алатыря эти отложения представлены в основном песками светло-серыми и желтовато-серыми, часто косо наслоенными, содержащими прослой светло-серых и серых алевролитов и глин. В их нижней части местами встречаются гравий и галька окремнелых известняков с фауной верхнего карбона и казанского яруса. Залегают они на размытой и закарстованной поверхности палеозойских образований, причем северная граница их распространения ограничивается широтным отрезком р. Теши.

Мощность среднеюрских отложений на междуречье Теши и Мокши южнее пос. Ардатова достигает 60 м (Г. И. Блом, 1949 г.), южнее, в бассейне верхнего течения р. Алатыря, она не превышает 45 м (А. А. Котов, 1960 г.). На левобережье Алатыря, в бассейнах рек Инсара и Нуи литологический состав их изменяется. Слагаются они здесь серыми глинами с прослоями алевролитов и реже песков. Мощности их обычно не превышает 15—17 м и только в скважине, пробуренной у с. Грибоедово, в 10 км юго-восточнее г. Саранска, достигает 26 м (А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков, 1961 г.). Северо-западнее, в районе г. Темникова в пределах осевой части Муромско-Ломовского прогиба, в основании юрских отложений залегают морские байосские отложения Перекрывающие их желтовато-серые и серые пески, переслаивающиеся с серыми глинами и алевролитами (мощностью до 38 м), могут быть отнесены к средней юре также условно, так как вполне вероятно, что их верхняя часть принадлежит к келловью, мощности которого здесь обычно в 2—3 раза меньше, чем в других районах.

Северо-восточнее, на склоне Ульяновско-Саратовского прогиба, среднеюрские отложения в основном слагаются песками, но в их строении намечаются две свиты. Нижняя свита в основном состоит из глин и алевролитов, мощности ее в бассейне верхнего течения р. Пьяны составляет всего 3,5 м (Г. К. Крылов, 1949 г.), а в бассейне нижнего течения этой реки увеличивается до 6 м (Г. И. Блом и В. И. Игнатьев, 1950 г.). Верхняя свита представлена светло-серыми песками с прослоями алевролитов и глин. В бассейне верхнего течения Пьяны мощности свиты до 22 м, севернее, по правобережью нижнего течения р. Пьяны, снижается почти в 2 раза, а на левобережье Пьяны, севернее г. Сергача, отложения этой свиты полностью выклиниваются. В песчаниках, образующих линзовидные прослой среди песков свиты, Г. К. Крыловым (1949 г.) в овраге, прорезающем левый склон левобережного притока р. Пьяны— р. Шпары, в 3 км западнее д. Новое Молчаново (18 км северо-восточнее г. Лукоянова) обнаружены ядра и отпечатки пеллециподы *Placunopsis* sp., обычно встречающейся лишь в отложениях средней юры.

Восточнее, в пределах Ульяновско-Саратовского прогиба, на правобережье и левобережье р. Суры, среднеюрские отложения становятся более глинистыми и слагаются серыми глинами и алевритами. В районе с. Порецкого Чувашской автономной республики (в 45 км северо-западнее г. Алатыря) мощности выступающих здесь на дневную поверхность среднеюрских отложений достигает 32 м (В. В. Болховский и Г. И. Блом, 1941 г.). На междуречье Суры и Свияги на восточном склоне прогиба их мощности сокращается до 25 м, а в составе этих

отложений значительное место приобретают пески, переслаивающиеся с глинами. Еще восточнее, на правобережье р. Волги, южнее г. Тетюши, среднеюрские отложения местами совершенно выклиниваются и на породе верхней перми здесь сразу налегают песчаники или глины келловейского яруса. Маломощную (до 5 м) толщу песков и песчаников в нижней части с гравием и галькой и отдельными обломками кварцитов (до 0,2 м), кварца и кремня, с пустотами от ростров белемнитов *Cylindroteuthis beaumonti* Ogb., а также с раковинами *Meleagrinnella echinata* Sow., *Dicronodonta pectunculoides* Trd., *Pecten* cf. *borissiakii* Geras., *Astarte* sp., *Oxytoma* sp. причислять к средней юре нет достаточных оснований. Видимо, эти отложения представляют собой прибрежные фации трансгрессирующего келловейского моря.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В пределах рассматриваемой территории присутствуют в основном морские верхнеюрские отложения, причем в отличие от среднеюрских они распространены не только в южной ее части, но и в северной.

За исключением верхнего волжского яруса, все остальные ярусы верхней юры представлены преимущественно глинами и только в бассейнах верхних течений рек Вятки и Камы образования кимериджа, оксфорда и нижнего келловейского в основном состоят из песков. Отложения верхнего волжского яруса, имеющие незначительную мощность (не более 5 м) почти на всей территории их распространения, представлены глауконито-кварцевыми песками и песчаниками с гравием и галькой фосфоритов.

Выдержанностью литологического состава характеризуются отложения нижней части нижнего волжского яруса, сложенные в основном глинами с прослоями битуминозных сланцев (как в верховьях рек Камы и Вятки, на севере рассматриваемой территории, так и в районе г. Новоузенска, в ее южной части).

Келловейский ярус

Отложения келловейского яруса по фауне аммонитов, а иногда и фораминифер могут быть расчленены на три подъяруса, из которых широко распространены только отложения нижнего и среднего подъярусов, присутствующие почти повсеместно, где распространены вообще юрские отложения.

Верхний подъярус широко развит лишь в Саратовском Поволжье и Прикаспийской синеклизе, и лишь местами отмечен в бассейне нижнего течения р. Мокши.

Нижняя граница келловейского яруса обычно неотчетлива и проводится на основании появления верхнеюрской макро- и микрофауны. В северной половине территории келловейские образования часто залегают на размытой поверхности среднеюрских, обычно песчаных отложений, нередко перекрывая породы палеозоя.

Верхняя граница келловейского яруса на преобладающей по площади части территории отчетлива, так как на размытой поверхности среднекелловейских оолитовых глин залегают плотные глины нижнего и верхнего оксфорда. Лишь в Саратовском Поволжье и Прикаспийской синеклизе, где хорошо развиты и полностью представлены отложения верхнекелловейского подъяруса, граница не всегда отчетливо выражена, хотя оксфордские глины обычно более светло окрашены, чем подстилающие их келловейские.

Максимальные мощности отложений келловейского яруса 70—80 м отмечены в Прикаспийской синеклизе (г. Новоузенск и с. Куриловка,

находящееся в 30 км севернее Новоузенска). В Саратовском правобережье они обычно не превышают 60 м и только местами (с. Базарный Карабулак, в 90 км севернее г. Саратова) достигают 65 м. В северной же части Ульяновско-Саратовского прогиба, в 30—40 км севернее г. Ульяновска, мощность келловей снижается до 23—25 м (рис. 73).

Значительные мощности (до 35—40 м) отложений келловейского яруса прослежены на междуречье Тешы и Мокши, в их нижнем течении, в северной части Муромско-Ломовского прогиба, а также в бассейне Узолы в Ковернинской впадине на южном склоне Московской синеклизы.

В бассейнах верхних течений рек Вятки и Камы, в восточной части Московской синеклизы и в Вятско-Камской впадине, к келловейскому ярусу можно отнести толщу желтовато-серых песков, переслаивающихся с глинами, мощностью до 50 м.

Если в южной части территории Прикаспийской синеклизы основная часть разреза келловейского яруса состоит из глин верхнего келловей, то в Саратовском правобережье мощности верхнего и нижнего келловейских подъярусов почти одинаковы. В северной же половине Среднего Поволжья преобладающая по мощности часть келловейского яруса состоит из глин нижнего келловей при незначительной мощности среднего и почти полном отсутствии образований верхнекелловейского подъярусов.

Отложения нижнекелловейского подъяруса, за исключением северо-восточной части территории (бассейны верхних течений рек Камы и Вятки), представлены серыми и темно-серыми глинами, содержащими прослой такого же цвета алевроитов и реже маломощные прослой песков. Лишь на отдельных участках (в бассейне среднего течения р. Алатыря, нижнего течения р. Мокши, а также на правобережье Ветлуги) в отдельных разрезах нижнего келловей преобладают мелкозернистые серые и желтовато-серые пески, являющиеся дельтовыми и прибрежно-морскими накоплениями.

Мощность отложений нижнекелловейского подъяруса отличается постоянством на значительной площади их развития. Как в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба, так и в северной его части (Ульяновское Поволжье) мощность их обычно равна 20—25 м. На южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, в восточной части Куйбышевской, так же как и в смежных частях Саратовской области, она не превышает 20 м. В пределах Прикаспийской синеклизы мощность нижнего келловей также составляет не более 20 м. Значительное увеличение мощности (до 40 м) этих образований отмечается в северной части Муромско-Ломовского прогиба, на правобережье нижнего течения Мокши. Такие же мощности отмечены и в бассейне р. Узолы, на левобережье Волги в пределах Ковернинской впадины.

Установить точно мощность нижнекелловейских образований в восточной части Московской синеклизы (бассейн р. Кобры), в пределах Вятско-Камской впадины (бассейны верхних течений рек Камы и Вятки) из-за плохой фаунистической характеристики невозможно, но, по-видимому, она составляет не более 50 м.

В пределах всей рассматриваемой территории в отложениях нижнего келловей встречается сходный комплекс фауны аммонитов и фораминифер. Здесь постоянно присутствуют: *Cadoceras elatmae* Nik., *C. modiolare* Luid. и *Macrocephalites macrocephalus* Schloth. В северной же части Среднего Поволжья вместе с ними встречается и *Cadoceras surense* Nik. В верхней части нижнекелловейского подъяруса местами в большом количестве экземпляров обнаружены *Kepplerites gowerianus* Sow. и *K. calloviensis* Sow., причем последний отмечен

и в вышележащих отложениях среднего келловея. В Саратовском Поволжье в верхней части нижнего келловея часто встречается *Chamoussetia chamousseti* Orb., образуя фаунистически охарактеризованную зону. Из фораминифер в нижнекелловейских образованиях часто присутствуют: *Haplophragmoides infracalloviensis* Dain, *Lenticulina tatariensis* Mjatl., *L. okrojanzel* Mjatl., *Guttulina tatariensis* Mjatl., *Globulina paalzowi* Mjatl.

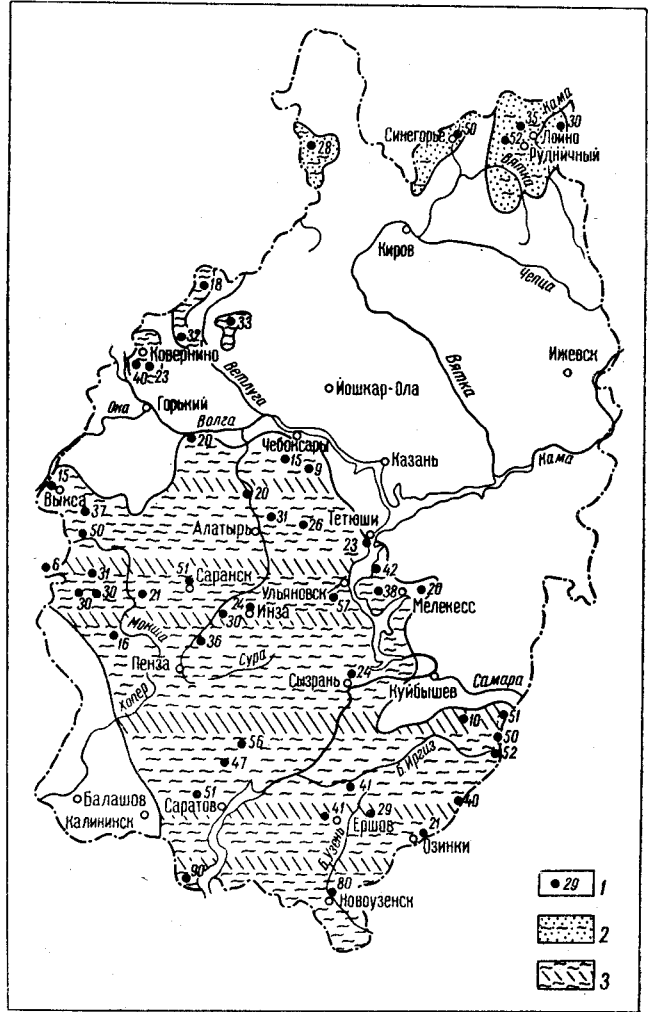


Рис. 73. Схематическая литологическая карта келловейского яруса

1 — скважины, вскрывшие келловейские отложения, или их обнажения и мощность отложений; 2 — пески с прослоями глин; 3 — глины с прослоями алевролитов

Средний подъярус келловея в северной части Среднего Поволжья представлен глинами светло-серыми и желтовато-серыми, оолитовыми, часто песчанистыми с прослоями желтовато-серых оолитовых мергелей и реже мелкозернистых песков. Местами такой же литологический состав имеют и среднекелловейские отложения, распространенные в бассейне верхних течений рек Камы и Вятки.

На всем Окско-Волжском междуречье, в южной части Горьковской области, в северной части Мордовской, а также в Чувашской и Татарской автономных республиках, в правобережных частях Ульяновской и Куйбышевской областей, оолитовые мергели среднего келловея, переслаивающиеся с глинами, имеют мощность обычно не более 1,5 м,

хорошо отличаются от глин, залегающих в их кровле и подошве, и являются прекрасным маркирующим горизонтом для структурного картирования.

В пределах всей северной половины рассматриваемой территории мощность среднего келловея составляет 1,5—2 м и лишь в бассейне нижнего течения Мокши, в Муромско-Ломовском прогибе, в районе г. Темникова достигает 11,5 м.

В южной части территории, в Саратовском правобережье, отложения среднекелловейского подъяруса представлены глинами желтовато-серыми, содержащими невыдержанные прослои сидеритовых конкреций. Мощность отложений среднего келловея изменяется в широких пределах, составляя обычно 6—10 м. В пределах Саратовского Заволжья, а также на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода отложения среднекелловейского подъяруса слагаются желтовато-серыми и темно-серыми глинами, часто содержащими прослои мергелей. Мощность этих отложений, судя по разрезам скважин, расположенных у пос. Безымянного (25 км юго-восточнее г. Энгельса) и с. Отрогово (50 км северо-восточнее г. Энгельса), достигает 25 м. В пределах Прикаспийской синеклизы мощность подъяруса не превышает 20 м.

Отложения среднего келловея хорошо охарактеризованы фауной аммонитов. На всей территории здесь часто встречается *Kosmoceras jason* Rein., значительно реже *Kosmoceras castor* Rein., *Erymnoceras coronatum* Brug.

По фауне аммонитов образования среднего келловея Саратовского Поволжья, а также отдельных участков и северной части территории расчленяются на две зоны: нижнюю — *Kosmoceras jason* и верхнюю — *Erymnoceras coronatum*. В нижней зоне, кроме *Kosmoceras jason* Rein., встречаются *Kosmoceras gulielmi* Sow., *Cadoceras milaschevici* Nik., *Perisphinctes mosquensis* Fisch., *P. mutatus* Traut. В верхней же зоне к формам нижней зоны присоединяются *Erymnoceras coronatum* Brug. и *Kosmoceras castor* Rein.

Последние два вида в северной части Среднего Поволжья отмечаются сравнительно редко, так что провести зональное расчленение удается далеко не всегда. *Kosmoceras castor* Rein. присутствует также в нижней части среднекелловейского подъяруса.

Для отложений среднего келловея характерен своеобразный комплекс фораминифер, который прослежен в пределах всей рассматриваемой территории. Наиболее часто встречаются *Spirophthalmidium areniforme* Buk., *Lenticulina eruciformis* Wisn., *L. cidaris* Kosyrg., *L. cultatiformis* Mjatl., *L. polonica* Wisn., *Epistomina uhligi* Mjatl., *E. mosquensis* Uhlig., *E. elschankaensis* Mjatl. В Саратовском Поволжье изучены и сопровождающие их остракоды.

Отложения верхнего келловея широко распространены только в южной части территории — в Саратовском Поволжье и Прикаспийской синеклизе. В пределах северной части Среднего Поволжья они отмечены на отдельных участках в бассейне нижнего течения Мокши и на правобережье Оки южнее г. Выксы. В этом районе верхнекелловейские образования представлены коричневато-серыми и светло-серыми, часто оолитовыми глинами, местами содержащими конкреции оолитового мергеля. Мощность их не превышает 1,5 м.

В Саратовском правобережье отложения верхнекелловейского подъяруса слагаются серыми, темно-серыми и зеленовато-серыми глинами с крупными конкрециями мергеля и желваками фосфорита, с тонкими прослоями песка в верхней части. Мощность верхнекелловейских образований в этом районе обычно редко превышает 30 м. Значительно увеличивается она (до 65 м) в Прикаспийской синеклизе (Новоузен-

ская опорная скважина). В Саратовском Поволжье в отложениях верхнего келловея выделяются две фаунистические зоны: нижняя — *Peltoceras athleta* и верхняя — *Quenstedticeras lamberti*.

В нижней зоне, кроме *Peltoceras athleta* Phill., встречаются: *Kosmoceras duncani* Sow., *K. pronidae* Teiss., *Quenstedticeras henrici* Douv., *Perisphinctes subtilis* Neum.

В результате послонных сборов аммонитов и их монографического изучения Е. А. Троицкой (1955) в верхней части зоны *Quenstedticeras lamberti* удалось выделить подзону *Quenstedticeras mariae*, названную по находению в большом количестве аммонитов этого вида, а также: *Quenstedticeras williamsoni* Buch., *Q. trapezoidalis* Troiz., *Q. angulatum* Troiz. и *Q. omphaloides* Sow.

Неодинаковая полнота разреза келловейского яруса различных частей территории и особенности их литолого-фаунистического состава позволяют выделить несколько типов разрезов, расположенных в различных геоструктурных регионах.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина (бассейны рек Камы, Вятки, Ветлуги и Узолы). В бассейне верхних течений рек Камы и Вятки в Вятско-Камской впадине известны фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего келловея; образования же верхнекелловейского подъяруса не установлены.

Нижнекелловейский подъярус представлен светло-серыми и серыми песками, переслаивающимися с серыми и темно-серыми глинами и алевролитами. Пески в основном кварцевые, мелкозернистые, лишь в отдельных прослоях содержащие мелкую гальку кремня и кварцита. Верхняя часть нижнего келловея местами слагается серыми глинами, содержащими лишь тонкие прослойки песка и стяжения пирита. Мощность образований нижнего келловея достигает здесь 50 м. Их обнажения прослеживаются на левом склоне долины р. Камы от устья р. Волосницы до устья р. Порыша и в нижнем течении р. Черной Холуницы.

До последнего времени возраст этих образований определяется однозначно. Еще В. Г. Хименковым (1914—1915 гг.) на основании находки у обнажения келловейских пород на левом склоне долины р. Камы, у с. Пушьи, в 40 км северо-восточнее пос. Рудничного, аммонита *Cadoceras elatmae* Nik. они были причленены к нижнему келловею. Многочисленные аммониты *Cadoceras elatmae* Nik., а также *Chamoussetia chamousseti* Orb. были найдены этим исследователем и севернее рассматриваемой территории, на левобережье р. Сысолы, ниже устья р. Лэпью. Впоследствии Н. Г. Кассиным (1928) из прослоев песков, содержащих стяжения ожелезненных песчаников, из того же обнажения у с. Пушьи в 10 м ниже контакта с фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего волжского яруса был встречен *Cylindroteuthis beaumontiana* Orb. — широко распространенный вид в келловейских образованиях. В вышележащих глинах с прослоями песков этим исследователем обнаружено много разных видов белемнитов, встречающихся как в келловейских, так и в оксфордских отложениях.

В 1952 г. Л. Г. Дайн на левом склоне долины р. Камы, у с. Лойно (15 км северо-восточнее пос. Рудничного) в глинах, залегающих непосредственно под нижеволжскими глинистыми породами, была обнаружена фораминифера *Ammodiscus baticus* Dain, что дало ей возможность высказать предположение о залегании нижеволжских отложений на породах батского яруса (присутствие фораминифер, конечно, указывает на морские условия осадконакопления). В Нижнем Поволжье *Ammodiscus baticus* Dain встречается часто в отложениях батского яруса, являясь как бы характерным для него видом. Несмотря на это,

выделение морских батских отложений в бассейне верхнего течения Камы по одному виду фораминифер, границы распространения которого на севере Русской платформы неизвестны, не было признано обоснованным. Морские среднеюрские образования на 1000 км ни севернее, ни южнее не отмечены и в «Атласе литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления» (1961) на этой территории показано распространение как наиболее древних лишь морских келловейских образований.

В самое последнее время С. Г. Дубейковским (1964 г.) было высказано мнение об отсутствии нижнекелловейских образований по всему левобережью Камы, и вновь выделены морские батские отложения, залегающие непосредственно под породами нижнего волжского яруса. Основанием для этого послужили находки *Ammodiscus baticus* Dain в обнажении у с. Лойно и в пяти скважинах на левобережье Камы. В обнажении этот вид фораминифер встречен вместе с остатками рептилии *Muraenosaurus* sp. в темно-серых глинах, залегающих непосредственно под глинами нижнего волжского яруса. Эта рептилия в Западной Европе встречается лишь в оксфордских образованиях, а в местонахождениях Европейской части СССР неизвестна в отложениях древне-среднекелловейских (Боголюбов, 1911). В скважинах, пройденных у пос. Нырмыч 2, в 30 км северо-западнее пос. Рудничного и в 8 км севернее последнего, *Ammodiscus baticus* Dain обнаружен в большом количестве экземпляров вместе с типичными фораминиферами нижнего волжского яруса, такими, как *Lagena hispida* Reuss, *Tristix temirica* Dain, *Fronicularia nodulosa* Furs. et Pol., *Saracenaria prolata* Kütz., *Lenticulina infravolgensis* Furs. et Pol., также найденными в большом количестве экземпляров. Несмотря на это, С. Г. Дубейковским глины, содержащие волжские комплексы фораминифер или верхнеюрских рептилий, все же относятся к батским. Все указывает на то, что в Вятско-Камской впадине, как, видимо, и на всем севере Русской платформы, *Ammodiscus baticus* встречается и значительно выше кровли батского яруса, почти по всему разрезу верхней юры. На присутствие отдельных видов среднеюрских фораминифер в келловейских отложениях Советской Арктики указывали в 1961 г. В. Н. Сакс и С. А. Стрелков. Даже в южных районах рассматриваемой территории распространение *Ammodiscus baticus* Dain не ограничивается батским ярусом. Еще Т. Л. Дервиз (Дервиз и др., 1959) отмечала присутствие этого вида фораминифер в прибрежных фациях келловейского яруса Общего Сырта. В последнее время (Курлаев, 1964; В. П. Козлов, 1964 г.) фораминиферы этого вида на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода встречены в большом количестве экземпляров не только в келловейских и волжских, но и в байосских образованиях.

На междуречье левобережных притоков Камы — рек Порыша и Нырмыча нижнекелловейские отложения вскрыты скважинами, заложеными у деревень Карасево и Гонцево, в 30—32 км севернее пос. Рудничного. Во вскрытой части они представлены глинами, в которых обнаружены в основном нижнекелловейские фораминиферы (определение Г. Н. Старцевой): *Lenticulina tatariensis* Mjatl., *L. sphaerica* Küb. et Zw., *L. limata* Schwager., *L. hybrida* Terq., *Guttulina tatarensis* Mjatl., *Pseudoglandulina terquemi* Mjatl., *Ammobaculites fontinensis* Terq., *Haplophragmoides infracallovienensis* Dain, *Globulina oolitica* Terq. и *Ammodiscus graniferus* Kosyг.

Отложения среднего келловя в бассейнах верхних течений рек Камы и Вятки представлены серыми глинами и желтовато-серыми песками со стяжениями светло-серого, часто оолитового мергеля. Они хорошо фаунистически охарактеризованы лишь в двух пунктах — на

левом склоне долины р. Камы у с. Пушья, где известны и фаунистически охарактеризованные породы нижнего келловоя, и на правом склоне долины р. Черной Холуницы в ее нижнем течении, в 7 км восточнее с. Троицкого (70 км северо-западнее г. Омутнинска). У с. Пушья еще Н. Г. Кассиным (1928) в серых известковистых глинах и желтовато-серых песках были встречены ростры белемнитов и С. Г. Дубейковским (1964 г.) найдены *Kosmoceras jason* Rein., *Kepplerites enodatum* Nik., *Cylindroteuthis okensis* Nik., *C. subextensa* Nik., *C. beaumontiana* Ogb. Здесь же обнаружен среднекелловейский комплекс фораминифер — *Lenticulina cidaris* Kosyrg., *L. tumida* Mjatl., *L. pseudocrassa* Mjatl., *Epistomina mosquensis* Uhlig. и ряд других форм. На р. Черной Холунице, выше с. Троицкого, А. М. Жирмунским (1915) и позднее В. А. Сыромятниковым (1929 г.) найден *Kosmoceras* ex gr. *jason* Rein.

Видимая мощность среднекелловейских отложений у с. Пушья составляет всего 1,1 м, а у с. Троицкого — 1,8 м. Максимальная мощность среднекелловейских отложений этого района равна 2—4 м. Мощность же отложений нижнекелловейского подъяруса может быть определена со значительной долей вероятности. Фаунистические остатки встречены лишь в верхней части келловоя, а литологический состав не всегда резко отличен от состава подстилающих отложений средней юры.

На полную мощность, от контакта с вышележащими оксфордскими или волжскими образованиями до границы с континентальными среднеюрскими образованиями, келловейские отложения пробурены лишь немногими скважинами, расположенными на междуречье левобережных притоков р. Камы. Здесь в скважинах у поселков Нырмыч 2, Лесного, Брусничного мощность келловейских образований определяется в 40—50 м при мощности среднего келловоя не более 4 м.

На всем правобережье р. Камы, так же как и в верховьях р. Вятки и ее левобережных притоков, морские келловейские отложения замещаются аллювиальными образованиями, представленными светло-серыми и желтовато-серыми, часто косо наслоенными песками, содержащими прослой глин, которые замещаются серыми глинами, переслаивающимися песками. Среди песков встречаются также прослой, состоящие из гравия и окатанной и угловато-окатанной гальки кремня и кварцита (преимущественно размером 2—5 см). В этих континентальных образованиях на левобережье Вятки встречаются единичные прослой глин с морской фауной.

Л. И. Лядова и А. И. Гушин (1961 г.) для правобережья Камы в области ее притоков — рек Кужвы и Косы определяют преимущественные азимуты наклона косых слоев песков на ЮЗ 250—270° при углах наклона от 10 до 25°. Мощность песков эти исследователи определяют в 20—35 м.

А. Д. Борчанинова и В. А. Полухина (1961 г.), изучившие спорово-пыльцевые спектры из обнажений и скважин правобережья Камы, полагают, что основной состав этих комплексов в равной степени может отвечать как средней, так и верхней юре, но в нем есть элементы, более свойственные верхнеюрским, чем среднеюрским спорово-пыльцевым комплексам. В этих спектрах преобладают голосеменные, преимущественно хвойные (от 49,6 до 96,1%). Содержание спор плауновых и папоротниковых варьирует от 3,9 до 48,7%. За отнесение этих спектров к верхней юре говорит присутствие *Gleichenia umbonata* Bolch., *G. echinata* Bolch., некоторых видов *Sellaginella* и *Ophioiglossum*. К верхнеюрским (келловейским) также относит эти спектры и Т. Ф. Бартенева, изучавшая разрезы скважин на левобережье Вятки южнее г. Омутнинска. В этом же районе (в 20 км западнее г. Омутнинска) Е. И. Улановым (1961 г.) была найдена гастропода *Pleuroto-*

maria münsteri Roem., известная от среднего келловея до оксфорда. А. Н. Криштафовичем (1925 г.) из сборов Б. Н. Наследова на Потеринском месторождении тугоплавких глин, в 10 км юго-западнее г. Омутнинска, был определен папоротник *Coniopteris* ex gr. *hymenophylloides* Вгопг., встречающийся в отложениях верхней юры.

Мощность верхнеюрских (в основном келловейских) отложений на междуречье Вятки и Белой Холуницы не превышает 28 м (Е. И. Уланов, 1961 г.; А. А. Котов, 1962 г.), а в бассейне верхнего течения Белой и Черной Холуниц достигает 30 м (В. В. Аскасинский и др., 1947 г.).

Следует отметить весьма противоречивые результаты спорово-пыльцевых анализов из отложений келловейского яруса, залегающих под фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего волжского яруса и подстилающихся породами средней юры. Так, по определениям палинолога Я. Г. Ковалевской (Средне-Волжское геологическое управление) спорово-пыльцевые комплексы отложений, пройденных скважиной у пос. Брусничного, принадлежат к верхней части верхней юры. По заключению же В. А. Полухиной (Уральское геологическое управление), они относятся к середине верхней юры. На принадлежность рассматриваемых отложений к верхней юре, по мнению этих исследователей, указывает значительное содержание в спектрах спор *Gleichenia* (часто более 8—10%) и *Anemia*, а также пыльцы *Pinus aequalis* (Naum.) Bolch., *P. subconsinia* (Naum.) Bolch., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolch. и ряда других форм.

Е. Д. Орлова (НИИ Саратовского университета), наоборот, эти спорово-пыльцевые комплексы причисляет к базским, основываясь на их сходстве со спектрами отложений этого возраста Саратовского Поволжья.

Келловейские отложения восточной части Московской синеклизы не всегда охарактеризованы фаунистически, и выделить здесь нижний и средний подъярусы часто не удается. На южном же склоне Московской синеклизы, в пределах Ковернинской впадины, выделяются хорошо фаунистически охарактеризованные отложения как нижнего, так и среднего келловея.

На правобережье Вятки, выше устья р. Кобры, а также в бассейне последней келловейские отложения состоят из песков светло-серых и желтовато-серых, кварцевых, в основном мелкозернистых, с прослоями серых и темно-серых глин и алевроитов, часто с пиритизированными остатками древесины. В нижней их части встречаются прослой, содержащие гравий и гальку кварцита, кремня и кварца. В отдельных разрезах в переслаивании преобладают глины. Мощность этих отложений достигает 50 м (Г. И. Блом, 1954 г.).

Западнее, на междуречье Кобры и Летки, эти отложения представлены серыми песками с прослоями темно-серых глин, содержащих нижнекелловейскую фауну аммонитов и белемнитов. В бассейне верхнего течения р. Моломы и на междуречье Моломы и Шубрюга, видимо, распространены только келловейские отложения, представленные серыми и темно-серыми глинами, переслаивающимися с серовато-желтыми и желтыми песками. В нижней их части местами преобладают пески. Мощность юрских отложений в этом районе не превышает 28 м (С. Г. Дубейковский и В. В. Владимиров, 1961 г.). Между полями развития юрских пород в бассейне Моломы и в бассейнах Летки и Кобры ранее также выделялись отложения юрского возраста. Работами Е. П. Бойцовой и Н. П. Геракова (1938 г.) установлено, что на междуречье Моломы и Летки и в бассейне верхнего течения р. Великой юрские отложения отсутствуют, а здесь присутствует морена, состоящая из перемятых юрских пород, залегающих на породах перми и триаса.

Фаунистические остатки в келловейских отложениях восточной части Московской синеклизы обнаружены Н. Г. Кассиным (1928) в верхнем течении р. Федоровки (правый приток р. Кобры) и на междуречье Летки и Федоровки, в северной части Кировской области. В темно-серых и серых глинах, залегающих среди песков, здесь найдены: *Cadoceras elatmae* Nik., *C. midiolare* Ogb., *Cylindroteuthis subextensa* Nik., которые, несомненно, указывают на нижнекекловейский возраст содержащих их пород. Среди песков, слагающих верхнюю часть разреза юрских отложений, в верховьях р. Федоровки обнаружены *Cylindroteuthis beaumontiana* Ogb. и *Cylindroteuthis pusosi* Ogb. Не противоречат этим данным и результаты спорово-пыльцевых анализов, проведенных Н. А. Болховитиной из пород, вскрытых скважиной на правом берегу р. Кобры, в 16 км северо-восточнее с. Синегорье. Выделенные спектры этот исследователь относит к верхнеюрским.

На южном склоне Московской синеклизы, на правом берегу Ветлуги, в ее среднем течении, присутствуют фаунистически охарактеризованные не только ниже- и среднекекловейские отложения, но и породы верхнего келловея. В бассейне р. Узолы (Ковернинская впадина) установлены хорошо фаунистически охарактеризованные образования нижнего и среднего келловея, но здесь вполне вероятно и присутствие глин верхнего келловея небольшой мощности.

Отложения нижнекекловейского подъяруса почти на всем правом берегу Ветлуги, за исключением небольшого участка, расположенного южнее р. Лапшанги, слагаются глинами серыми и светло-серыми, в отдельных интервалах содержащими прослой алевритов. В бассейне Узолы они состоят также из глин и алевритов. Лишь местами на правом берегу Ветлуги южнее широтного течения р. Лапшанги отложения как нижнего подъяруса келловея, так и верхнего состоят из светло-серых и серых песков, в небольших интервалах переслаивающихся с серыми и темно-серыми глинами, часто содержащими растительные остатки.

Если в бассейне Ветлуги нижнекекловейские отложения залегают на породах триаса, то в бассейне Узолы они подстилаются глинами средней юры.

Мощность отложений нижнекекловейского подъяруса в бассейне среднего течения Ветлуги, между реками Волом и Лапшангой, обычно не превышает 20 м. Лишь в скважине, заложенной у д. Патрачата, в 40 км западнее г. Ветлуги, составляет 22 м. На левобережье Ветлуги у д. Копылихи (в 25 км юго-западнее г. Ветлуги) мощность отложений нижнего келловея достигает 33 м. Южнее широтного течения Лопшанги, в верховьях р. Каменки у д. Поста (в 60 км севернее г. Семенова) мощность нижнекекловейского подъяруса равна 30 м, в бассейне Узолы у с. Сельского, в центральной части Ковернинской впадины общая мощность келловейских отложений достигает 40 м, причем на долю нижнего келловея приходится около 37 м.

На левобережье Ветлуги в шурфе у д. Копылихи в темно-серых глинах найдены типичные нижнекекловейские аммониты *Cadoceras modiolare* Luid. и *Macrocephalites* sp. (В. И. Игнатьев, 1955 г.). В наиболее южном выходе юры в Ветлужско-Сурском прогибе на правом берегу р. Ветлуги у д. Бесходарной (в 75 км восточнее г. Семенова) еще Н. М. Сибирцевым (1886 г.) был найден *Cadoceras surense* Nik.

В бассейне р. Узолы встречены фораминиферы: *Guttulina tatarensis* Mjatl., *Globulina paalzowi* Mjatl., *Lenticulina cultratiformis* Mjatl., *Marginulina frankei* Mjatl., *M. mjatliukae* Schoch. и ряд других форм, часто встречающихся в отложениях нижнекекловейского подъяруса.

Отложения среднекелловейского подъяруса на южном склоне Московской синеклизы, в бассейнах Ветлуги и Узола, представлены светло-серыми и темно-серыми глинами с отдельными прослоями алевроитов, часто с обломками раковин моллюсков. Лишь на правобережье Ветлуги, ниже устья р. Лопшанги, они слагаются серыми песками с прослоями темно-серых глин. Мощность отложений среднего келловей в бассейне Ветлуги не превышает 1,5 м, увеличиваясь к бассейну р. Узола до 3 м.

В среднекелловейских отложениях р. Ведомости (левого притока р. Узола) у д. Карпова, в 35 км северо-западнее г. Семенова, обнаружены (Г. И. Блом, 1957 г.): *Kosmoceras jason* Rein., *K. castor* Rein., *K. cf. aculeatum* Eichw., *Cadoceras milashevici* Nik., *Cylindroteuthis beaumontiana* Orb., *Astarte saufagei* Lor., *Meleagrinnella echinata* Sow., *Dentalium entaloides* Desl., *Buvignieria valfinensis* Guir. et Oger., *Serpula tatragona* Sow. (определение П. А. Герасимова).

Здесь же в скважине встречены фораминиферы: *Spirophthalmidium areniforme* E. Buk., *Epistomina elschankaensis* Mjatl., *Lenticulina praerussiensis* Mjatl., *L. calloviensis* Wisn., *L. cultratiformis* Mjatl., *L. ericaeformis* Wisn., т. е. в основном среднекелловейские формы с отдельными видами, встречающимися в верхнем келловее.

Отложения верхнекелловейского подъяруса выделяются в этом районе на основании фауны фораминифер и весьма ограниченно распространены в бассейне верхнего течения р. Вола (правого притока р. Ветлуги). Представлены они серыми известковистыми глинами. Мощность верхнекелловейских образований изменяется от 1,3 до 2 м (район пос. Первомайского, в 40 км западнее г. Ветлуги).

Из этих отложений Е. Л. Писанниковой определены *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. uhligi* Wisn., *Epistomina elschankaensis* Mjatl. и *E. uhligi* Mjatl., т. е. виды, в основном приуроченные к отложениям верхнего келловей. Здесь были встречены *Pseudolamarckina rjasanensis* Uhlig., *Pseudoglandulina oviformis* Terq., имеющие широкое вертикальное распространение, а также *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl. и *L. ericaeformis* Wisn., обычно характерные для среднего келловей. В этом районе наблюдается постепенный переход от образований среднего келловей к отложениям верхнекелловейского подъяруса. Отдельные представители среднекелловейской фауны, видимо, продолжали здесь существовать и в позднекелловейское время.

Северная часть Ульяновско-Саратовского прогиба, Муромско-Ломовский прогиб и разделяющие их поднятия (Волго-Окское междуречье и бассейн р. Хопра). Келловейские отложения выступают на дневную поверхность в долинах рек Волги, Свияги, Суры, Мокши и Оки и их многочисленных притоков в основном севернее широты 54°. Южнее же отдельные их выходы наблюдаются среди поля меловых образований в зоне Сурско-Мокшинского вала, а также на правом склоне Волги в юго-западной части Самарской Луки.

В северной части района, в Горьковском Поволжье, фаунистически охарактеризованные средне- и нижнекелловейские отложения прослеживаются в верхнем уступе правого коренного склона долины р. Волги, в 5 км северо-восточнее г. Лыскова, у с. Исады.

Наиболее отчетливые выходы пород келловейского яруса (от подошвы до кровли), изученные еще А. П. Павловым (1883), отмечены в 23 км южнее г. Тетюши на правом склоне долины р. Волги. В литературе это обнажение известно, как находящееся у д. Долиновки (рис. 74), перенесенной в связи с созданием Куйбышевского водохранилища. Отдельные обнажения пород келловей прослеживаются и в оврагах, выходящих в р. Волгу справа в юго-западной части Самар-

Северная часть Ульяновско-Саратовского прагида
 в Городище, в 30 км севернее г. Ульяновска
 (Н.П. Михайлов, 1964 г.)

У д. Долиновки, в 23 км южнее г. Тетюши
 (А.П. Павлов, 1883 г., Е.В. Милановский, 1940 г.)

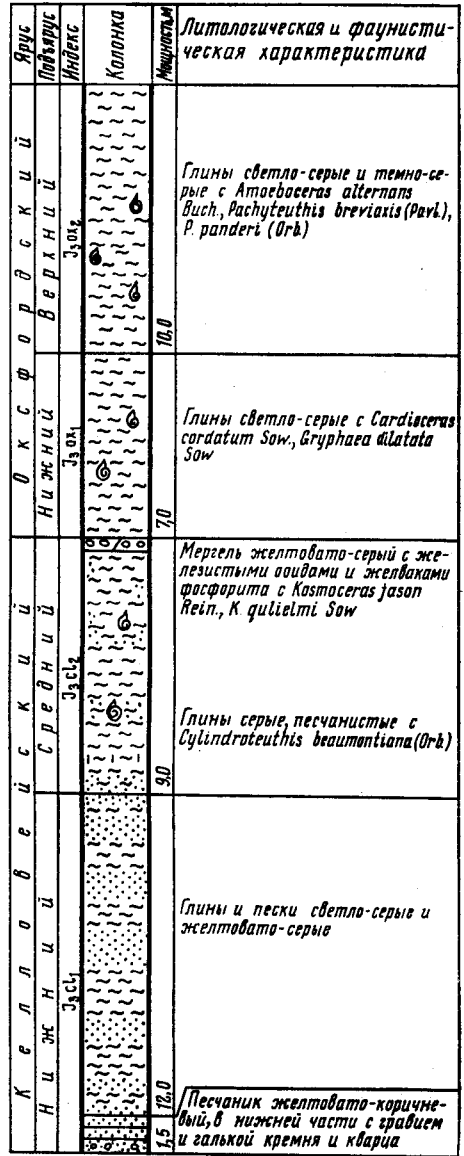
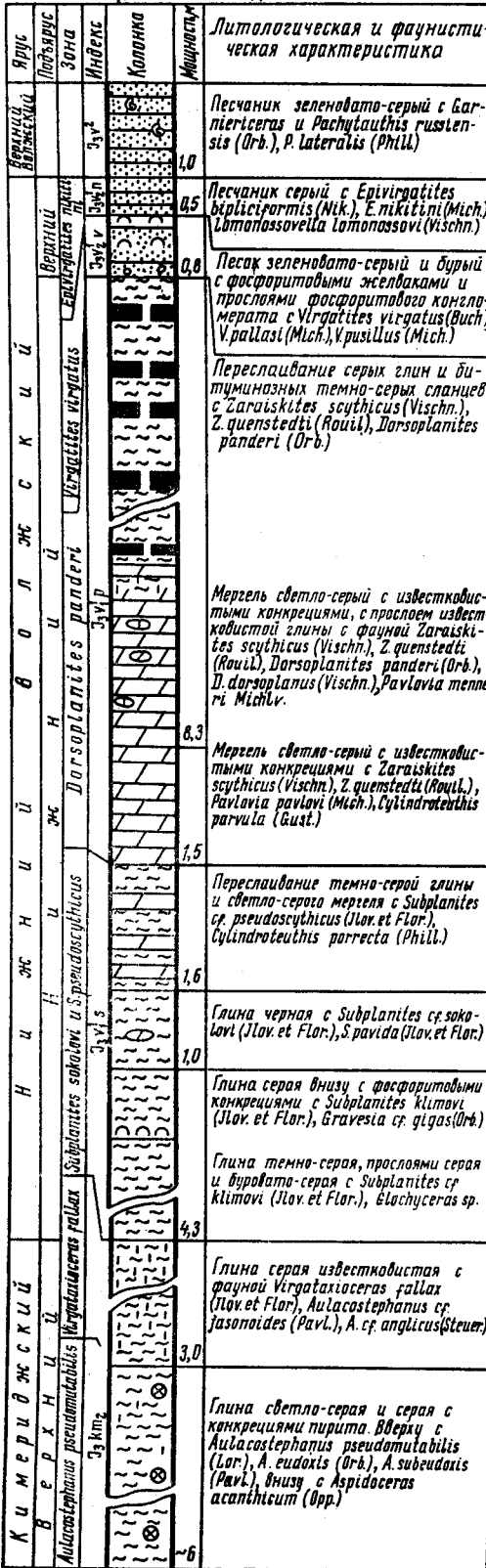


Рис. 74. Разрез отложений келловей и оксфорда у д. Долиновки и нижнего волжского яруса у д. Городище

ской Луки, между селами Батраки и Костычи, а также в долине р. Сызрани у с. Репьевки (в 15 км западнее г. Сызрани).

Хорошо фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего подъярусов келловея видны на правом склоне долины р. Суры от устья р. Мени (с. Порецкое) до устья р. Пьяны, а также на правом склоне долины р. Пьяны в ее верхнем течении. Обнажения келловейских пород описаны и на левом склоне долины р. Мокши от с. Рыбкина (выше г. Краснослободска) до г. Темникова, а также на ее правом склоне и впадающих в нее оврагах ниже с. Теньгушева. Отдельные хорошие разрезы описаны в оврагах, впадающих в р. Оку у с. Шиморского (западнее г. Выксы). Лишь на западе территории, в Муромско-Ломовском прогибе (бассейн Мокши), присутствуют фаунистически охарактеризованные отложения верхнекелловейского подъяруса, на остальной же части территории отмечены образования нижнего и среднего келловея.

Породы нижнекелловейского подъяруса представлены преимущественно глинами серыми, светло-серыми, местами коричнево-серыми и темно-серыми, часто переслаивающимися с такого же цвета алевролитами. Иногда в них содержится и прослой серых песков.

В глинах и алевролитах, обычно известковистых, нередко встречаются стяжения пирита и конкреции сидеритового мергеля, переполненные раковинами пелеципод и аммонитов, а также прозрачные единичные кристаллы и друзы гипса.

Нижняя часть нижнекелловейских образований на правобережье Алатыря, в бассейне ее правого притока — р. Инсара и в долине Мокши, сложена серыми кварцевыми песками, постепенно переходящими в нижележащие песчаные отложения, условно относимые к средней юре, а некоторыми исследователями к нижнему келловею.

Еще Н. А. Богословским (1906) в обнажении, расположенном южнее г. Краснослободска, у д. Литвы, в песках, подстилающих серые несомненно келловейские глины, были обнаружены *Cadoceras cf. surense* Nik., *Kepplerites gowerianus* Sow.; позднее О. К. Ланге (1915) здесь найден *Cadoceras elatmae* Nik. Эти исследователи, а также З. М. Старостина (1937), проводившая работы по правобережью р. Алатыря, причисляли всю песчаную толщу (мощностью до 50 м) к нижнему келловею. А. В. Кузнецов (1937 г.), В. К. Соловьев (1939 г.), В. В. Болковский (1940) и другие относили к келловею только небольшую по мощности (5—6 м) часть этих песков, причисляя всю остальную толщу к средней юре (батскому ярусу).

А. М. Клеванским и В. Ф. Табачковым (1961 г.) на правом склоне долины р. Ладки (левого притока р. Инсара) против с. Б. Петровки (в 40 км севернее г. Саранска) в этих песках в 8 м ниже контакта с глинами были найдены *Macrocephalites cf. macrocephalus* Schlot. и *Kepplerites* sp. На основании этих фаунистических данных вся толща светло-серых песков (мощностью до 37 м) была причислена к нижнему келловею. Обнаружение типичной нижнекелловейской фауны в верхней половине толщи, относимой различными исследователями то к келловею, то к средней юре (бату), показывает, что ее верхняя часть несомненно является нижнекелловейской. Вопрос о возрасте нижней ее половины пока не может быть решен однозначно. И вполне вероятно, что их нижняя часть, как это и отмечают А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков (для бассейна верхнего течения р. Инсара), также относится к нижнему келловею. Это тем более вероятно, что в указанном районе нижележащие несомненно среднеюрские образования представлены глинами.

На Самарской Луке отложения нижнего келловея слагаются серыми и темно-серыми глинами, в нижней части с двумя прослоями

серого мергеля со структурой *cone in cone*. Мощность прослоев не превышает 0,3—0,5 м.

Наибольшие мощности нижнекелловейских отложений отмечены между городами Ульяновском и Саранском. В опорной скважине, находящейся в 28 км юго-западнее г. Ульяновска, у ст. Охотничья, их мощность равна 55 м, а в 6 км севернее г. Саранска, у д. Александровки, — 50 м (А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков, 1961 г.).

Мощность пород нижнего келловея в Муромско-Ломовском прогибе (его северной половине) на правобережье р. Мокши у с. Теньгушево достигает 45 м, она постепенно уменьшается (до полного выклинивания) к северу, к городам Мурому и Выксе. Если в 32 км юго-восточнее г. Выксы, у пос. Новая Эра, мощность глин нижнекелловейского подъяруса, залегающих между отложениями палеозоя и оолитовыми глинами среднего келловея, равна 28 м, то западнее г. Выксы, у с. Шиморского, в аналогичных условиях залегания их мощность составляет всего 12 м (Г. И. Блом, 1955 г.).

Резкое снижение мощностей как нижнекелловейских, так и среднекелловейских образований наблюдается в западной части территории у границ Мордовской АССР и Рязанской области, на западном склоне Муромско-Ломовского прогиба. У с. Зубова Поляна мощность нижнего келловея составляет не менее 30 м, тогда как в 50 км северо-западнее, у станции Кустаревка, вблизи границ этих административных районов, мощность пород нижнего келловея, залегающих также под оолитовыми глинами среднего келловея, равна всего 5 м (М. Г. Эдлин, 1958 г.).

Такое же уменьшение мощности нижнекелловейских, как и вообще юрских отложений отмечено в южной части Муромско-Ломовского прогиба. Так, у г. Нижнего Ломова мощность всего 14 м, а южнее, между этим городом и г. Ртищево, породы нижнего келловея нацело выклиниваются.

В пределах всего Волго-Окского междуречья, в центральной части Ульяновско-Саратовской синеклизы мощности нижнекелловейских отложений обычно не снижаются ниже 20 м и не превышают 30 м (см. рис. 73). Такие же мощности нижнекелловейских отложений отмечены и на Самарской Луке.

Указание С. Г. Дубейковского (1959 г.) на резкое изменение мощностей нижнекелловейских отложений в пределах центральных частей Муромско-Ломовского прогиба, в междуречье Мокши и Парца, ошибочно и связано с неточным проведением границы между нижнекелловейскими и среднеюрскими образованиями. В скважине, пробуренной у с. Торбеево, мощность нижнекелловейских глин и песков с *Cadoceras elatmae*, залегающих между глинами средней юры и нижнего мела, составляет 21 м, тогда как в 26 км восточнее, у с. Самаевки, по данным этого же исследователя, келловейские отложения отсутствуют и породы нижнего мела залегают сразу на батских отложениях. Мощность же пород бата, наоборот (по сравнению со скважиной в Торбеево), возрастает от 9 до 26 м. Суммарные же мощности келловейских и батских отложений в скважинах у сел Торбеево и Самаевки почти равны и составляют соответственно 30 и 26 м.

Средний подъярус келловея представлен глинами желтовато-серыми и светло-серыми, содержащими желтые и коричневатожелтые железистые оолиты (2—3 мм в диаметре), с прослоями желтовато-серых оолитовых мергелей и реже мелкозернистых коричневатожелтых песков. В бассейне верхнего течения Пьяны и нижнего течения Суры, на Самарской Луке среднекелловейский подъярус нацело состоит из желтовато-серых оолитовых мергелей, часто имеющих глыбово-конкреционное сложение. Среднекелловейские отложения хорошо охарактеризо-

ваны фаунистически и, кроме аммонитов, отмеченных выше, часто содержат ростры белемнитов — *Cylindroteuthis beaumontiana* Ogb., *Pachyteuthis panderi* Ogb., *Hibolites hastatus* Bl., раковины *Gryphaea dilatata* Sow., *G. lucerna* Tr., *Oxytoma inaequalvis* Sow., *Dentalium entaloides* Desl., *Rhynchonella alemanica* Roll. и многих других форм.

Мощность отложений среднего келловоя на большей части Волго-Окского междуречья составляет 1,5—2, реже 3 м. Значительное ее увеличение (в 5—6 раз) отмечается на междуречье Суры и Мокши и в бассейне нижнего течения последней. Район повышенных мощностей протягивается (по долготе) на 30—50 км и прослеживается от устья р. Инзы на запад через верховья Инсара (район г. Саранска) к нижнему течению Мокши и ее притоку — р. Ваду (г. Темников и с. Зубова Поляна). На востоке этой полосы, несколько южнее впадения в Суру р. Инзы, в Прудовской опорной скважине мощность отложений среднего келловоя до 11 м (Сазонов, 1957). В бассейне верхнего течения Инсара мощность этих отложений не превышает 8 м (А. М. Клеванский и В. Ф. Табачков, 1961 г.), а в нижнем течении Ирсети, возможно, составляет 10 м (А. А. Котов, 1960 г.). В бассейне же нижнего течения Мокши, у г. Темникова, в Муромско-Ломовском прогибе мощность среднего келловоя равна 11,5 м (В. В. Владимиров, 1959 г.).

На западном склоне Муромско-Ломовского прогиба, на междуречье Вада и Цны, мощность среднекелловейских отложений довольно резко снижается. Если у с. Матвеевского (в 15 км западнее с. Зубова Поляна) она составляет 11 м, то в 25 км северо-западнее, у с. Кустаревки, вблизи границы Мордовской АССР и Пензенской области, всего 1,2 м.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнекелловейского подъяруса установлены в бассейне нижнего течения Мокши. Вполне возможно, что верхняя, незначительная по мощности часть отложений, относимых на основании комплексов микрофауны к среднему келловю, но в которых местами встречаются и верхнекелловейские фораминиферы, в этих участках может быть причислена к верхнему келловю.

Отложения верхнего келловоя представлены глинами коричневатосерыми, известковистыми, с желтыми железистыми оолитами. Местами в глинах встречаются конкреции оолитового мергеля до 0,1 м по длинной оси. Нижняя граница верхнего келловоя неясная, так как глины среднего келловоя имеют одинаковую окраску с ними. Верхняя же граница более отчетливая: глины оксфорда обычно более светлоокрашенные. В бассейне нижнего течения Сивини (правого притока р. Мокши) в этих глинах встречены аммониты *Quenstedticeras lamberti* Sow. (В. К. Соловьев, 1939 г.), что дает основание относить содержащие их породы к верхнекелловейскому подъярису.

На правобережье Мокши, в северо-западной части Мордовской АССР, в отложениях, относимых к верхнекелловейскому подъярису, с такими характерными для этих отложений формами, как *Epistomina elschankaensis* Mjatl., *Ep. uhligi* Mjatl., *Lenticulina tumida* Mjatl., встречено много форм, имеющих широкое вертикальное распространение (*Lenticulina lanceolata* Schw., *L. varians* Vogt. и др.).

Мощность отложений верхнего келловоя в бассейне нижнего течения Мокши обычно не превышает 1 м и лишь в разрезе скважины, заложенной у с. Третьяково, в 12 км южнее г. Темникова, составляет 1,4 м.

Мелекесская впадина. В Мелекесской впадине келловейские отложения вскрыты буровыми скважинами под более молодыми мезозойскими и кайнозойскими отложениями на глубине 150—200 м.

Сохранившиеся от размыва келловейские отложения прослеживаются здесь на левобережье Волги от г. Ульяновска к с. Чердаклы и

далее к г. Мелекессу, в 10—15 км восточнее которого неогеновые отложения сразу залегают на татарских породах. Юго-западнее г. Мелекесса келловейские отложения распространены узкой полосой вдоль долины р. Волги почти до широты г. Тольятти (Ставрополя).

В Мелекесской впадине выделяются фаунистически охарактеризованные отложения нижнего и среднего келловоя. В 25—30 км северо-восточнее г. Сенгиля Ф. Н. Сухановым (1954 г.) при разбуривании Белоярской структуры на основании присутствия в глинах, залегающих над среднекелловейскими образованиями, единичных верхнекелловейских фораминифер выделены и отложения верхнего келловоя.

Отложения нижнего келловоя представлены глинами светло-серыми и темно-серыми, местами с редкими тонкими прослоями мелкозернистых песков. Их мощность непостоянна и не превышает 20 м. Выделение отложений нижнего келловоя основывается лишь на фауне фораминифер, причем в отдельных разрезах (Мелекесская опорная скважина) нижнекелловейские, так же как и вообще келловейские образования, не выделяются и, видимо, ошибочно их нижняя часть причисляется к среднеюрским, а верхняя — к оксфорд-кимериджским отложениям.

Средний келловей слагается также глинами светло-серыми, в нижней части с прослоями мергеля желтовато-серого с железистыми оолитами. В глинах встречены: *Spirophthalmidium monstrum* E. Вук., *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. ex gr. mira* Kos. Мощность среднекелловейских образований 11—12 м.

Отложения верхнего келловоя, которые выделяются довольно условно, представлены темно-серыми глинами.

Ф. Н. Суханов отмечает, что мощность их в скважинах, пройденных на Белоярской структуре (40—45 км юго-западнее г. Мелекесса), не превышает 13 м. В этих отложениях обнаружены: *Planularia colligata* Вгйск., *L. primaformis* Wisn., часто встречающиеся в отложениях верхнего келловоя других районов, а также *Lenticulina subgaleata* Wisn., обычно характерная для оксфорда. Общая мощность келловейских отложений в скважине, пробуренной у с. Чердаклы (в 30 км восточнее г. Ульяновска), достигает 42 м (П. Д. Павлов и Д. А. Николишин, 1956 г.), у д. Озерки (в 40 км юго-западнее г. Мелекесса) составляет 38 м (А. И. Мелехин и Н. П. Зайцева, 1955 г.), а в 20 км восточнее г. Мелекесса снижается до 20 м (П. Д. Павлов и Е. К. Дементьев, 1958 г.).

Южная часть Ульяновско-Саратовского прогиба, Жигулевско-Пугачевский свод и Прикаспийская синеклиза. Отложения келловейского яруса выступают на дневную поверхность в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба по правобережью Волги только в районе Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций. обнажения прослеживаются по рекам Курдюму и Чардыму и их притокам северо-западнее и севернее г. Саратова — от района с. Елшанки на юге до с. Тепловки на севере.

На юге Саратовской области в пределах Доно-Медведицких поднятий небольшие выходы фаунистически охарактеризованных пород келловоя видны в оврагах, впадающих в р. Иловлю справа, между селами Гвардейским и Тетеревяткой (50 км юго-западнее г. Красноармейска). На остальной части прогиба они вскрыты буровыми скважинами. На левобережье Волги, на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, отдельные хорошие обнажения пород келловоя наблюдаются в верховьях рек Таволжанки и Съезжей (левых притоков р. Самары), а также у сел Летникова, Ореховки, Богдановки и Яблонового Врага.

Такие же небольшие, но отчетливые выходы келловейских глин описаны и на склонах долины Большого Иргица и ее притока р. Каралыка

у сел Щелкова, Костина, Денгизбаева, Кумраси и Морши. Небольшие обнажения пород келловей прослежены и в верховьях оврага Каменная Солянка у с. Натальин Яр (18 км юго-восточнее г. Перелюба) в восточной части Саратовской области.

В пределах Прикаспийской синеклизы отложения келловейского яруса вскрыты лишь буровыми скважинами.

Если на правом берегу Волги в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба келловейский ярус, так же как и в Прикаспийской синеклизе, представлен всеми тремя подъярусами, то на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода развиты лишь отложения нижнего и среднего подъярусов, а образования верхнего подъяруса присутствуют лишь вблизи прибортовых участков Прикаспийской синеклизы (Саратовская область). В левобережной части Куйбышевской области глины верхнего келловейского яруса мощностью 9 м встречаются лишь у с. Малая Глушица на правом берегу Б. Иргиза (в 80 км южнее г. Куйбышева).

Отложения нижнего подъяруса келловейского яруса слагаются преимущественно серыми и темно-серыми глинами, местами с прослоями более светлоокрашенных алевролитов. В нижней части подъяруса на левобережье Волги, в бассейнах Таволжанки, Съезжей, Чапаевки и Б. Иргиза присутствуют два-три прослоя темно-серого мергеля мощностью от 0,2 до 0,5 м, а местами также и прослой серого песка. В глинах келловейского яруса довольно часто встречаются конкреции глинистого сидерита с раковинами моллюсков и крупные кристаллы гипса.

Мощность отложений нижнекелловейского подъяруса в Ульяновско-Саратовском прогибе в северной части Саратовской области обычно составляет 18—23 м. В южной части, в верховьях р. Иловли, она возрастает до 35 м (В. И. Никитина, 1950 г.). Значительное увеличение мощности наблюдается и на левобережье Волги, в восточной части Куйбышевской области. Здесь в верховьях правобережных притоков р. Съезжей (северо-восточнее с. Алексеевки) она составляет 43—44 м (М. Н. Морев, 1947 г.), а в верхнем течении реки достигает 50 м и даже несколько более (П. А. Леонович, 1943 г.). В бассейне этой реки в описываемых отложениях найдены: *Cadoceras elatmae* Nik., *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Chamoussetia chamousseti* Orб., т. е. типичные нижнекелловейские формы. В западной части Куйбышевского Заволжья мощность отложений нижнего келловейского яруса значительно уменьшается вплоть до полного их выклинивания. Так, по правобережью р. Чапаевки у с. Богдановки она составляет 20 м, а в 30 км северо-восточнее у северного конца с. Яблоновый Браг (35 км южнее г. Куйбышева) келловейские образования совершенно выклиниваются и на породах триаса или перми здесь залегают глины нижнего волжского яруса.

Южнее по Б. Иргизу выклинивание отложений нижнекелловейского подъяруса происходит примерно на той же долоте у с. Большая Дергуновка, в 85 км южнее г. Куйбышева (М. Н. Морев, 1953 г.).

В Прикаспийской синеклизе, судя по разрезу Новоузенской опорной скважины, мощность пород нижнего келловейского яруса, представленных здесь также глинами, снижается до 10 м, хотя мощность отложений верхнего подъяруса юры значительно возрастает.

Возможно, это обстоятельство связано с неточной отбивкой границ, так как даже в скважинах, пройденных в прибортовых частях синеклизы, мощность отложений нижнего келловейского яруса в 2 раза больше. Так, в скважине, заложенной в 12 км западнее г. Ершова у с. Ершовский 2, их мощность составляет 18 м (В. И. Курлаев, 1964 г.).

Отложения среднего келловейского яруса распространены более ограниченно. Они отсутствуют в пределах почти всего Куйбышевского Заволжья и

отмечены только в верховьях правобережных притоков рек Съезжей и Таволжанки вблизи границы Куйбышевской и Оренбургской областей, причем здесь также выделяются условно. По правобережью Волги в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба эти отложения представлены глинами желтовато-серыми, серыми и темно-серыми, алевро-тистыми, с прослоями желтовато-серых песчаников, с конкрециями серого глинистого известняка. В районе Елшанского поднятия средний келловей местами выражен желтовато-серыми песками с прослоями такого же цвета глин.

По фауне аммонитов в Саратовском правобережье средний келловей подразделяется на две зоны — нижнюю с *Kosmoceras jason* и верхнюю с *Erynoceras coronatum*. В полных разрезах этого подъяруса, когда его мощности достигают 15 м, на долю нижней зоны приходится около 5 м. Обычно же мощность среднекелловейского подъяруса в этом районе изменяется от 5 до 10 м.

На южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода отложения среднего келловая выделяются лишь условно в верховьях р. Таволжанки, в правобережных притоках р. Съезжей и верховьях левобережных притоков Б. Иргиза. К среднему келловей здесь относят зеленовато-серые пески и песчаники, прикрывающие нижнекелловейские глины. Их мощность не превышает 4—5 м и лишь местами на правобережье р. Съезжей достигает 8 м (М. И. Морев, 1947 г.). Над этими песками, не содержащими фаунистических остатков, в основании вышележащих нижне-волжских образований залегает конгломерат, состоящий из фосфоритовых галек. По р. Гусихе — левому притоку Б. Иргиза, в южной части Куйбышевской области в нем наряду с раковинами таких типичных среднекелловейских аммонитов, как *Kosmoceras jason* Rein., *Erynoceras coronatum* Brug., обнаружены верхнекелловейские и оксфордские формы (Н. Е. Фролова, 1949 г.). Этот факт несомненно указывает на присутствие здесь отложений среднего келловая, которые впоследствии в предранневолжское время были размыты.

В Прикаспийской синеклизе и ее прибортовых частях отложения среднего келловая представлены внизу глинами серыми и темно-серыми, тогда как верхняя их часть состоит из темно-серых мергелей (Новоузенская опорная скважина). Мощность среднекелловейских образований в этой скважине определяется различными исследователями от 8 до 15 м. Это связано с тем, что нижняя граница подъяруса неотчетлива и глины нижнего келловая постепенно сменяются почти такими же глинами среднего келловая. В средней части подъяруса в этой же скважине встречены фораминиферы *Epistomina mosquensis* Uhlig., *E. uhligi* Mjatl., *Fronicularia spatulata* Terq., много пелеципод и аммонитов *Hecticoceras* cf. *brighti* Pratt.

Мощность отложений среднего келловая в скважинах, пройденных в прибортовых частях Прикаспийской синеклизы, варьирует от 5 до 25 м.

Отложения верхнего подъяруса келловая присутствуют как на правобережье Волги, в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба, так и на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода в Саратовском левобережье. В пределах же Куйбышевского Заволжья эти отложения не встречены *in situ* и только в конгломерате, залегающем в основании нижнего волжского яруса на левобережье Б. Иргиза, встречен типичный верхнекелловейский аммонит *Quenstedticeras lamberti* Sow. (Н. Е. Фролова, 1949 г.).

В Саратовском правобережье отложения верхнего келловая состоят из серых, темно-серых и зеленовато-серых глин, нередко содержащих желваки пирита и крупные конкреции (до 2 м) мергеля, в которых

часто содержится много фаунистических остатков. Мощность отложений верхнего келловея здесь изменяется от 15 до 35 м, составляя обычно не более 20 м.

Как указывалось ранее, отложения верхнекелловейского подъяруса Саратовского правобережья по фауне аммонитов расчленяются на две зоны: нижнюю зону с *Peltoceras athleta* Phil. и верхнюю — с *Quenstedticeras lamberti* Sow., причем в последней выделяются две подзоны — нижняя с *Quenstedticeras lamberti* Sow. и верхняя — с большим количеством аммонитов *Q. mariae* Orb.

В Саратовском левобережье в прибортовых частях Прикаспийской синеклизы, так же как и в самой синеклизе, отложения верхнего келловея состоят из глин серых и темно-серых, местами с прослоями мергеля. Мощность этих отложений значительно увеличивается от прибортовых частей синеклизы к ее центральной части. В прибортовых частях синеклизы она обычно изменяется от 14 до 20 м и лишь в отдельных скважинах возрастает до 35 м (см. рис. 71). В Новоузенской опорной скважине их мощность определяется в 50 м (В. Г. Камышева-Елпатьевская, 1959 г.) или даже в 65 м (Н. И. Ускова, 1952 г.); последняя цифра принята в таблицах сопоставления районных стратиграфических схем. Неоднозначное определение мощностей верхнего келловея связано с тем, что он перекрывается такими же глинами, а фаунистические остатки встречены только в средней части этих образований.

В Новоузенской скважине в глинах, относимых к верхнему келловею, встречены: *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. polonica* Wisn., *Epistomina elschankaensis* Mjatl., *Fronicularia glanduloides* Wisn.

Оксфордский ярус

Отложения оксфордского яруса распространены значительно меньше, чем келловейские. Они присутствуют лишь на отдельных участках в Вятско-Камской впадине и в восточной части Московской синеклизы (бассейны верхних течений рек Камы и Вятки). В пределах Муромско-Ломовского прогиба (бассейны рек Мокши и Хопра), в области Доно-Медведицких поднятий (бассейны Самары и Иловли) и на Жигулевско-Пугачевском своде (бассейны Самары и Б. Иргиза) они нередко выпадают из разрезов. Присутствие на отдельных участках морских сравнительно немелководных оксфордских образований в этих районах указывает на то, что на других они были, видимо, размывы.

Залегают отложения оксфорда на различных горизонтах келловея, а перекрываются то глинами нижнего кимериджа, то отложениями нижнего волжского яруса. Полный разрез оксфордских образований вскрыт в северной половине Ульяновско-Саратовского прогиба и Прикаспийской синеклизе, где присутствуют отложения обоих подъярусов.

В северной половине Ульяновско-Саратовского прогиба образования верхнего оксфорда и нижнего кимериджа близки по литологическому составу и фаунистической характеристике и часто объединялись в особый секванский ярус или показывались как нерасчлененные отложения верхнего оксфорда — нижнего кимериджа. На значительной части рассматриваемой территории распространены лишь отложения нижнеоксфордского подъяруса. В бассейнах же средних течений р. Суры и р. Булы (левого притока р. Свияги) отложения нижнего оксфорда отсутствуют и глины верхнеоксфордского подъяруса непосредственно залегают на породах среднего келловея.

В пределах почти всей территории отложения оксфордского яруса состоят в основном из глин серых и темно-серых, местами со стяже-

ниями мергеля и желваками фосфорита. Лишь в восточной части Московской синеклизы и Вятско-Камской впадине образования, относимые часто условно к оксфорду, состоят из песков, переслаивающихся с глинами. Наибольшие мощности оксфордских отложений отмечены в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (до 40 м) и Прикаспийской синеклизе (до 115 м). На остальной части территории их мощность обычно не превышает 20 м.

Расчленение оксфорда на два подъяруса проводится по фауне аммонитов и фораминифер, причем в нижнем подъярусе местами выделяются зоны с *Cardioceras cordatum* и *Perisphinctes martelli*; нижняя зона — с *Cardioceras praecordatum* — на описываемой территории не прослеживается.

В нижней части нижнего оксфордского подъяруса, т. е. в зоне с *Cardioceras cordatum* Sow., встречаются: аммониты — *Cardioceras excavatum* Sow., *C. vertebrale* Sow., *C. rouillieri* Nik., *C. tenuicostatum* Nik., *C. rotundatum* Nik., *Peltoceras arduennense* Orb.; фораминиферы — *Spirophthalmidium birmensdorfense* Kübl. et Zw., *Lenticulina posttumida* Dain, *L. brückmanni* Mjatl., *L. compressiformis* Paalz., *Epistomina volgensis* Mjatl., *E. pervagata* Dain, *E. brückmanni* Grig.; остракоды — *Palaeocytheridea volema* Lüb., *P. volgaensis* Mand. и некоторые другие.

В западной части территории (Муромско-Ломовский прогиб) развиты отложения лишь одной зоны с *Cardioceras cordatum*.

Отложения верхней зоны нижнеоксфордского подъяруса распространены весьма ограниченно и отмечены в основном в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Для нее типичны аммониты *Perisphinctes martelli* Orp., *Cardioceras zenaidae* Il'ov., *C. ilovaiskii* M. Sok. и фораминиферы *Spirophthalmidium stufense* Paalz., *S. sagittum* E. Вук., *Lenticulina compressiformis* Paalz., *Epistomina nemunensis* Grig., *E. volgensis* Mjatl. var. *gracilis* Dain; комплекс же остракод весьма сходен с комплексом нижележащей зоны.

Для отложений верхнего подъяруса оксфорда характерны аммониты *Amoeboceras alternans* Buch. и *A. bauchini* Orp. и часто встречаются фораминиферы *Ammobaculites elenae* Dain, *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. wisniowskii* Mjatl., *Pseudoglandulina tutkowskii* Mjatl.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. В Вятско-Камской впадине фаунистически охарактеризованные отложения, относимые к оксфорду (верхнему), встречены Н. Г. Кассиным у с. Кай, на левом склоне долины р. Камы (50 км северо-восточнее пос. Рудничного).

Здесь над песками келловеев залегают серые глины мощностью до 1,5 м с желваками фосфорита. В глинах обнаружены: *Cardioceras* sp., *Pachyteuthis panderi* Orb., *Cylindroteuthis pusozi* Orb. и *Aucella bronni* Rouil. Вполне вероятно, что на левобережье Камы к отложениям оксфорда относится небольшая по мощности часть глин и песков, залегающих под фаунистически охарактеризованными нижеволжскими глинами, а у д. Трушниковской (юго-западнее с. Лойно) — под слоем (0,2 м) глины с фауной нижнего кимериджа. Мощность отложений оксфорда в Вятско-Камской впадине не превышает 15 м.

Более значительная мощность отложений оксфорда в восточной части Московской синеклизы, в бассейне р. Кобры, хотя и здесь они плохо фаунистически охарактеризованы и описываются совместно с породами кимериджа. Представлены они светло-серыми и серыми песками, часто переслаивающимися с такого же цвета алевролитами и глинами. Аналогичный состав пород и в бассейне Летки (правый приток Вятки).

В оксфордских отложениях в бассейне Кобры найдены: *Pachyteuthis panderi* Or b., *P. kirghisensis* Or b. и *Cylindroteuthis porrecta* Phill., т. е. формы, встречающиеся как в оксфорде, так и в кимеридже. Кроме того, А. В. Хабаковым (1924 г.) у д. Большие Сычуги на р. Кобре найден позвонок ихтиозавра *Macropterygius trigonus* Owen., что указывает на кимеридж или оксфорд. Мощность этих отложений в восточной части Московской синеклизы достигает 21 м (Г. И. Блом, 1954 г.), и, вероятно, преобладающая часть разреза все же принадлежит оксфорду.

В южной части Московской синеклизы отложения оксфорда присутствуют в бассейне среднего течения Ветлуги и в бассейне Узолы (Ковернинская впадина). Они представлены глинами серыми и светло-серыми, известковистыми, в нижней части с прослоями серых мергелей.

В обнажении на правом склоне долины р. Ведомости (левого притока Узолы), у д. Карпово (40 км северо-западнее г. Семенова), в мергеле из нижней части оксфордских отложений обнаружены нижнеоксфордские аммониты *Cardioceras vertebrale* Sow., *C. excavatum* Sow., а также пеллециподы *Gryphaea dilatata* Sow., *Astarte cordata* Tr.

В этом разрезе, а также в скважинах, прошедших полностью отложения оксфорда, в верховьях правобережных притоков Ветлуги — рек Воле и Каменки встречены фораминиферы: *Spirophthalmidium saggitum* Вук., *S. monstruosum* Вук., *Epistomina stelligeraeformis* Mjatl., *E. volgensis* Mjatl. и некоторые другие нижнеоксфордские формы, дающие полное основание относить содержащие их породы к нижнему оксфорду. Мощность нижнеоксфордских образований в бассейне Узолы 12 м, а на правобережье Ветлуги, в ее среднем течении, 20 м (Г. И. Блом, 1957 г.).

В бассейне Узолы присутствуют также и отложения верхнего оксфорда, состоящие из светло-серых и серых глин. В. А. Шохиной (1956 г.) в них определены фораминиферы, встречающиеся в отложениях как верхнего оксфорда, так и кимериджа. Мощность этих глин не превышает 10 м. Вполне вероятно, что их верхняя, небольшая по мощности часть принадлежит также и кимериджу.

Муромско-Ломовский и Ульяновско-Саратовский прогибы и разделяющие их поднятия. Отчетливые разрезы пород всего оксфордского яруса прослеживаются на правом склоне долины Волги, начиная от с. Большие Ундоры (30 км севернее г. Ульяновска) до с. Пролей-Каши (50 км севернее этого города) в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Обнажение фаунистически охарактеризованных оксфордских пород (см. рис. 74) было описано здесь еще А. П. Павловым (1883) в 25 км южнее г. Тетюши, у д. Долиновки, не существующей в настоящее время. Отдельные обнажения пород оксфорда прослеживаются на восточном склоне Ульяновско-Саратовского прогиба в западной части Самарской Луки. Здесь выходы фаунистически охарактеризованных пород как нижнего, так и верхнего подъярусов известны восточнее г. Сызрани, на правобережье р. Волги у сел Батраки и Костычи и западнее по р. Сызрани у с. Большая Репьевка.

Нижнеоксфордские отложения представлены глинами светло-серыми и серыми, известковистыми, часто содержащими желваки фосфорита. Такой литологический состав их отмечается в пределах всего Ульяновско-Саратовского и Муромско-Ломовского прогибов. От западной части Самарской Луки (район г. Сызрани) мощность отложений (максимальная до 30 м) закономерно уменьшается как к северу, так и к югу. В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в районе г. Ульяновска и севернее его, она равна 8—10 м, а южнее, в Саратовском правобережье, у с. Базарный Карабулак, не более 12 м.

В пределах Саратовских и Доно-Медведицких дислокаций мощность отложений нижнего оксфорда нигде не превышает 20 м. Западнее г. Сызрани она постепенно снижается и в западной части Пензенской области и Мордовской АССР, в бассейне нижнего течения р. Мокши, обычно не превышает 6 м. В южной же части Муромско-Ломовского прогиба мощность равна 3 м (Нижний Ломов), а в северной части — 4 м (г. Выкса). Южнее г. Нижний Ломов и севернее г. Выксы отложения нижнего оксфорда полностью размыты в предваланжинское время.

В западной части Самарской Луки в нижней половине нижнеоксфордского подъяруса найдены *Cardioceras cordatum* Sow., *C. vertebrale* Sow. и в верхней *Cardioceras ilovaiskii* M. Sok. и *C. zenaidae* Il'ov. (Н. Т. Сазонов, 1937 г.).

В Муромско-Ломовском прогибе, в бассейне нижнего течения Суры, мощность нижнеоксфордских отложений не превышает 6 м; в них встречены (определения П. А. Герасимова): *Cardioceras kostromensis* Nik., *C. tenuistriatum* Bog., *Pachyteuthis panderi* Orb., *Astarte cordata* Tr., *A. depressoides* Lah., *A. saufagei* Log., *Gryphaea dilatata* Sow., *Nucula calliope* Orb., *Parallelodon keyserlingi* Orb., *P. pictum* Mil., *Dentalium entaloides* Desl., *D. gladiolus* Eichw., *D. notabilis* Sinz., *Natica calypso* Orb., *Pleurotomaria münsteri* Roem. и ряд других форм (Г. И. Блом, 1955 г.).

Отложения верхнеоксфордского подъяруса представлены глинами серыми, светло-серыми, известковистыми, местами содержащими стяжения светло-серого мергеля. Наибольшая мощность этих отложений отмечена в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба на правом берегу р. Волги у г. Ульяновска и на междуречье Свияги и Суры и в бассейне среднего течения последней (см. рис. 72). Так, в верховьях р. Булы, в районе с. Батырева, и на левобережье р. Суры у пос. Южный Орлик (30 км северо-восточнее г. Алатьяра) их мощность достигает 19—20 м (В. Ф. Табачков, 1961 г.), тогда как в районе г. Сызрани, в западной части Самарской Луки, не превышает 10—11 м (Н. Т. Сазонов, 1937 г.). Южнее широты г. Сызрани, в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба, отложения верхнего оксфорда не имеют сплошного распространения и встречаются на изолированных друг от друга участках.

В западной части рассматриваемой территории, в Муромско-Ломовском прогибе, в бассейне р. Мокши, отложения верхнего подъяруса оксфорда вообще не отмечены.

Отложения верхнего оксфорда хорошо фаунистически охарактеризованы в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, где в них встречены такие типичные верхнеоксфордские аммониты, как *Amoeboceras alternans* Buch и *A. tuberculata alternans* Nik., а также *Ringteadia cuneata* Tr., распространенная и в нижнем кимеридже. Комплекс фораминифер не особенно характерен и отличается от нижнеоксфордского значительным сокращением представителей родов *Epistomina* и *Spirophthalmidium*.

Мелекесская впадина, Жигулевско-Пугачевский свод и Прикаспийская синеклиза. Отложения оксфордского яруса в этих районах вскрыты лишь буровыми скважинами. В Мелекесской впадине они распространены начиная от г. Мелекесса до г. Ульяновска, а южнее — в узкой полосе вдоль долины р. Волги почти до широты г. Ставрополя. Фаунистически охарактеризованные отложения оксфорда известны также на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и в Прикаспийской синеклизе.

В пределах Куйбышевского Заволжья, на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, отложения оксфорда почти полностью раз-

мыты и только в конгломерате, залегающем в основании нижнего волжского яруса в южной части Куйбышевской области, вместе с переотложенными келловейскими аммонитами встречен типичный нижнеоксфордский аммонит *Cardioceras cordatum* Sow. (Н. Е. Фролова, 1949 г.). В единственном пункте Куйбышевского Заволжья на левобережье Б. Иргиза у с. Малая Глушица (80 км южнее г. Куйбышева) скважиной под отложениями кимериджа вскрыты серые глины оксфорда мощностью до 13 м, содержащие в нижней части *Cardioceras cordatum* Sow., а в верхней *Amoeboceras alternans* Buch, т. е. формы, характерные для нижнего и верхнего оксфорда. Севернее этого района, в Мелекесской впадине, выделяются фаунистически охарактеризованные отложения нижнего оксфорда, а южнее, в Прикаспийской синеклизе и прибортовых ее участках, также по фаунистическим данным могут быть выделены отложения нижнего и верхнего подъярусов.

Отложения нижнеоксфордского подъяруса в Мелекесской впадине и на участках, прилегающих к Прикаспийской синеклизе, а также в пределах синеклизы состоят из глин серых и темно-серых, известковистых, содержащих желваки фосфорита, а в верхней части редкие прослой мергелей.

В Мелекесской впадине в нижнеоксфордских глинах встречены *Cardioceras* sp. и фораминиферы: *Spirophthalmidium milioliniforme* Paalz., *Sp. carinatum* Küb. et Zw., *Lenticulina münsteri* Roem., *L. crapidula* Ficht. et Moell. Мощность этих отложений, судя по разрезам скважин, пройденных в 30—35 км юго-западнее г. Мелекесса на междуречье Черемшана и Волги, составляет 11—14 м (Ф. Н. Суханов, 1954 г.).

В Саратовском левобережье, в районах, прилегающих к Прикаспийской синеклизе, присутствуют в основном лишь отложения нижнего оксфорда, отложения же верхнего, видимо, размыты. Мощность оксфордских пород, часто содержащих *Cardioceras cordatum* Sow., *C. tenuicostatum* Nik., обычно не превышает 15—18 м и лишь в разрезе единичных скважин, расположенных в 70—80 км восточнее г. Энгельса, достигает 25 м (В. А. Морозов, 1964 г.).

В пределах Прикаспийской синеклизы в Новоузенской опорной скважине они представлены темно-серыми глинами мощностью 78 м. В глинах встречены *Cardioceras cordatum* Sow. и нижнеоксфордские фораминиферы: *Spirophthalmidium birmensdorfense* Küb. et Zw., *Epistomina volgensis* Mjatl., *Lenticulina brückmanni* Mjatl., *L. postumida* Dain.

Отложения верхнего оксфорда на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода сохранились лишь на отдельных участках, в преобладающем же большинстве разрезов они отсутствуют и на отложениях нижнего оксфорда лежат породы нижнего волжского яруса или даже мела. А. Н. Иванова и другие (1958 г.) отмечают, что в 45—50 км восточнее г. Энгельса на Советской разведочной площадке встречены отпечатки раковин *Amoeboceras alternans* Buch; это несомненно указывает на то, что местами отложения верхнего оксфорда сохранились от размыва. Мощность отложений, видимо, весьма незначительна, но в связи с недостаточным выходом керна определить ее точно не удается.

В Прикаспийской синеклизе верхний оксфорд сложен глинами темно-серыми, известковистыми, местами содержащими прослой серых алевролитов. Их мощность в Новоузенске не определяется однозначно, и согласно районным стратиграфическим схемам, принятым на совещании 1958 г., определяется в 27 м, тогда как В. Г. Камышева-Елпатьевская и другие исследователи считают ее равной 42 м.

Кимериджский ярус

Кимериджские отложения в пределах всей территории распространены довольно ограниченно. На севере, в Вятско-Камской впадине, они отмечены лишь в отдельных участках по левобережью Камы. В Московской синеклизе фаунистически охарактеризованные породы кимериджа описаны только на ее южном склоне (Ковернинская впадина). В отличие от нижележащих образований кимериджские отложения отсутствуют в пределах всей юго-западной части территории (Муромско-Ломовский прогиб). В Ульяновско-Саратовском прогибе они не встречаются западнее долготы 46°, а на юге граница их распространения в основном ограничивается широтой г. Сызрани, и только на отдельных участках они вскрыты скважинами в северной части Саратовской области. На левобережье Волги отложения яруса описаны в Мелекесской впадине и в Прикаспийской синеклизе; на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода они сохранились от размыва на ничтожных по площади участках.

Кимериджский ярус расчленяется на два подъяруса, из которых нижний представлен такими же серыми известковистыми глинами, как и нижележащие отложения верхнего оксфорда; фаунистически ярус охарактеризован недостаточно. Отложения нижнего кимериджа еще С. Н. Никитиным (1881) объединялись с верхнеоксфордскими под названием «альтерновых слоев» и относились к оксфорду, а в 1903 г. Д. И. Иловайским выделялись в особый секванский ярус. А. М. Жирмунский (1916) отметил, что и в верхнем оксфорде и в нижнем кимеридже присутствуют аммониты из группы *Cardioceras alternans* В u c h, но так как верхняя часть этих альтерновых глин содержит представителей *Rasenia stephanoides* О р р. и *Rasenia trimera* О р р., она должна быть отнесена к кимериджу (зона *Orpelia tenuilobata* Западной Европы). Нижнюю часть альтерновых глин, содержащую типичные *Cardioceras alternans* В u c h, он причислял к верхнему оксфорду. В дальнейшем представления А. М. Жирмунского получили почти всеобщее признание и нашли отражение в принятых унифицированных схемах. Правда, А. Н. Розанов (1918) и ряд других исследователей все же продолжали все альтерновые слои причислять к кимериджу.

В нижнем подъярусе кимериджа рассматриваемой территории встречаются такие аммониты, как *Prorasenia stephanoides* О р р., *Desmosphinctes (Perisphinctes) pralairei* Favre, *D. mniownikensis* Nik., *Amoeboceras kitchini* Salf., являющиеся руководящими нижнекимериджскими видами почти для всей Русской платформы. В этих отложениях также часто встречаются *Ringsteadia cuneata* Tr., *Cylindroteuthis puzosi* O r b., *Loripes scaphoideus* K r., *L. kostromensis* G e g a s. и ряд других форм.

Комплекс фораминифер нижнекимериджского подъяруса недостаточно изучен, отмечены *Epistomina alta* Dain и *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* Dain, которые встречаются вместе с верхнеоксфордскими представителями. Остракоды *Palaeocytheridea baculumbajula* M a n d., *P. volgensis* M a n d., *P. monstrata* L ü b. и др. обнаружены также и в вышележащих образованиях верхнего кимериджа. Мощность отложений нижнего кимериджа нигде не превышает 20 м.

Образования верхнего подъяруса кимериджа распространены на меньшей части территории, чем породы нижнего. Они встречаются только в районах Ульяновского Поволжья, Мелекесской впадины, Прикаспийской синеклизы и в ряде пунктов на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода.

Отложения верхнего кимериджа также представлены глинами серыми и темно-серыми, известковистыми, обычно имеющими мощность не более 15—20 м. По фауне аммонитов местами в районе Ульяновского Поволжья в верхнекимериджском подъярусе выделяются две зоны. На нижнюю зону — с *Aulacostephanus pseudomutabilis* L o r., *A. eudoxus* O g b., *Aspidoceras acanticum* O p p. — приходится основная по мощности часть верхнекимериджского подъяруса. В ней обычно встречаются фораминиферы: *Lenticulina korlaensis* D a i n, *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* D a i n, *Epistomina praereticulata* M j a t l., *E. alveolata* M j a t l.

Верхняя зона верхнего кимериджа распространена только на отдельных участках Тетюшско-Ульяновского Поволжья. Приводимые для нее в унифицированной схеме характерные аммониты встречаются редко и на исследованной территории их вертикальное распространение еще недостаточно точно установлено. Здесь обнаружены *Aulacostephanus subundorae* P a v l., *Virgataxioceras fallax* I l o v. и некоторые другие формы. В комплексе фораминифер наряду с такими формами, как *Ammobaculites verus* D a i n и *Globulina circumflua* D a i n, описано много форм, приуроченных и к вышележащим отложениям нижнего волжского яруса. Отмеченные здесь остракоды довольно широко распространены почти по всему разрезу кимериджа.

Нижняя граница кимериджа весьма условна и может быть определена в однообразной толще серых глин лишь при наличии характерной фауны аммонитов; верхняя граница яруса обычно отчетлива и проводится в основании прослоя фосфоритового конгломерата, залегающего в основании отложений нижнего волжского яруса, или по прослою мергеля, приуроченного к нижней части последнего.

Хорошие обнажения фаунистически охарактеризованных кимериджских пород прослеживаются на правом склоне долины р. Волги, севернее д. Городище (30 км севернее г. Ульяновска).

Вятско-Камская впадина и Московская синеклиза. В этих районах отмечены только отложения нижнего кимериджа. В пределах Вятско-Камской впадины они описаны еще Н. Г. Кассиным (1928) на левобережье Камы, между с. Лойно и д. Трушниковской (1,5 км юго-западнее с. Лойно). Здесь под фаунистически охарактеризованными образованиями нижнего волжского яруса в верхней части песков, переслаивающихся с темно-серыми глинами и песчаниками мощностью до 1 м, были найдены обломки раковин *Oppelia tenuilobata* O p p., *Prorasenia* cf. *stephanoides* O p p. и *P.* cf. *trimera* O p p.

По литологическому составу эти отложения очень близки к подстилающим их оксфордским и келловейским, а так как фаунистические остатки встречаются в них довольно редко, то они часто описываются вместе с келловейскими и оксфордскими. Сохранились отложения кимериджа от размыва только на отдельных, весьма небольших по площади участках.

В Московской синеклизе (имеется в виду небольшая часть синеклизы, которая входит в пределы рассматриваемой территории) эти отложения, видимо, также имеют незначительную мощность и присутствуют на отдельных участках. В восточной части синеклизы они фаунистически не охарактеризованы. Вероятно, верхняя часть песков, переслаивающихся с глинами, находящаяся между отложениями келловей и нижнего волжского яруса, относится к нижнему кимериджу. На южном склоне синеклизы образования нижнего кимериджа отмечены в бассейне верхнего течения р. Узолы (в западной части Ковернинской впадины). Здесь в темно-серых глинах, вскрытых скважинами у с. Сельского (35 км севернее г. Городца), у границы Горьковской и Иванов-

ской областей и в некоторых других пунктах, Н. Т. Сазоновым (1956 г.) отмечены *Desmosphinctes mniownikensis* Nik. и *Prorasenia* ex gr. *stephanoides* Orp., т. е. типичные нижнекимериджские формы. Мощность этих отложений 5—10 м.

Ульяновско-Саратовский прогиб и Мелекесская впадина. В Ульяновско-Саратовском прогибе кимериджские отложения распространены лишь в его северной части. Южнее г. Сызрани они встречены на отдельных участках, причем южными пунктами их распространения являются районы г. Вольска и с. Кикино (120 км севернее г. Саратова). Фаунистически охарактеризованные образования нижнекимериджского и верхнекимериджского подъяруса выделяются только в Ульяновско-Саратовском прогибе. В Мелекесской впадине отложения нижнего кимериджа выделяются условно.

Нижний кимеридж представлен глинами серыми, прослоями темно-серыми, известковистыми, содержащими крупные стяжения (до 1,5 м по длинной оси) серого мергеля и мелкие желваки фосфорита. На западном склоне Ульяновско-Саратовского прогиба, в бассейне верхнего течения р. Пьяны, в нижней части нижнекимериджских отложений прослеживаются два прослоя темно-серых битуминозных сланцев до 0,25 м мощностью. В бассейне верхнего течения р. Теши, в зоне выклинивания образований кимериджа, они представлены прослоем серого мергеля до 1 м мощностью, залегающим между глинами оксфорда и прослоем фосфорита нижнего волжского яруса. Из прослоя мергеля в обнажении на правом склоне долины р. Теши, в 1,5 км северо-западнее г. Лукоянова П. А. Герасимовым определены: *Amoeboceras* ex gr. *kitchini* Salf., *Prorasenia* cf. *trimeria* Orp., *Pachyteuthis panderi* Orb., *Aucella kirghisensis* Sok. Оба вида аммонитов встречаются в нижнем кимеридже в пределах всего Ульяновско-Саратовского прогиба, где присутствуют эти отложения.

В Ульяновском Поволжье (в 30—40 км севернее г. Ульяновска), в бассейнах Булы и Карлы (левобережных притоков Свияги), а также в бассейне Суры в отложениях нижнего кимериджа встречаются аммониты: *Desmosphinctes mniownikensis* Nik., *D. pralairei* Favre, *Amoeboceras kitchini* Salf., *Rasenia uralensis* Orb., *Prorasenia stephanoides* Orp., *Ringsteadia cuneata* Tr. Первая из этих форм обнаружена и в нижележащих отложениях верхнего оксфорда. Довольно часто в нижнекимериджском подъярусе встречаются белемниты *Cylindroteuthis puzosi* Orb. и *Pachyteuthis panderi* Orb., пеллециподы *Loripes kostromensis* Geras., брюхоногие — *Dentalium gladiolus* Eichw.

Мощность отложений нижнего кимериджа на правобережье Волги, в районе с. Большие Тарханы, 10 м, далее на запад, к долине р. Свияги, она возрастает до 19 м, а на левобережье р. Суры, у пос. Южный Орлик, — до 20 м (см. рис. 72). Далее на запад, к верховьям р. Пьяны, мощность образований нижнего кимериджа 18 м, а в верховьях р. Теши уменьшается до 1 м. В 2—3 км западнее г. Лукоянова они полностью выклиниваются. Южнее, в бассейне среднего течения Суры, мощность кимериджа также уменьшается и в разрезе Прудовской опорной скважины (40 км западнее г. Инзы) она составляет 14 м, причем на долю нижнего кимериджа падает не более 7—8 м. Таким образом, полоса развития наибольших мощностей кимериджа занимает бассейн нижнего течения Суры между реками Пьяной и Алатырем.

В Мелекесской впадине отложения нижнего кимериджа, выделяемые условно Ф. Н. Сухановым (1954 г.) на Белоярской площади, имеют мощность не более 5—6 м. В вышележащих глинах, которые ранее также ошибочно причислялись к нижнему кимериджу, встречен верхнекимериджский аммонит *Aulacostephanus* cf. *eudoxus* Orb.

Отложения верхнего кимериджа в Ульяновско-Саратовском прогибе развиты еще менее, чем породы нижнего подъяруса. В северной части прогиба они присутствуют в Ульяновско-Тетюшском правобережье и в бассейне Свяги. На широте же г. Ульяновска породы верхнего кимериджа распространены значительно далее на запад, вплоть до долины р. Суры (Прудовская опорная скважина).

В Мелекесской впадине верхний кимеридж вскрыт буровыми скважинами начиная от г. Мелекесса почти до г. Ставрополя. Представлены отложения, так же как и нижнего кимериджа, глинами серыми и светло-серыми, известковистыми, с крупными стяжениями серого мергеля.

Как отмечалось выше, между городами Ульяновском и Тетюши местами среди отложений этого подъяруса по фауне аммонитов выделяются отложения двух зон (зона *Aulacostephanus pseudomutabilis* и зона *Virgataxioceras fallax*); фауна в отложениях верхней зоны встречается довольно редко и вертикальное ее распространение точно не установлено. В отложениях верхнего кимериджа в районе д. Городище, а также и в бассейне р. Карлы (левый приток Свяги) встречены: *Aulacostephanus eudoxus* Ogb., *A. pseudomutabilis* Log., *A. undorae* Pavl., *Acanthoceras acathicum* Opp., *Amoeboceras volgae* Pavl., *Exogyra virgula* Goldf., *Oxytoma expansa* Phill. и ряд других форм.

В Мелекесской впадине в глинах верхнего кимериджа, вскрытых лишь буровыми скважинами, обнаружены *Aulacostephanus* cf. *eudoxus* Ogb. и *Physodoceras* sp. Мощность глин здесь обычно около 20 м и только в опорной Мелекесской скважине, видимо, ошибочно определяется в 55 м (Н. Т. Сазонов, 1956 г.). При такой разбивке разреза этой скважины отложения верхнего кимериджа непосредственно залегают на породах келловея.

В Ульяновско-Саратовском прогибе наибольшая мощность отложений верхнего кимериджа отмечена в Ульяновской опорной скважине (28 км юго-западнее г. Ульяновска) и равна 29 м. Севернее г. Ульяновска (район д. Городище) она не превышает 15 м. В 80 км северо-западнее г. Ульяновска, в бассейне р. Булы (правый приток Свяги) мощность снижается до 4 м (см. рис. 72), а еще западнее, на левобережье Суры, отложения верхнего кимериджа отсутствуют и на глины нижнего подъяруса ложатся породы нижнего волжского яруса.

В бассейне Суры образования верхнего кимериджа присутствуют лишь в ее среднем течении, где в Прудовской опорной скважине мощность серых глин, содержащих *Aulacostephanus pseudomutabilis* Log., составляет не более 8 м.

Как отмечалось выше, в южной половине Ульяновско-Саратовского прогиба отложения верхнего кимериджа, так же как и нижнего, отсутствуют. Значительное снижение мощности верхнего кимериджа, до полного выклинивания, происходит между городами Ульяновском и Сызранью. В 10 км восточнее г. Сызрани, у с. Батраков, присутствуют лишь глины верхнего кимериджа с *Aulacostephanus pseudomutabilis* Log. и *A.* cf. *eudoxus* Ogb., в основании которых прослеживаются гальки фосфорита. Мощность этих глин составляет всего 3,5 м.

Останцы верхнекимериджских образований, сохранившиеся от предваланжинского размыва в южной половине Ульяновско-Саратовского прогиба, обнаружены лишь у г. Вольска и с. Кикино. Мощность их здесь не превышает 10 м.

Жигулевско-Пугачевский свод и Прикаспийская синеклиза. На Жигулевско-Пугачевском своде отложения кимериджа, сохранившиеся от размыва, встречены на отдельных, изолированных друг от друга участках. Единственным пунктом, где обнаружены эти отложения в южной

части Куйбышевского Заволжья, является с. Малая Глушица (80 км южнее г. Куйбышева). Здесь в скважине вскрыты серые глины (мощностью около 10 м) с *Exogyra virgula* Goldf., залегающие на глинах верхнего оксфорда (Н. Е. Фролова, 1951 г.).

О более широком распространении кимериджских (верхнего подъяруса) отложений на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода указывает факт нахождения в конгломерате, залегающем в основании нижнего волжского яруса, наряду с полуокатанными аммонитами келловей и оксфорда также и верхнекимериджских аммонитов.

В верховьях рек Камелика и Глушицы (левых притоков Б. Иргиза) В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1947 г.) обнаружены *Aspidoceras acanthicum* Orp. и *A. meridionale* Gemm. — аммониты, обычно встречающиеся в верхнем кимеридже.

В Прикаспийской синеклизе образования кимериджа встречены в районе Озинок (восточная часть Саратовской области) и в Новоузенской опорной скважине. Они представлены глинами серыми и светло-серыми, известковистыми, содержащими желваки фосфорита. Их мощность в скважинах у с. Озинки не превышает 12 м, а в скважине у г. Новоузенска не определяется однозначно, но, видимо, не превышает 30 м.

Нижний волжский ярус

Нижний волжский ярус широко распространен в юго-восточной части рассматриваемой территории на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и в Прикаспийской синеклизе. Здесь отложения яруса обнаружены местами даже несколько западнее, чем подстилающие их нижнекелловейские породы. Так, на правобережье Б. Иргиза у с. Большая Дергуновка нижеволжские образования залегают непосредственно на пестроцветных глинах татарского яруса.

Нижеволжские отложения констатированы также в Московской синеклизе и Вятско-Камской впадине (бассейны верхних течений Камы и Вятки). На остальной части территории они отмечены только в северной половине Ульяновско-Саратовского прогиба и в Мелекесской впадине.

Отложения нижнего волжского яруса представлены глинами темно-серыми, известковистыми, местами переслаивающимися с того же цвета горючими и битуминозными сланцами. Только верхняя часть разреза состоит из кварц-глауконитовых песчаников с галькой фосфорита.

Мощность отложений нижнего волжского яруса в северной части территории обычно 10—20 м и лишь в Вятско-Камской впадине 35 м. В южной части района, на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода, она равна 45—50 м, а в Прикаспийской синеклизе достигает 210 м.

Нижний волжский ярус по фауне аммонитов расчленяется на два подъяруса, в каждом из которых выделяются по две фаунистические зоны. На преобладающей по площади части территории отложения нижнего подъяруса представлены лишь одной зоной *Dorsoplanites rapideri*. Зона *Subplanites pseudoschythica* (нижняя) выделяется на небольших площадях в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (севернее г. Ульяновска) и в его средней части, южнее г. Сызрани. Вопрос о выделении этих образований и их таксономическом ранге вызвал много дискуссий. Еще А. П. Павлов (1891), основываясь на находках у д. Городище аммонита *Perisphinctes bleicheri* Log., параллелизовал эти отложения с нижними горизонтами портланда Западной Европы, выделяя их в особую зону.

В дальнейшем монографическое изучение фауны отложений, залегающих между кимериджем и зоной *Dorsoplanites panderi* (ветлянского горизонта по Д. Н. Соколову) в бассейне р. Ветлянки (Оренбургская область), провел Д. И. Иловайский (Иловайский и Флоренский, 1941), указавший на возможность выделения описываемых отложений даже в самостоятельный ярус.

В. И. Бодылевским (Бодылевский и др., 1949; Бодылевский, 1956) на основании анализа распространения в этих отложениях аммонитов из рода *Subplanites* и сравнения их с западноевропейскими было высказано мнение о включении этих образований в качестве нижней зоны нижнего волжского яруса, что и нашло свое отражение в унифицированной схеме стратиграфии юрских отложений Русской платформы.

В Ульяновско-Саратовском прогибе нижняя граница этой зоны, как и вообще нижнего волжского яруса, не отчетливая: более светлоокрашенные глины верхнего кимериджа сменяются нижеволжскими весьма постепенно. Там, где отложения нижней зоны отсутствуют, в основании нижеволжских образований местами прослеживается фосфоритовый конгломерат и они залегают на разных горизонтах юрских образований.

В отложениях нижней зоны нижнего волжского яруса на рассматриваемой территории встречены: *Subplanites* cf. *pseudoschythicus* Il'ov. et Flor., *S.* cf. *sokolovi* Il'ov. et Flor., *S. klimovi* Il'ov. et Flor., *S. pavida* Il'ov. et Flor., *Cylindroteuthis porrecta* Phill. и ряд других форм (Михайлов и Густомесов, 1964).

Довольно многочисленные фораминиферы, часто приводимые как характерные для этой зоны южной части территории и установленные в северной ее половине, отмечены и в более высоких зонах нижнего волжского яруса.

Для зоны *Dorsoplanites panderi* типичными являются: *Dorsoplanites panderi* Orb., *Pavlovia pavlovi* Mich., *Zaraiskites zaraiskensis* Mich., *Z. scythicus* Vischn., *Scurria maeotis* Eichw. и некоторые ауцеллы. Из фораминифер довольно часто встречаются *Ammobaculites extentum* Dain., *Lenticulina infravolgensis* Furs. et Pol., *L. biexcavata* Mjatl., *L. kaschpurica* Mjatl., *L. embaensis* Furs. et Pol., *Marginulina striatocostata* Reuss, *M. contexta* Dain., *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Pol., *Tristix temisa* Dain. и многие другие, а из остракод— *Palaeocytheridea denticula* Scharg., *Protocythere cornulateralis* Lub., *Mandelstamia facilis* Lub. и ряд других. Основная по мощности часть разреза нижнего волжского яруса приходится на отложения этой зоны.

В верхнем подъярусе нижнего волжского яруса довольно хорошо выделяются лишь отложения двух зон: нижней— *Virgatites virgatus* и верхней— *Epivirgatites nikitini*. Выделяемая в Подмосковье зона *Virgatites gosanovi* в описываемом районе не прослеживается.

Для нижней зоны верхнего подъяруса характерными являются аммониты *Virgatites virgatus* Buch., *V. pusillus* Mich., *V. pallasi* Mich. Довольно часто встречаются белемниты *Cylindroteuthis volgensis* Orb., а также пелециподы *Aucella mniovnikensis* Pavl., *A. russiensis* Pavl., *A. gabbi* Pavl. и некоторые другие. Значительные мощности отложений этой зоны прослеживаются на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода (до 20 м) в Прикаспийской синеклизе (свыше 100 м).

Верхняя зона нижнего волжского яруса, представленная преимущественно зеленовато-серыми песчаниками с галькой фосфорита, распространена сравнительно ограничено. Ее присутствие установлено в Вятско-Камской впадине, Ульяновско-Саратовском прогибе и на Жигулевско-Пугачевском своде.

Для отложений этой зоны мощностью не более 1—2 м характерны *Epivirgatites nikitini* Mich., *E. bipliciformis* Nik., *Lomonossovella lomonossovi* Visch.; последняя встречается и в нижележащей зоне. В породах зоны *Epivirgatites nikitini* отмечены *Aucella krotovi* Pavl. и *Mosquella oxyoptycha* Fisch.

Верхняя граница нижнего волжского яруса обычно отчетлива. Только на отдельных участках Ульяновско-Саратовского прогиба, где на песчаниках верхнего подъяруса залегают также зеленовато-серые песчаники верхнего волжского яруса, она может быть проведена лишь при наличии фаунистических остатков.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. Отложения нижнего волжского яруса довольно широко распространены в Вятско-Камской впадине, в бассейне верхних течений рек Камы и Вятки, где прослеживается и наиболее полный их разрез. В пределах Московской синеклизы они отмечены в восточной ее части (бассейн Кобры) и на южном склоне в Ковернинской впадине (бассейн Узолы).

Отчетливые разрезы фаунистически охарактеризованных пород нижнего волжского яруса прослеживаются в Вятско-Камской впадине лишь на левобережье Камы, начиная от с. Лойно до с. Кая (северо-восточная часть Кировской области), в Московской синеклизе — только по правобережью р. Кобры, в районе с. Синегорья (150 км севернее г. Кирова).

Если в Московской синеклизе присутствуют в основном лишь отложения зоны *Dorsoplanites panderi*, то в Вятско-Камской впадине В. Г. Хименковым (1915), Н. Г. Кассиным (1928), А. А. Четыркиной и А. А. Шугиным (1937) установлено распространение отложений и зон *Virgatites virgatus* и *Epivirgatites nikitini* верхнего подъяруса.

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi*, с которой начинается разрез нижнего волжского яруса этих районов, представлены в основном глинами темно-серыми, на отдельных интервалах с прослоями горючих и битуминозных сланцев, окрашенных в темно-серый или коричневатосерый цвет. На левобережье Камы, у с. Лойно, описаны отдельные разрезы нижней части этой зоны, состоящие из песков зеленовато-серых, переслаивающихся с серыми и коричневатосерыми песчаниками.

В разрезе скважины у пос. Нырмыч (30 км северо-западнее пос. Рудничного) нижняя часть этой зоны мощностью до 10 м представлена песками, тонко переслаивающимися с глинами. Здесь наряду с типичными нижеволжскими фораминиферами встречаются многочисленные *Ammodiscus baticus* Daip, на основании чего этот интервал ошибочно причислен С. Г. Дубейковским к батскому ярусу, а мощность нижеволжских отложений была здесь определена наименьшей из всех разрезов (21 м), тогда как в действительности она должна составлять более 30 м (рис. 75). Максимальная мощность отложений нижнего волжского яруса определяется в Вятско-Камской впадине в 35 м, причем на долю нижнего подъяруса падает около 20 м.

В пределах Московской синеклизы (в восточной части и в Ковернинской впадине) фаунистически доказано наличие отложений только одной зоны *Dorsoplanites panderi*, мощность которой (т. е. вся мощность яруса) для бассейна Кобры 14 м, а в Ковернинской впадине всего 6 м.

Для этих отложений в бассейнах Вятки и Кобры характерно присутствие прослоев горючих сланцев, имеющих обычно мощность 0,2—1,0 м. Эти прослои разделены слоями глин мощностью от 0,1 до 1 м. Количество прослоев сланцев изменяется от одного до шести и даже более при суммарной мощности сланцев от 0,3 до 7 м.

В отложениях зоны *Dorsoplanites panderi* довольно часто встречаются: аммониты — *Zaraiskites scythicus* Visch., *Z. quenstedti* Rouil., *Dorsoplanites panderi* Orb.; белемниты — *Cylindroteuthis volgensis* Orb., брюхоногие — *Scurria maeotis* (Eichw.) emend Geras; пелециподы — *Aucella mosquensis* Buch., *A. rugosa* Eichw. Комплекс фораминифер весьма разнообразен, здесь часты *Lenticulina infravolgen-*

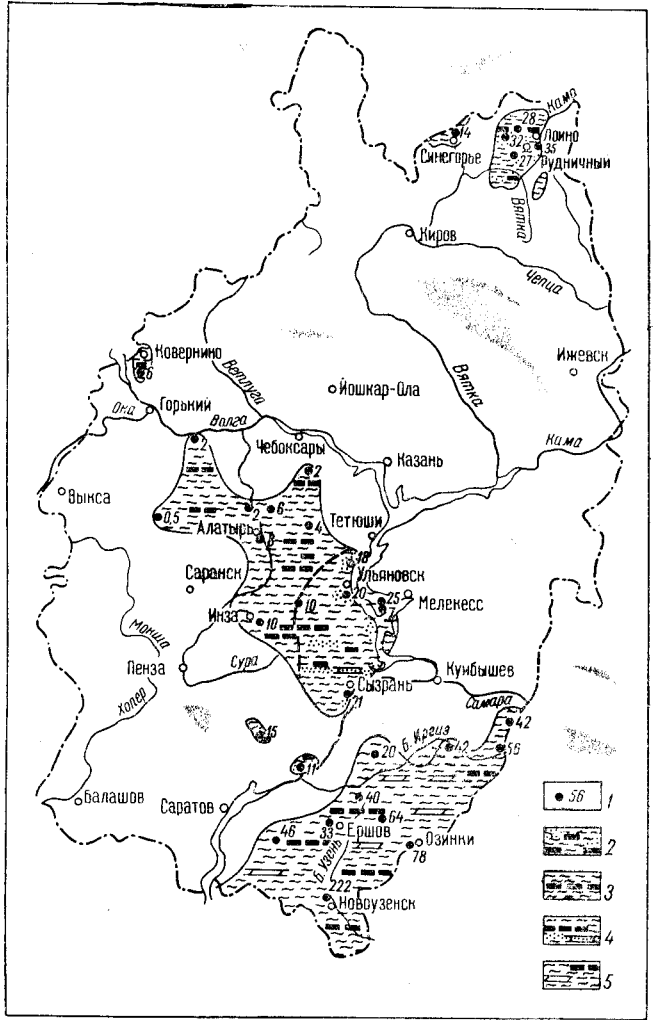


Рис. 75. Схематическая литологическая карта нижнего волжского яруса

1 — скважины, вскрывшие отложения нижнего волжского яруса, или их обнажения и мощность отложений; 2 — глина местами с прослоями битуминозных сланцев, реже песков; 3 — глины с прослоями битуминозных сланцев; 4 — глины с прослоями битуминозных сланцев, в верхней части пески и песчаники; 5 — глины с прослоями битуминозных сланцев и мергелей

sis Furs. et Pol., *L. biexcavata* Mjatl., *L. kaschpurica* Mjatl., *Marginulina robusta* Reuss, *M. gracilissima* Reuss, *M. striatocostata* Reuss, *Vaginulina raricostata* Furs. et Pol., *Saracenaria mirabilissima* Reuss, *Tristix temirica* Dain и ряд других форм (определения Е. А. Гофман и Т. Н. Старцевой). Здесь также встречены остракоды: *Cytherella tenuis* Scharg., *Protocythere ixima* Scharg., *C. ukraincaensis* Lüb. и др.

Отложения зоны *Virgatites virgatus* и вышележащей зоны *Epirvgatites nikitini* развиты в пределах Вятско-Камской впадины. Фаунистически охарактеризованные разрезы их описаны Н. Г. Кассиным (1928) на левом склоне долины Камы у с. Лойно. Он высказывает предположение о возможном присутствии отложений зоны *Virgatites virga-*

tus и в Московской синеклизе (бассейн Кобры) на основании нахождения в верхней части разреза в толще глин мощностью до 6 м нижнего волжского яруса аммонитов *Virgatites cf. virgatus*. Здесь встречены также *Zaraiskites scythicus* V i s c h n. и *Dorsoplanites panderi* O r b.

Вполне возможно, что отдельные представители аммонитов, несколько похожих на *Virgatites virgatus*, появились еще в верхней части зоны *Dorsoplanites panderi*.

В Вятско-Камской впадине отложения зоны *Virgatites virgatus* представлены серыми глинами, местами с прослоями серых песков и мергелей. Н. Г. Кассиным (1928), А. А. Четыркиной и А. А. Шугиным (1937) в этих отложениях встречены: *Virgatites virgatus* B u c h, *Cylindroteuthis magnifica* O r b., *Aucella gabbi* P a v l., *A. mniounikensis* P a v l., *A. russiensis* P a v l., *A. abbreviata* P a v l.

Образования зоны *Virgatites virgatus* выделяются и в разрезах скважин, заложенных на междуречье левобережных притоков Камы. Так, в светло-серых глинах с прослоями мергелей, вскрытых скважиной у пос. Лесного (25 км северо-западнее пос. Рудничного), в интервале глубин от 7 до 20 м В. В. Мозговым определены ауцеллы — *Aucella russiensis* P a v l., *A. gabbi* P a v l., *A. stantoni* P a v l., *A. fischeriana* O r b., что и позволило ему выделить отложения этой зоны. В породах зоны обнаружены также фораминиферы, обычно встречающиеся и в нижележащей зоне *Dorsoplanites panderi*. Мощность зоны *Virgatites virgatus* 13—15 м.

Отложения зоны *Epivirgatites nikitini* выделяются только в Вятско-Камской впадине. Представлены они глинами темно-серыми и серыми, известковистыми, с невыдержанными прослоями мергелей и битуминозных сланцев. Мощность их обычно 2—3 м и лишь местами до 6—7 м. Еще В. Г. Хименковым (1915) на левобережье Камы у с. Лойно отмечались находки *Epivirgatites nikitini* M i c h. А. А. Четыркиной и А. А. Шугиным (1937) этот же аммонит был обнаружен в 7 км северо-восточнее с. Лойно у д. Половинкиной и юго-восточнее этого села у д. Козидворской. Н. Г. Кассиным в этих отложениях были найдены: *Lomonossovella cf. lomonossovi* M i c h., *Pachyteuthis russiensis* O r b., а также *Aucella lahusei* P a v l., *A. krotovi* P a v l., *A. fischeriana* O r b., *A. subovalis* P a v l.

Приведенный комплекс фауны не оставляет сомнения в принадлежности этих отложений к верхней зоне нижнего волжского яруса.

Ульяновско-Саратовский прогиб и Мелекесская впадина. Отложения нижнего волжского яруса широко распространены лишь в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, где они и выступают на дневную поверхность. В южной его части они вскрыты буровыми скважинами на отдельных, изолированных друг от друга участках (г. Вольск, с. Кикино, с. Труевая Маза в 30 км севернее г. Вольска). В Мелекесской впадине нижеволжские образования вскрыты лишь буровыми скважинами и сохранились от размыва в узкой полосе вдоль восточного берега Куйбышевского водохранилища, начиная от широты г. Ульяновска почти до широты г. Ставрополя.

В пределах Ульяновско-Саратовского прогиба отмечены фаунистически охарактеризованные образования обеих зон нижнего подъяруса, а также зон *Virgatites virgatus* и *Epivirgatites nikitini* верхнего подъяруса. В Мелекесской впадине проследить отдельные зоны не удается и здесь выделяются нерасчлененные нижеволжские образования.

Классические обнажения, в которых прослеживается полный разрез пород нижнего волжского яруса, расположены на правом склоне долины Волги у д. Городище. Хорошие выходы образований этого яруса описаны в оврагах, прорезывающих правый склон долины Волги

у с. Костычи (20 км восточнее г. Сызрани), а также по р. Сызрани у с. Большая Репьевка (22 км западнее г. Сызрани) и по р. Кубре юго-западнее г. Сызрани.

Довольно полные разрезы образований нижнего и верхнего волжских ярусов описаны многими исследователями в оврагах, прорезывающих правый склон долины Волги севернее с. Кашпировки (10 км южнее г. Сызрани), а также в 3 км южнее этого села вблизи рудника, где разрабатываются горючие сланцы, приуроченные к зоне *Dorsoplanites panderi*.

Отложения нижнего подъяруса нижнего волжского яруса представлены в основном глинами темно-серыми и серыми, в верхней половине переслаивающимися с горючими сланцами коричневато-серыми, тонкослоистыми.

Нижняя зона *Subplanites pseudoscythica* распространена только на отдельных участках, прилегающих к долине Волги в восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Отложения зоны представлены глинами темно-серыми с редкими прослоями мергелей; ее мощность не превышает 6 м. Фаунистические остатки встречаются обычно плохой сохранности. В нижней половине этой зоны обнаружены (Михайлов и Густомесов, 1964): *Subplanites klimovi* Il'ov. et Flor., *Gravesia* cf. *gigas* Or b., *Cylindroteuthis porrecta* Phill. По-видимому, также в этой части разреза Н. Т. Зоновым (1937) отмечаются находки *Glochiceras* cf. *fialar* Or p., а А. П. Павловым (1901) — *Stephanoceras* (*Gravesia*) *portlandicus* L'or. В глинах верхней части зоны встречены *Subplanites* cf. *pseudoscythicus* Il'ov. et Flor., *S.* cf. *sokolovi* Il'ov. et Flor., *S. pavidus* Il'ov. et Flor. В отложениях этой зоны описаны фораминиферы *Ammobaculites infravolgensis* Mjatl., *Lenticulina abrypta* Dain, *L. ilovaiskyi* Furs. et Pol., *Planularia dofleini* Kas. и ряд других.

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего подъяруса состоят из глин темно-серых, известковистых, с прослоями темно-серых и коричневато-серых тонкослоистых горючих сланцев. Количество последних непостоянно и изменяется от 2—3 до 15, а их мощность от 0,15 до 0,4 м. Суммарная же мощность сланценой части разреза обычно не превышает 6 м при суммарной мощности прослоев горючих сланцев до 2 м и реже более.

Ряд месторождений горючих сланцев, приуроченных к отложениям этой зоны, разрабатывались ранее (Городищенское, Буинское и др.), а Кашпирское, расположенное в 14 км южнее г. Сызрани, эксплуатируется и в настоящее время.

Наибольшие мощности (до 10—15 м) образований зоны *Dorsoplanites panderi* отмечены севернее г. Ульяновска. В западной части прогиба на междуречье Суры и Свяги мощность зоны (которой здесь только и представлен нижний волжский ярус) обычно 4—6 м (см. рис. 72).

В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в верховьях р. Пьяны, отложения этой зоны полностью выпадают из разреза. Северная граница их распространения на левобережье р. Суры, в пределах Ветлужско-Сурского прогиба (как иногда называется северная часть Ульяновско-Саратовского прогиба), прослеживается до р. Волги (см. рис. 75). Севернее широты г. Сергача образования нижнего волжского яруса сохранились от размыта на отдельных участках. Юго-западнее г. Ульяновска даже на левобережье Суры нижнемеловые породы часто залегают на более древних юрских отложениях. Если у г. Инзы отложения этой зоны имеют мощность около 10 м, то в 40 км западнее они полностью выпадают из разреза (Прудовская опорная скважина).

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* хорошо охарактеризованы фаунистически. В них часто встречаются: *Zaraiskites scythicus* V i s c h n., *Z. quenstedti* R o u i l l., *Z. zaraiskensis* M i c h., *Dorsoplanites panderi* O r b., *D. dorsoplanus* V i s c h n., *Pavlovia pavlovi* M i c h., *Cylindroteuthis magnifica* O r b., *Scurria maeotis* E i c h w. и др.

Из фораминифер здесь обнаружены: *Lenticulina infravolgensis* F u r s. et P o l., *L. kaschpurica* M j a t l., *L. dilicida* D a i n, *Marginulina contexa* D a i n, *Vaginulina raricostata* F u r s. et P o l., *Epistomina mjatliukae* D a i n и много других форм.

Породы верхнего подъяруса нижнего волжского яруса констатированы в Ульяновско-Саратовском прогибе лишь на участках, прилегающих к долине Волги. В отличие от отложений нижнего подъяруса, состоящего в основном из глин, они представлены песчаниками и песками. Мощность отложений подъяруса обычно составляет 1,5—2 м и не превышает 2,5 м. Нижняя же зона этого подъяруса — зона *Virgatites virgatus* — сложена песками зеленовато-серыми, кварц-глауконитовыми, содержащими гальку фосфорита. Мощность песков не превышает 1,3 м.

В нижней части песков нередко прослеживается фосфоритовый конгломерат, состоящий из галек фосфорита, часто глянцевых с поверхности, сцементированных песчано-железистым цементом. Мощность прослоя конгломерата 0,05—0,1 м и лишь местами 0,15 м. Общая мощность отложений этой зоны в районе г. Ульяновска 1,4 м, у с. Кашпировки уменьшается до 0,3—0,5 м. Несколько южнее с. Кашпировки эти отложения выпадают из разреза.

В отложениях зоны обнаружены: *Virgatites virgatus* B u c h, *V. pusilus* M i c h., *Aucella russiensis* P a v l., *A. mniovníkensis* P a v l. и др. Фораминиферы и остракоды встречаются довольно редко. Е. В. Мятлюк из отложений этой зоны приводит фораминиферы *Lenticulina magna* M j a t l. и *Marginulina formosa* M j a t l.

Верхняя зона нижнего волжского яруса — зона *Epiirgatites nikitini* — также распространена ограниченно — лишь в Приволжской полосе Ульяновско-Саратовского прогиба. Отчетливые фаунистически охарактеризованные ее разрезы описаны на правом склоне долины Волги у д. Городище и с. Кашпировки.

Отложения зоны представлены песчаниками серовато-зелеными кварц-глауконитовыми, в основном мелкозернистыми, участками с галькой фосфорита. В их основании местами прослеживается конгломерат из гальки фосфорита и переотложенных полуокатанных аммонитов. Мощность зоны обычно не превышает 10 м, причем мощность прослоя конгломерата до 0,2 м. Наиболее значительные мощности отмечены в Ульяновском Поволжье, причем к г. Сызрани они снижаются до 0,4—0,5 м.

В отложениях этой зоны встречены: *Epiirgatites nikitini* M i c h., *E. bipliciformis* N i k., *Lomonossovella lomonossovi* V i s c h n., *Pachyteuthis russiensis* O r b., *P. prorussiensis* G u s t. Фораминиферы в отложениях этой зоны, за исключением *Lenticulina* ex gr. *münsteri* R o e m., не обнаружены. Из остракод П. С. Любимовой (Любимова и Хабарова, 1955) описаны *Protocythere fistulosa* L ü b., *Cytherella tortuosa* L ü b. и *C. ornata* L ü b.

Фосфориты, приуроченные к отложениям верхнего подъяруса нижнего волжского яруса, в местах их наибольшей концентрации (села Городище и Ундоры и другие пункты) совместно с таковыми верхнего волжского яруса могут представить практический интерес как сырье для производства удобрений.

В Мелекесской впадине отложения нижнего волжского яруса не расчленены на более дробные стратиграфические подразделения. Они

слагаются глинами светло-серыми, известковистыми, с прослоями битуминозных сланцев. Мощность их очень непостоянна и изменяется на коротких расстояниях. Так, в скважине, заложенной на Белоярской структуре на левобережье р. Волги в 4 км севернее с. Суходола (40 км юго-западнее г. Мелекесса), где эти отложения залегают непосредственно под четвертичными образованиями, она равна 25 м, тогда как в скважине, пробуренной в 8 км южнее, где они прикрыты нижнемеловыми породами, всего 7 м (Ф. Н. Суханов, 1954 г.). Мощность нижневолжских отложений здесь обычно не превышает 30 м (максимальная 40 м). Относимые к отложениям верхнего волжского яруса темно-серые и светло-серые глины с прослоями известняков и битуминозных сланцев (З. А. Савельева и др., 1959 г.), видимо, также принадлежат нижнему волжскому ярусу. В нижней части этих глин встречены *Virgatites* sp. и *Aucella mosquensis* В и с h., что дает возможность считать их нижневолжскими.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза (Куйбышевское и Саратовское Заволжье). Отложения нижнего волжского яруса широко распространены на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и в Прикаспийской синеклизе. Наиболее западные их выходы описаны в Саратовском Заволжье у д. Орловки на правобережье М. Иргиза, в 36 км севернее г. Пугачева, и на правобережье Б. Иргиза у пос. Горного (в 32 км юго-западнее г. Пугачева). Сплошная полоса выходов отложений нижнего волжского яруса прослеживается в восточной части Куйбышевского Заволжья, в верховьях рек Съезжей, Чапаевки, Б. Иргиза и его правого притока — р. Каралыка (северная часть Общего Сырта). В Прикаспийской синеклизе небольшие обнажения пород этого яруса отмечены в районе Озинок, в восточной части Саратовской области.

В пределах Жигулевско-Пугачевского свода описаны фаунистически охарактеризованные отложения зоны *Dorsoplanites panderi* нижнего подъяруса и зон *Virgatites virgatus* и *Epivirgatites nikitini* верхнего подъяруса. Значительно распространены здесь отложения двух нижних зон, тогда как отложения зоны *Epivirgatites nikitini* отмечены только на отдельных изолированных друг от друга участках. В Прикаспийской синеклизе также отсутствуют образования этой зоны.

Отложения зоны *Dorsoplanites panderi* представлены глинами темно-серыми и серыми с прослоями битуминозных сланцев. Количество прослоев изменяется от двух до восьми, а их мощность — от 0,2 до 2 м. К отложениям зоны приурочены и месторождения горючих сланцев, из которых Савельское и Озинское ранее эксплуатировались. В восточной части Куйбышевской области в основании этих отложений часто прослеживается песчаник мощностью до 0,5 м с галькой фосфорита и полукатаными ядрами оксфордских и келловейских аммонитов.

Мощность отложений нижнего подъяруса нижневолжского яруса в районе с. Орловки, в северной части Саратовской области, 13 м и закономерно возрастает не только к югу, в сторону Прикаспийской синеклизы, но и к востоку. В восточной части Куйбышевской области, в бассейне среднего течения р. Съезжей, мощность этих отложений достигает 25 м (Н. М. Морев, 1947 г.), а в бассейне верхнего течения Б. Иргиза 30—40 и даже 56 м (Н. Е. Фролова, 1952 г.).

В Прикаспийской синеклизе отложения нижнего подъяруса представлены, как и в других районах рассматриваемой территории, темно-серыми глинами с прослоями битуминозных сланцев и реже мергелей. На электрокаротажных диаграммах породы этой зоны характеризуются повышенными сопротивлениями и относительно дифференцированной кривой ПС по отношению к нижележащим глинам — образованиям

келловея, оксфорда и кимериджа. В Новоузенской опорной скважине мощность образований зоны *Dorsoplanites panderi* определяется в 94—96 м, хотя и не всеми исследователями оценивается однозначно.

Отложения этой зоны хорошо охарактеризованы фаунистически. В естественных выходах у сел Орловки (Гурвич, 1951), Савельвки и Озинки (В. Г. Камышева-Елпатьевская, 1947 г.), а также в многочисленных пунктах юго-восточной части Куйбышевской области обнаружены *Dorsoplanites panderi* Orb., *Zaraiskites scythicus* Visch., *Pavlovia pavlovi* Mich. и ряд других форм, характерных для отложений этой зоны. В Новоузенской опорной скважине в этих породах встречено (А. Н. Иванова и Т. Н. Хабарова, 1962 г.) много таких фораминифер, как *Lenticulina infravolgensis* Furs. et Pol., *L. embaensis* Furs. et Pol., *Saracenaria italica* Defr.

Отложения верхнего подъяруса нижнего волжского яруса представлены преимущественно лишь одной зоной *Virgatites virgatus*. Породы зоны *Eprivirgatites nikitini* сохранились от размыва на отдельных изолированных участках. Фаунистически они хорошо охарактеризованы в районе с. Орловки. Отложения зоны *Virgatites virgatus* в районе с. Орловки, так же как и в Ульяновско-Саратовском прогибе, представлены песками зеленовато-серыми, кварц-глауконитовыми, чередующимися с такого же цвета песчаниками, цементированными известковистым цементом. В песках и песчаниках часто встречаются желваки фосфорита и фосфоритизированные ядра аммонитов и пеллеципод. Мощность их всего 6 м.

Вышележащие образования зоны *Eprivirgatites nikitini* также состоят из зеленовато-серых песчаников и песков общей мощностью не более 0,5 м. На остальной части Жигулевско-Пугачевского свода и в Прикаспийской синеклизе отложения этого подъяруса нацело замещаются глинами и мергелями. Даже в 65 км южнее с. Орловки в районе с. Савельвки, на левобережье Б. Иргиза отложения верхнего подъяруса нижнего волжского яруса представлены песчанистыми мергелями, переслаивающимися с серыми глинами, содержащими фаунистические остатки, характерные для зоны *Virgatites virgatus*. Мощность их здесь 24 м (В. Г. Камышева-Елпатьевская, 1947 г.).

В юго-восточной части Куйбышевской области, в верховьях рек Съезжей, Чапаевки и Б. Иргиза, отложения этого подъяруса, в которых обнаружены остатки, характерные лишь для зоны *Virgatites virgatus*, состоят из глин и алевролитов серых и зеленовато-серых, переслаивающихся с зеленовато-серыми мергелями и реже такого же цвета известняками. Их мощность в бассейне правых притоков р. Съезжей не превышает 17 м, а в бассейне верхнего течения Б. Иргиза достигает 20 м (М. Н. Морев, 1948 г.) и реже 25 м (Н. Е. Фролова, 1952 г.).

В Прикаспийской синеклизе, в районе Озинок, образования этой зоны представлены зеленовато-серыми мергелями, переслаивающимися с такого же цвета глинами. Мощность их около 50 м (см. рис. 71). В Новоузенской опорной скважине мощность верхнего подъяруса оценивается в 120 м (от 116 до 123 м). Представлены здесь они глинами серыми и темно-серыми, переслаивающимися с серыми и желто-серыми песчанистыми известняками, реже такого же цвета песчаниками.

В этих образованиях в Новоузенской скважине, а также в других пунктах синеклизы и Жигулевско-Пугачевского свода обнаружены *Virgatites virgatus* Visch. что несомненно указывает на присутствие нижней зоны этого подъяруса. Особенно хорошо отложения зоны фаунистически охарактеризованы в районе сел Орловки и Савельвки и в бассейне верхнего течения Б. Иргиза, где наряду с этими аммонитами обнаружены: *Virgatites pusillus* Mich., *V. pallasi* Mich., *V. sosia*

Mich., *Aucella mniovnikensis* Pavl., *A. subovalis* Pavl., *A. fischeriana* Orb., *A. gabbi* Pavl., *A. krotovi* Pavl., *Astarte duboisiana* Orb., *Lucina pinguis* Rouill., *Cyprina rina* Orb. и др.

Комплекс фораминифер этой зоны довольно многочисленный, но здесь, по данным Т. Н. Хабаровой (Иванова, Хабарова и Войтенко, 1961), встречается очень много общих видов с нижележащей зоной *Dorsoplanites panderi*. Наиболее характерными видами являются: *Flabellamina lidae* Furs. et Pol., *Lenticulina uralica* Mjatl., *Planularia uralensis* Furs. et Pol. Как и в нижележащей зоне, довольно часто встречается *Tristix temirica* Dain, *Marginulina gracilissima* Reuss и целый ряд других форм. Обнаружены остракоды: *Palaeocytheridea objectornata* Schaг. и *Protocythere eximia* Lüb.

Отложения зоны *Epivirgatites nikitini* сохранились на отдельных участках и хорошо фаунистически охарактеризованы лишь на левобережье М. Иргиза, в районе с. Орловки. В песчаниках и песках, венчающих разрез нижнего волжского яруса, встречены (А. А. Гурвич): *Epivirgatites nikitini* Mich., *Lomonossovella lomonossovi* Mich., *Pachyteuthis russiensis* Orb., *Aucella terebratuloides* Lohus., *A. subovalis* Pavl., *Mosquella oxyophthica* Fisch. и др.

Верхний волжский ярус

Отложения верхнего волжского яруса распространены на меньшей площади по сравнению со всеми другими стратиграфическими подразделениями юрской системы. Они выступают на дневную поверхность и вскрыты скважинами на отдельных участках Вятско-Камской впадины по левобережью Камы, в Ковернинской впадине и на южном склоне Московской синеклизы, в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, на южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода и в Прикаспийской синеклизе.

На преобладающей по площади части территории, где присутствуют эти отложения, они представлены кварц-глауконитовыми песками, песчаниками и песчанистыми мергелями и только в Вятско-Камской впадине глинами. Мощность их незначительна; в Вятско-Камской впадине она обычно не превышает 3 м, в Ульяновско-Саратовском прогибе 4 м и только на участках, прилегающих к Прикаспийской синеклизе, достигает 14 м, а в пределах самой синеклизы даже 38 м.

По фауне аммонитов отложения верхнего волжского яруса расчленяются на три подъяруса, которым соответственно придается и наименование зон.

Нижний подъярус (зона *Kaschpurites fulgens*) характеризуется присутствием *Kaschpurites fulgens* Tr., *K. subfulgens* Nik., *Craspedites fragilis* Traut., *C. jugensis* Prig., *Pachyteuthis russiensis* Orb., *Aucella tenuicollis* Pavl., *A. surensis* Pavl., *A. lahuseni* Pavl. Отложения этого подъяруса, так же как и среднего, более широко развиты, чем образования верхнего подъяруса, которые отмечены лишь в Сызранском Поволжье.

Средний подъярус (зона *Craspedites subditus*) отличается наличием аммонитов *Craspedites subditus* Traut., *Garniericeras catenulatum* Fisch., в нижней части — *Craspedites okensis* Orb. Ауцеллы встречаются почти такие же, как в нижнем. Здесь также обнаружены белемниты *Pachyteuthis mosquensis* Pavl. и *P. russiensis* Orb.

Верхний подъярус (зона *Craspedites kaschpuricus* и *C. nodiger*) содержит *Craspedites kaschpuricus* Tr., *C. nodiger* Eichw., *Garniericeras subclupeiforme* Mich., а также широко распространенные в отложениях всего верхнего волжского яруса *Pachyteuthis russiensis* Orb.

Фораминиферы и остракоды этих подъярусов изучены лишь в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба; комплексы встреченных в каждом из них форм близки и немногочисленны.

Вятско-Камская впадина и Московская синеклиза. Разрезы верхневожских отложений, охарактеризованные фауной, в основном описаны на левобережье р. Камы в Вятско-Камской впадине. Здесь на левом склоне долины Камы у д. Горской (4 км северо-восточнее с. Лойно) в желтовато-серых и зеленовато-серых глинах, содержащих стяжения мергеля, встречены аммониты (Четыркина, Шугин, 1937) *Craspedites* cf. *okensis* Or b. и *Cr.* cf. *fragilis* Tr., т. е. формы, характерные для нижнего и среднего подъярусов. Мощность этих отложений не превышает 2 м. В. Г. Хименковым (1915) и Н. Г. Кассиным (1928) глины с верхневожскими ауцеллами и белемнитами отмечены в районе с. Лойно и д. Луны (10 км северо-восточнее с. Лойно); здесь обнаружены *Aucella terebratuloides* L a h., *A. fischeriana* Or b., *Pachyteuthis russiensis* Or b. и *P. mosquensis* P a v l. Мощность отложений нигде не превышает 3 м.

Вполне вероятно, как отмечал еще Н. Г. Кассин (1928), наличие верхневожских образований на междуречье Черной Холуницы и Вятки. Здесь в темно-серых и серых глинах с конкрециями фосфоритов описаны: *Aucella tenuicollis* P a v l., *A. terebratuloides* L a h., *A. lahuseni* P a v l., *A. fischeriana* Or b. Мощность глин 6 м. Вполне возможно, что нижняя часть принадлежит нижнему вожскому ярусу, так как их граница с нижележащими отложениями нечеткая и в нижней их части обнаружены ауцеллы, встречающиеся в отложениях нижнего вожского яруса.

В восточной части Московской синеклизы, в бассейне р. Кобры, также вероятно присутствие на отдельных участках отложений этого яруса, сохранившихся от предваланжинского размыва. Н. Г. Кассин указывает, что в пестрых глинах мощностью 0,5—1 м со сгруженными желваками фосфорита встречены *Aucella lahuseni* P a v l. и *A. tenuicollis* P a v l.

На южном склоне Московской синеклизы отложения верхнего вожского подъяруса отмечены лишь в Ковернинской впадине (бассейн Узолы). Еще Н. М. Сибирцевым (1886 г.) здесь указывались находки аммонитов *Craspedites* aff. *subditus* Tr. Представлены они песчаниками серыми и зеленовато-серыми с галькой фосфоритов; мощность их не превышает 2 м (скважина у д. Коньково, в 25 км севернее г. Городца).

Ульяновско-Саратовский прогиб. Верхневожские отложения распространены лишь в восточной полосе этого прогиба, где на склонах долины Волги прослежены отдельные их обнажения. Фаунистически охарактеризованные выходы всех трех подъярусов верхнего вожского яруса описаны только в Сызранском Поволжье, где у с. Кашпировки (10 км южнее г. Сызрани) имеются наиболее хорошо изученные их разрезы.

В северной части прогиба, в Ульяновском Поволжье, до последнего времени отмечалось наличие лишь одного среднего подъяруса (зона *Craspedites subditus*), что нашло отражение в сводных стратиграфических работах. В 1952 г. здесь, у с. Бессоновки (40 км севернее г. Ульяновска), описаны песчаники мощностью до 0,4 м, содержащие *Kaschpurites fulgens* Tr.

Отложения нижнего подъяруса, видимо, были более широко распространены, так как их выходы констатированы и на правобережье Волги, в 5 км восточнее г. Лыскова, и в 350 км севернее границы их сплошного распространения в Ульяновско-Саратовском прогибе (Блом, 1951), где также обнаружены аммониты (*Kaschpurites fulgens* Tr.).

Нижний подъярус представлен песчаниками зеленовато-серыми, кварц-глауконитовыми, сцементированными известковистым цементом. В песчаниках часто встречаются фосфоритизированные ядра моллюсков и гальки фосфоритов. Мощность подъяруса незначительна — не более 0,5 м. Несколько севернее широты г. Вольска породы валанжина залегают непосредственно на более древних юрских образованиях.

В отложениях нижнего подъяруса часто встречаются: *Kaschpurites fulgens* Tr., *Craspedites fragilis* Tr., *Aucella tenuicollis* Pavl., *A. surensis* Pavl., *A. lahusei* Pavl.

Средний подъярус в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба (севернее г. Ульяновска) слагается песчаниками зеленовато-серыми, кварц-глауконитовыми, с галькой фосфорита. Мощность их не превышает 1,3 м.

В Сызранском Поволжье подъярус состоит из мергелей серых и зеленовато-серых с тонкими прослоями фосфоритовых желваков. Мощность их 3 м.

В отложениях среднего подъяруса часто встречаются фосфоритизированные ядра аммонитов — *Craspedites subditus* Tr., *Cr. okensis* Orb., *Garniericeras catenulatum* Fisch., ауцелл — *Aucella tenuicollis* Pavl., *A. surensis* Pavl., *A. lahusei* Pavl. и ростры белемнитов *Pachyteuthis russiensis* Orb.

В породах этого подъяруса, так же как и в вышележащих образованиях, встречаются фораминиферы *Lenticulina supravolgensis* Dain и *Marginulina pseudorobusta* Dain, а также остракоды *Protocythere bisulcata* Scharg., *P. fistulosa* Lüb., *P. cavernosa* Lüb., *Palaeocytheridea objectornata* Scharg.

Образования верхнего подъяруса встречены лишь в Сызранском Поволжье. Они описаны у с. Костычи в 20 км восточнее г. Сызрани, и в 10 км южнее этого города — у с. Кашпировки. Представлен подъярус мергелями светло-серыми, песчанистыми, часто содержащими фосфоритизированные остатки фауны и фосфоритовые желваки, образующие прослой мощностью до 0,1 м. Мощность всего подъяруса не превышает 1 м. В породах встречены: *Craspedites nodiger* Eichw. (главным образом в нижней половине подъяруса), *Cr. kaschpuricus* Tr., *Garniericeras subclypeiforme* Mil., *G. toleijense* Nik., а также те же формы фораминифер и остракод, что и в среднем подъярусе.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. На южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода отложения верхнего волжского яруса крайне ограниченно распространены. Они известны в отдельных участках в районах, примыкающих к долине Волги, и на площадях, прилегающих к Прикаспийской синеклизе. В пределах последней выделяются условно в Новоузенской опорной скважине и в районе пос. Озинки. Хорошие выходы фаунистически охарактеризованных верхневолжских образований в этом районе описаны лишь у с. Орловки (36 км севернее г. Пугачева).

Необходимо отметить, что в восточных районах Куйбышевской области в конгломерате, залегающем в основании нижнемеловых образований, местами встречаются отдельные полукатаные раковины верхневолжских аммонитов.

В районе с. Орловки в левобережных оврагах, впадающих в р. М. Иргиз (овраг Каменный и др.), на песчаниках зоны *Epirvgatites pikitini* нижнего волжского яруса залегают верхневолжские песчаники.

Внизу песчаник желтовато-серый, кварц-глауконитовый, сцементированный известковистым цементом. В нем встречены: *Kaschpurites fulgens* Tr., *Pachyteuthis russiensis* Orb., *Zeilleria clemensi* Lehmann и

много других форм. В верхней его части обнаружены единичные ядра *Craspedites okensis* Or b. (зона *Kaschpurites fulgens*). Мощность песчаника 0,5 м.

Выше песчаник зеленовато-серый, кварц-глауконитовый, с *Craspedites subditus* Tr., *Aucella terebratuloides* Lah., *A. fischeriana* Or b., *A. lahusei* Pavl., *Entolium demissum* Goldf., *Rhynchonella loxiae* Fisch. и др. (зона *Craspedites subditus*), мощностью до 0,9 м. Приведенный разрез говорит о присутствии здесь отложений нижнего и среднего подъярусов.

На южном склоне Жигулевско-Пугачевского свода отложения верхнего волжского яруса встречены и в скважинах на так называемой Генеральской площади (15 км северо-западнее г. Энгельса). Здесь А. Н. Ивановой (1961 г.) определен аммонит *Garniericeras catenulatum* Fisch., указывающий на принадлежность пород к верхнему подъярису верхнего волжского яруса. В результате небольшого выхода керна мощность не установлена.

Вблизи бортового уступа Прикаспийской синеклизы отложения верхнего волжского яруса отмечены В. И. Курлаевым (1964) в двух скважинах (одна в 12 км западнее, а другая в 40 км восточнее г. Ершова) (см. рис. 71). Отложения яруса представлены желтовато-серыми песчаниками с прослоями (до 1 м) темно-серых глин. Мощность отложений до 14 м. Встреченная фауна аммонитов — *Kaschpurites subfulgens* Nik. и *Garniericeras* cf. *catenulatum* Fisch. — указывает на присутствие здесь нижнего и верхнего подъярусов верхнего волжского яруса. В этих отложениях также обнаружены *Pachyteuthis* cf. *mosquensis* Pavl., *Aucella tenuicollis* Pavl., *A. fischeriana* Or b., *Entolium demissum* Goldf.

В Прикаспийской синеклизе отложения, условно относимые к верхневожским, вскрыты Новоузенской опорной скважиной и скважинами у пос. Озинки. В Новоузенской скважине они представлены зеленовато-серыми песчаниками с прослоями песков мощностью до 38 м, а в районе Озинок — песками мощностью не более 1,3 м.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Рассматриваемая территория лишь в среднеюрскую эпоху стала областью осадконакопления. В начале эпохи трансгрессия ааленского моря захватила сравнительно небольшую ее юго-восточную часть, входящую в Прикаспийскую синеклизу.

В начале байосского века море покидает пределы описываемого региона и только в середине века вновь постепенно наступает в южной его части, прилегающей к Прикаспийской синеклизе. Во время существования *Parkinsonia parkinsoni* трансгрессия распространяется на север по начавшим формироваться Ульяновско-Саратовскому и Муромско-Ломовскому прогибам. Жигулевско-Пугачевский свод лишь периодически заливался водами этого моря и здесь в озерах, занимавших пониженные части палеозойского рельефа, происходило накопление глин переволокской толщи, содержащих большое количество остатков юрских растений. Береговая линия байосского моря проходила вдоль западного склона этого свода, вплоть до г. Мелекесса, который являлся северным пунктом его распространения. На севере его граница проходила от этого города через города Саранск и Темников (см. рис. 70).

В начале батского века море постепенно регрессирует и в середине века покидает всю территорию.

В северной половине описываемого района в начале среднеюрской эпохи в болотах и озерах отлагались глины с сидеритами так называемые

мой рудной толщи. В течение же байосского и батского веков здесь в озерных бассейнах и впадающих в них реках шло накопление терригенных пород. Особенно интенсивно прогибалась в это время Ковернинская впадина, где отложилась толща глин и алевроитов, переполненная обугленными растительными остатками. Мощность толщи 305 м, т. е. больше мощности морской средней юры Прикаспийской синеклизы.

Новая юрская трансгрессия, охватившая почти всю рассматриваемую территорию (за исключением ее восточной части), произошла в келловейский век. В раннекелловейское время образуются в основном бескарбонатные глины, алевроиты и пески с немногочисленными моллюсками. Близость этих отложений к образованиям бореальной области северных районов Европейской части СССР несомненна. Состав фауны келловея и ее сохранность говорят о небольших глубинах моря и сравнительно спокойных условиях осадкообразования.

Весьма своеобразным было море среднего келловея. На значительной территории от г. Выксы на западе до г. Ульяновска на востоке (почти на расстоянии 500 км) и от г. Сызрани на юге почти до северных границ Кировской области (свыше 600 км) происходит образование карбонатных, часто оолитовых глин и мергелей с большим количеством фаунистических остатков (аммониты, белемниты, пелециподы и гастроподы).

Среднекелловейское море было мелководным, но имевшим устойчивую связь с морями Западной Европы, на что указывает состав среднекелловейской фауны.

В позднекелловейское время море покидает всю северную часть территории и лишь на юге, в Саратовском Поволжье и Прикаспийской синеклизе, происходит накопление значительной толщи осадков, часто превышающей суммарную мощность пород нижнего и среднего келловея.

Раннеоксфордский век характеризуется новым расширением морского бассейна, охватившим всю западную и северную части территории. В это время накапливаются карбонатные глины и мергели с большим количеством разных видов фораминифер с известковыми раковинами и разнообразными макрофаунистическими остатками. Это указывает на относительно высокую температуру и нормальную соленость вод.

В позднеоксфордское время размеры бассейна, по-видимому, остаются без существенных изменений, и лишь в нижнем течении Суры море заливают район раннеоксфордской суши.

Отсутствие пород верхнего оксфорда, как и вышележащих образований кимериджа, в Муромско-Ломовском и южной части Ульяновско-Саратовского прогибов, вероятно, указывает на размыв их в начале нижнего волжского века и особенно в раннемеловую эпоху.

Раннекимериджское море, по-видимому, было в границах позднеоксфордского и не отличалось от последнего какими-либо существенными чертами. Это даже служило основанием для объединения аналогичных по составу глин обоих ярусов в особые альтерновые слои или даже для выделения секванского яруса.

После небольших и, вероятно, локальных эпейрогенических подвижек в позднем кимеридже происходит значительная регрессия моря и морской бассейн сохраняется лишь в наиболее опущенной части Ульяновско-Саратовского прогиба.

Нижневолжская трансгрессия по величине уступала лишь келловейской и оксфордской. Отсутствие этих отложений в южной части Ульяновско-Саратовского прогиба несомненно связано с их последующим размывом.

Особенно широко распространено море было во время существования *Dorsoplanites panderi*. Почти на всей площади этого бассейна происходило накопление глин, богатых органическим детритом, и битуминозных сланцев. Состав фауны характеризуется разнообразием, что свидетельствует о нормальной солености и, видимо, также о нормальном газовом режиме. Обилие придонной фауны и пышная донная растительность указывают на отсутствие быстрых течений. Наибольшие мощности осадков этой зоны (96 м), так же как почти всех других юрских морских отложений, отмечены в Прикаспийской синеклизе.

Во время *Virgatites virgatus* бассейн несколько сократился, хотя на юго-востоке (южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза) и на северо-востоке территории (Вятско-Камская впадина) продолжают накапливаться карбонатные глины, богатые органическими остатками. На юге региона, где воды были более теплыми, шло образование мергелей и известняков.

Во время *Epivirgatites nikitini* глинистые осадки образуются только на юге и севере территории, тогда как в Ульяновско-Саратовском прогибе, где был пролив, соединяющий северные и южные моря, прослеживаются отложения кварц-глауконитовых песков с галькой фосфоритов, начало образования которых связано еще со временем *Virgatites virgatus*.

В верхневолжский век море еще более мелеет и лишь в юго-восточной части территории отлагаются песчаные мергели, тогда как в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба накапливаются пески и песчаники с галькой фосфоритов. Об устойчивой связи этого бассейна с бореальным морем указывает не только отсутствие представителей всех групп животных, характерных для теплых морей, но и обилие ауцелл, раковины которых часто переполняют верхневолжские песчаники.

Проблемы дальнейшего изучения. Если морские верхнеюрские отложения, распространенные в северной и южной частях рассматриваемой территории, часто хорошо сопоставляются даже при зональном их расчленении, то среднеюрские континентальные образования, присутствующие преимущественно в северной ее части, часто не могут быть разделены не только на отдельные ярусы, но и отделы.

Значительно хуже верхнеюрских изучены морские отложения средней юры. Так, батские морские образования до настоящего времени недостаточно фаунистически охарактеризованы. Стратиграфическая граница распространения отдельных видов фораминифер, встречающихся в них и выделяемых в качестве руководящих (*Ammodiscus baticus* D a i n и др.), еще точно не выяснена.

Пока противоречивы палинологические данные о возрасте континентальных отложений севера территории; одни и те же отложения различными группами палинологов причисляются то к нижней и средней юре, то к верхней.

Установление возраста континентальных образований, подстилающих морские верхнеюрские образования (от келловейских до нижневолжских) на севере рассматриваемой территории, крайне необходимо для успешного проведения всех геологических работ.

Многое могут дать детальные и среднemasштабные геологические съемки, сопровождающиеся изучением ритмичности этих образований, выяснением фацialsных изменений разновозрастных толщ и выделением маркирующих горизонтов или пачек. Конечно, все это возможно выполнить лишь при применении новейших методов исследования осадочных образований.

Специальные работы необходимы и для выяснения возраста свиты глин со стяжениями сидерита, залегающей в основании юрских отложений северной части территории.

Большое значение для установления возраста как континентальных, так и морских отложений всей рассматриваемой территории должны иметь работы по комплексному изучению естественных эталонных разрезов и разрезов буровых скважин различных частей региона. Особенно ощутимые результаты для дробной стратиграфии континентальных пород здесь возможно получить при изучении опорных разрезов в зоне перехода морских образований в континентальные или территорий, расположенных вблизи этих границ.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Небольшие останцы нижнемеловых отложений имеются между верхними течениями рек Вятки и Камы. Очень широко меловые отложения распространены по правобережью Волги, к югу от широты городов Муром и Ульяновска до южных границ Саратовской области. На левобережье Волги они отдельными островками встречены в Куйбышевском Заволжье, а в Саратовском Заволжье протягиваются узкой полосой вдоль Волги и распространены на большой площади к югу от широты г. Энгельс — с. Озинки.

Выходы на поверхность нижнемеловых отложений прослеживаются на обширной территории к северу от широты Ульяновск — Саранск, а верхнемеловых — к западу от меридиана Пензы. Обнажения их можно видеть по правому берегу Волги, в бассейне рек Сызрани, Терешки и Карамыша, а также на участках Карабулакских и Саратовских дислокаций.

Подстилаются меловые отложения различными горизонтами юрских пород от нижневолжских и верхневолжских до батских и байосских включительно. Покрываются они палеогеновыми, а в Заволжье местами и плиоценовыми отложениями.

В 1832 г. П. Я. Языков разделил верхнемеловые отложения Ульяновского правобережья Волги на три яруса. Нижнемеловые породы района Ульяновска описаны Г. А. Траутшольдом (1863, 1865 гг.), И. И. Лагузеню (1873 г.), Н. Н. Барбот де Марни (1874 г.). И. Ф. Синцов (1870—1888 гг.) меловые породы Среднего и Нижнего Поволжья расчленил главным образом по петрографическим признакам. Это деление не нашло признания.

В изучении меловых отложений Поволжья очень велика роль А. П. Павлова (1886—1903 гг.). Он доказал существование перерыва между юрой и мелом, разработал схему расчленения толщи меловых пород по фауне, сопоставил разрезы их с разрезами Западной Европы, описал фауну нижнего мела, рассмотрел вопросы палеогеографии мелового периода. Работы А. П. Павлова определили направление дальнейшего изучения меловых отложений.

С. Н. Никитин (1888₂) описал разрезы нижнего и верхнего мела между Ульяновском и Саратовом и к западу от Волги до р. Хопра. В. Г. Хименков (1905, 1907) изучил меловые отложения окрестностей Вольска и Хвалынска. П. И. Кротов (1888 г.) впервые установил присутствие валанжинских отложений в верховьях рек Вятки и Камы.

Огромная заслуга в познании меловых отложений Среднего и Нижнего Поволжья принадлежит А. Д. Архангельскому (1910—1935 гг.). Используя фауну, в том числе и белемнитов, он уточнил рас-

членение нижнего мела, создал схему расчленения верхнего мела, сохранившую свое значение до настоящего времени. Им описаны выходы меловых пород на территории Пензенской и Саратовской областей.

М. М. Васильевский (1908) впервые установил наличие в окрестностях Саратова верхнего подъяруса апта.

Е. В. Милановским (1925, 1928, 1940) собраны ценные материалы по стратиграфии нижнего и верхнего мела Ульяновского Поволжья. Им доказана принадлежность к готериву симбирскитовых глин, дано детальное описание и обоснование возраста пород отдельных ярусов верхнего мела.

Нижнемеловые отложения восточной части Московской синеклизы описаны А. М. Жирмунским (1925 г.), Вятско-Камской впадины — Н. Г. Кассиным (1928). А. А. Четыркина и А. А. Шугин (1936 г.) отметили выходы отложений рязанского горизонта близ с. Лойно, в верхнем течении р. Камы.

В послевоенные годы благодаря большому объему геологосъемочных и геологоразведочных работ, а также тематических исследований в связи с поисками нефти, газа и других полезных ископаемых получены многочисленные весьма ценные материалы по стратиграфии, литологии и условиям образования меловых отложений всей территории. Это дало возможность проводить детальное расчленение разрезов не только на основе макрофауны, как это было раньше, но и с использованием микрофауны, спор и пыльцы и электрокаротажных диаграмм.

Нижнемеловые образования бассейна рек Кобры и Узолы (Московская синеклиза), нижнего течения р. Мокши (Муромско-Ломовский прогиб), бассейна р. Суры (западная часть Ульяновско-Саратовского прогиба) довольно детально охарактеризованы Б. М. Гиммельфарбом (1931 г.), Е. М. Обуховой (1938 г.), П. А. Герасимовым и М. П. Казаковым (1939 г.), В. К. Соловьевым (1941 г.), В. В. Болховским и Г. И. Бломом (1941 г.), а также многими другими исследователями.

Стратиграфии нижнего мела отдельных участков Ульяновского и Саратовского Поволжья посвящены работы В. Г. Камышевой-Елпатьевской (1945—1955 гг.), А. М. Кузнецовой (1943—1963 гг.), Т. Н. Хабаровой и А. Н. Ивановой (1944—1963 гг.), А. П. Рождественского (1944—1949 гг.), Е. С. Черновой (1951 г.), И. Г. Сазоновой (1951—1958 гг.), Г. Г. Пославской (1951—1958 гг.), Е. А. Глазуновой (1959—1961 гг.) и др. Фациальный анализ пород этого возраста нашел отражение в работах С. Н. Краузе (1951 г.), М. В. Бондаревой (1958—1962 гг.), Т. Л. Дервиз, В. Я. Дорохова, Е. И. Денисенковой (1959) и др.

Верхнемеловые отложения детально описаны А. П. Рождественским (1944—1951 гг.), Г. С. Сенченко (1948 г., 1952 г.), Н. С. Морозовым (1951—1963 гг.), А. Н. Ивановой (1947—1963 гг.), О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1954—1958 гг.), Н. Г. Коноваловой (1957 г.), В. И. Барышниковой (1951—1961 гг.), Е. И. Денисенковой (1958 г.) и Т. Л. Дервиз (1959 г.) и др.

Литолого-палеогеографические карты для Атласа карт Русской платформы (1961) на описываемую территорию составили по ярусам нижнего мела Е. И. Денисенкова и И. Г. Сазонова, по ярусам верхнего мела — Н. С. Морозов и О. В. Флерова.

Детальное расчленение и сопоставление разрезов меловых отложений в связи с изучением истории геологического развития территории и оценкой перспектив нефтегазоносности проведено В. М. Ротенфельдом (1958—1963 гг.).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Площадь распространения нижнемеловых отложений показана на рис. 76. Представлены они исключительно песчано-глинистыми породами (рис. 77). На севере района и в Саратовском Заволжье нижнемеловые отложения начинаются валанжином, а на остальной площади — готеривом и барремом. Присутствие пород нижнего готерива, нижнего баррема, верхнего апта, нижнего и верхнего альба либо фауной не обоснованы, либо ее возраст носит дискуссионный характер. Их развитие в разрезах нижнего мела некоторых районов территории предполагается на основе анализа литологического строения и характера изменения мощностей отложений.

Нижняя граница нижнемеловых отложений в большинстве разрезов отчетливо выражена литологически, она отражает перерыв в седиментации. Верхняя их граница в области развития песков сеномана менее ясна, но там, где сеноман отсутствует, — очень резкая. Залегают нижнемеловые отложения в северных и восточных районах на нижеволжских, местами, возможно, верхневолжских породах, а по мере движения на запад постепенно переходят на более древние слои — до бата и байоса включительно.

Валанжинский ярус

Валанжинские отложения распространены отдельными участками или останцами в южной части Московской синеклизы в междуречье Унжи и Ветлуги, в верховьях Вятки и Камы и в Среднем Поволжье.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. В южной части Московской синеклизы (Ковернинская впадина) к валанжину, по данным С. К. Нечитайло (1959) и Д. Л. Фрухт (1959), принадлежат зеленовато-серые песчаники с галькой фосфоритов и покрывающие их оолитовые мергели, общей мощностью 1—1,5 м. На междуречье Унжи и Ветлуги и в верховьях рек Вола и Варважа (притоков р. Ветлуги) к валанжинскому ярусу Г. И. Блом (1962 г.) относит зеленовато-серые кварц-глауконитовые пески с фосфоритами, местами с прослоями алевролитов, общей мощностью 1,2 м. Наличие *Tollia* sp., а также комплекса спор и пыльцы определяет валанжинский возраст этих пород.

В верховьях р. Камы, в районе с. Лойно, валанжин начинается рязанским горизонтом. Здесь прослежены известковистые серые кварцевые крупнозернистые песчаники мощностью 2,1 м, с многочисленными остатками и отпечатками аммонитов *Rjasanites rjasanensis* W e n., *R. subrjasanensis* N i k., белемнитов *Pachyteuthis russiensis* O r b., пелеципод *Aucella volgensis* L a h., *A. terebratuloides* L a h. и др. Выше следуют среднезернистые кварц-глауконитовые пески с зернами и желваками фосфоритов и фосфатизированными ядрами ауцелл. Часто пески сцементированы фосфоритом и железистым цементом в плиту конгломерата мощностью до 0,2 м. Фауна представлена главным образом ауцеллами: *Aucella terebratuloides* L a h., *A. trigonoides* L a h., *A. volgensis* L a h., *A. crassa* P a v l., *A. bulloides* P a v l. и др. Кроме того, присутствуют аммониты *Subcraspedites* ex gr. *spasskensis* B o g.

К среднему валанжину принадлежат темно-зеленые глинистые кварц-глауконитовые пески мощностью до 0,8 м, с желваками фосфоритов, содержащие *Temnoptychites syzranicus* (P a v l.), *T. triptychites* (N i k.).

К верхнему валанжину относятся мелкозернистые темно-серые кварц-глауконитовые пески с гравием фосфорита мощностью 0—1,5 м, в которых встречены *Polyptychites petschorensis* B o g.

В фосфоритовых слоях верховьев Вятки и Камы обнаружены белемниты и ауцеллы нижнего валанжина и аммониты среднего — *Temnoptychites hoplitoides* (Nik.), *Temnoptychites syzranicus* (Pavl.) и верхнего — *Dichotomites bidichotomus* (Leum.) подъярусов. Общая

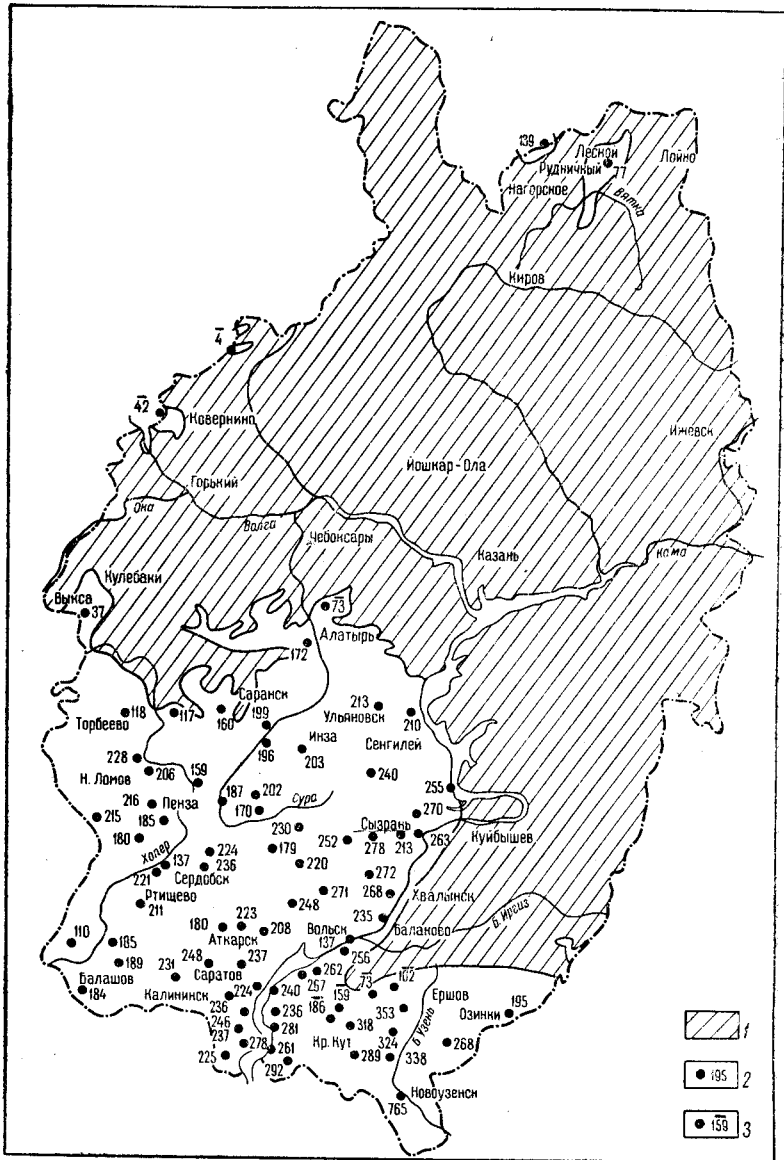


Рис. 76. Карта распространения нижнемеловых отложений
1 — нижнемеловые отложения отсутствуют; 2 — скважины и полная мощность нижнемеловых отложений; 3 — скважины и неполная мощность вследствие размыва верхних горизонтов в послемеловое время

мощность валанжина в верхнем течении Вятки и Камы достигает 5,7 м.

Во многих пунктах валанжинские отложения подверглись размыву. Так, в бассейне р. Кобры, правого притока Вятки, от них сохранились лишь небольшой мощности (0,2 м) темно-зеленые и темно-серые глинистые кварц-глауконитовые пески, местами сцементированные гидроокислами железа.

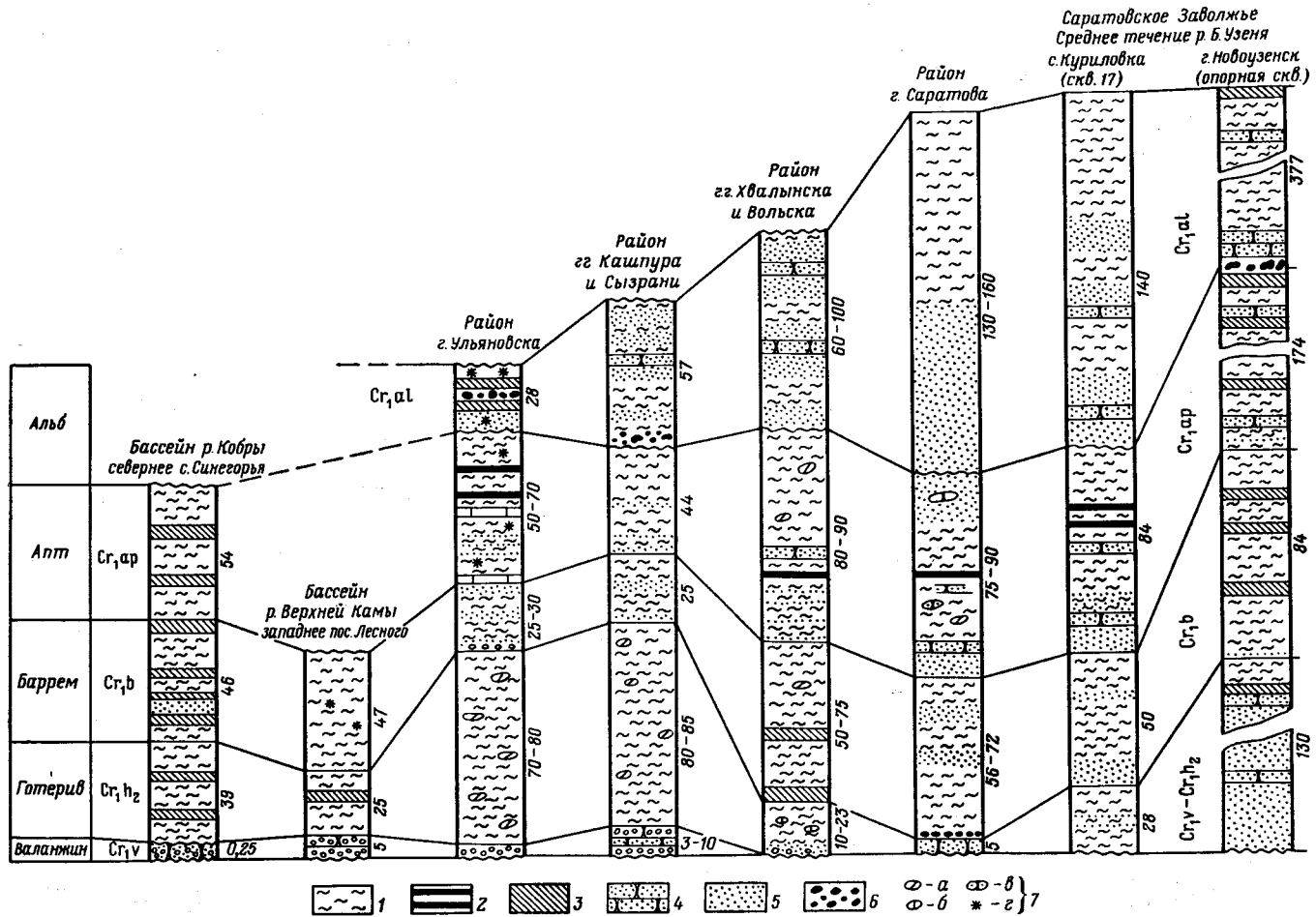


Рис. 77. Схема сопоставления разрезов нижнемеловых отложений

1 — глины; 2 — глины битуминозные («горючие сланцы»); 3 — алевриты, алевролиты; 4 — песчаники; 5 — пески; 6 — фосфориты; 7 — конкреции: а — мергеля, б — известняка, в — железистые, г — сферосидерита

Муромско-Ломовский и Ульяновско-Саратовский прогибы. В Муромско-Ломовском прогибе, на левобережье Мокши у с. Рыбкино, южнее г. Краснослободска, к валанжину отнесены фосфоритовый конгломерат с ядрами ауцелл и глауконитовые пески со сростками песчаных фосфоритов общей мощностью около 2 м. Наличие аммонитов *Temnoptychites triptychiformis* (Nik.), *T. syzranicus* (Pavl.), *T. Igo-wensis* (Nik.) и др. свидетельствует о нижне- и средневаланжинском возрасте слоев.

На междуречье Мокши, Теши и Оки (Блом, 1955) валанжин начинается кварц-глауконитовыми песками с фосфоритами (мощностью до 0,85 м) или оолитовыми глинами с гальками фосфоритов. Затем следует оолитовый глинистый мергель с галькой и желваками фосфоритов общей мощностью от нескольких десятков сантиметров до 1,1 м. Заканчивается разрез темно-серыми и коричневато-серыми глинами со стяжениями фосфоритов. Мощность слоев валанжина изменяется от нескольких сантиметров до 3,4 м. Юго-восточнее, в бассейне рек Инсара и Алатыря, к валанжину относятся темно-зеленые и темно-серые кварц-глауконитовые пески со стяжениями фосфоритов и прослоями песчаников общей мощностью 1,2—3,2 м (Клеванский и др., 1960, 1961 гг.).

В Ульяновско-Саратовском прогибе, на левобережье р. Суры в районе с. Порецкого (в 50 км ниже устья р. Алатыря) и между реками Меной и Кишей, впадающими в р. Суру ниже с. Порецкого, валанжин начинается фосфоритовым конгломератом из желваков и галек фосфоритов, затем следует песчаный мергель с зернами глауконита и желваками фосфоритов общей мощностью 1,4 м. В породах содержатся *Tollia stenophala* Pavl., *Aucella volgensis* Lah., *A. mosquensis* Buch., *A. russiensis* Keys., *Pachyteuthis lateralis* (Phil.), что указывает на нижневаланжинский возраст (Болховский, Блом, 1941 г.).

У д. Пехорки на р. Мене, по данным Е. В. Милановского (1940), к валанжину принадлежит железисто-оолитовый мергель (мощностью 0,5 м) с аммонитами, белемнитами и ауцеллами. Из белемнитов присутствуют *Pachyteuthis lateralis* (Phil.), *Acroteuthis subquadratus* (Roem.).

Между Сурой и Свягой, в верховьях р. Кири у пос. Буинска, в кварц-глауконитовых песках с фосфоритами (мощностью 10 м) встречено большое количество ауцелл (*Aucella crassicolis* Keys.), обычно встречающихся в среднем валанжине (Блом, 1952).

В районе Ульяновска к валанжину относятся кварц-глауконитовые пески с различными генерациями фосфоритовых желваков (мощностью 1—3 м) со смешанной юрской и валанжинской фауной, что свидетельствует о переотложении осадков.

Наиболее полные разрезы валанжинских отложений находятся в береговой полосе Волги близ Сызрани, у д. Кашпировки. Они начинаются зелеными кварц-глауконитовыми мелкозернистыми песками с желваками песчаных фосфоритов (мощностью 0—25 м). Вверх пески постепенно сменяются рыхлыми песчаниками того же состава, (около 1 м) с большим количеством *Rjasanites* ex gr. *rjasanensis* Wen., *Oxyteuthis quadrata* Roem., *Pachyteuthis lateralis* (Nik.) и многочисленными ауцеллами.

Затем следует фосфоритовый слой (мощностью 0,2 м), состоящий из фосфоритовых ядер ауцелл, переполняющих кварц-глауконитовый песок. В этом слое встречена фауна нижнего и среднего валанжина: *Polyptychites keyserlingi* Neum. et Uhl., *P. gravesiformis* Pavl., *P. ramulicostata* Pavl., *Tollia stenophala* Pavl., *Temnoptychites syzranicus* (Pavl.).

Фосфоритовый слой, по данным А. Д. Архангельского (1926), покрывается зеленовато-серыми рыхлыми глауконито-кварцевыми песчаниками (мощностью до 1 м) с белемнитами и песчанистыми глинами, бедными ископаемыми (мощностью 2 м). Т. Л. Дервиз (1959), не приводя в обоснование органические остатки, относит песчаники и глины к верхнему валанжину, определяя их мощность в 7,1 м. Общая мощность валанжина в районе д. Кашпировки, по ее данным, 10—12 м. Описанный разрез наиболее полный по стратиграфическому объему, мощности и богатству фауны. Следует подчеркнуть наличие в разрезе близ д. Кашпировки самых древних слоев валанжина — рязанского горизонта, отсутствующего или не доказанного во многих пунктах рассматриваемой территории.

В районе с. Марьевки юго-западнее Сызрани, по данным И. Г. Сазоновой (1958), в основании нижнего валанжина залегают зеленовато-серые алевролиты с фосфоритами (мощностью 0,5 м) заключающие *Subcraspedites stenomphalus* (Pavl.). Выше следует ракушник (мощностью 1 м) с многочисленными ауцеллами: *Aucella volgensis* L. a. h., *A. terebratuloides* L. a. h., *A. surensis* Pavl. Заканчивается нижний валанжин песчанистыми глинами с прослоем фосфоритового конгломерата с *Pachyteuthis* aff. *lateralis* (Phill.). Мощность их 3,2 м. К среднему валанжину относятся песчанистые алевролиты с фосфоритами, содержащими *Polyptychites keyserlingi* Neum. et Uhl. Мощность их 0,7 м. Верхний валанжин представлен фосфоритовыми песчаниками (0,08 м) с *Polyptychites polyptychus* (Keyes.).

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье валанжинские отложения вскрыты скважинами в районе городов Ершово, Дергачи, Новоузенска. Близ г. Ершова они состоят из светло-зеленых тонкозернистых известковистых кварцевых песчаников с прослоями известняков. Возраст их определяется по находкам фораминифер: *Haplophragmoides volanjinicus* Rygina, *Ammobaculites inconstans* Barth et Brand. var. *gracile* Rygina, *Lenticulina crassisepa* (Kasanzhev), *Marginulina prae-gracilissima* Rygina (определения А. М. Кузнецовой). Мощность 11 м.

В разрезе Новоузенской опорной скважины валанжинские отложения песчаного состава можно условно выделить в интервале 2147—2236 м. Они располагаются между фаунистически охарактеризованными карбонатными породами верхней юры и преимущественно глинистыми образованиями готерива. Эта толща сложена светло-серыми тонкозернистыми кварц-глауконитовыми песками и песчаниками, содержащими плохой сохранности фауну нижнего мела и споро-пыльцу (интервал 2147—2166), указывающую на присутствие здесь отложений валанжина — низов готерива.

К валанжинским отложениям в верховьях рек Камы и Вятки в районе поселков Лойно и Рудничного приурочены промышленные месторождения фосфоритов.

Готеривский ярус

Межведомственный стратиграфический комитет СССР 17 апреля 1964 г. принял решение об изменении границы между готеривом и барремом по сравнению с ранее установленной в унифицированных схемах. Рассмотрим кратко этот вопрос.

В Ульяновском Поволжье между валанжином и аптом залегают породы, отчетливо разделяющиеся на две толщи. Нижняя сложена глинами с аммонитами *Sibirskites*. Она получила название симбирскитовой. Верхняя состоит из глинисто-песчанистых пород, в которых нет

аммонитов, но зато много белемнитов. В литературе она известна под названием белемнитовой толщи.

А. П. Павлов (1896, 1901) обе толщи отнес к баррему, хотя допускал принадлежность самых нижних горизонтов к готериву. Е. В. Милановский (1940₁) обосновал принадлежность симбирских глин к готериву, границу между ярусами он проводил в подошве белемнитовой толщи. Е. С. Чернова (1951) на основании изучения аммонитов пришла к выводу, что к готериву относится только нижняя часть симбирских глин, соответствующая зоне *Speetoniceras versicolor*. Верхняя часть — зона *Simbirskites decheni* — выделена в нижний баррем. Таким образом, граница между готеривом и барремом проведена Е. С. Черновой внутри симбирских глин.

Она была принята на Всесоюзных совещаниях по разработке (1954 г.) и уточнению (1958 г.) унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы. Труды и решения совещаний опубликованы¹.

В последние годы вопрос о границе готерива и баррема пересматривался с учетом не только фауны аммонитов, но и других групп животных, а также литологического состава пород. Значительные изменения режима бассейна установлены перед накоплением осадков белемнитовой толщи — исчезли аммониты, появились белемниты, пелециподы, гастроподы, претерпели обновление фораминиферы, глинистые осадки сменились глинисто-песчаными. В некоторых участках Поволжья (районы Ульяновска и Соколовой горы у Саратова) прослежен непостоянный по простиранию фосфоритовый слой, указывающий на резкое обмеление бассейна и местами возможный перерыв в осадкообразовании. Таким образом, было целесообразно вернуться к мнению Е. В. Милановского и границу готерива и баррема провести в основании белемнитовой толщи.

Межведомственный стратиграфический комитет, повысив границу между готеривом и барремом, установил ее применительно к Поволжью по контакту симбирских глин и глинисто-песчаных отложений белемнитовой толщи. Ниже описание пород готерива и баррема будет дано с учетом этой границы. В пределах рассматриваемой территории по фауне известны две зоны готерива — *Speetoniceras versicolor* в нижней части разреза и *Simbirskites decheni* и *Craspedodiscus discofalcatus* в верхней (вопрос о наличии пород последней зоны в Саратовском Поволжье не ясен). Первая зона А. Е. Глазуновой (1961) отнесена к верхнему готериву, а В. В. Друшицем (1962) — к верхней части нижнего готерива. В тексте условно принята точка зрения А. Е. Глазуновой.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. В пределах восточной части Московской синеклизы готеривские отложения представлены глинами темно-серыми и черными с прослоями алевролитов (Блом, 1954 г.). В этих глинах встречены фораминиферы (определения Е. А. Гофман): *Haplophragmoides infracretaceus* M j a t l., *H. umbilicatus* D a i n, *H. subchapmani* K u z n., *Ammodiscus* ex gr. *incertum* O r b.,

¹ «Решения Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы». Госгиптехиздат, 1955.

«Труды Всесоюзного совещания по разработке унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы». Госгиптехиздат, 1956.

«Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы, состоявшегося в 1958 г.». Госгиптехиздат, 1962.

«Труды Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы (1958)». Т. 3. Меловая система. Госгиптехиздат, 1961.

Globulina praelacrima Mjatl., *G. prisca* Reuss, *Ammobaculites inermis* Orb., *Lenticulina roemeri* Reuss, *L. rotulata* (Lah.), *Marginulina gracilissima* (Reuss), *M. striatocostata* Reuss. Мощность отложений готеривского яруса достигает здесь 39 м.

Восточнее, в Вятско-Камской впадине, литологический состав этих отложений не изменяется, но мощность сокращается до 23 м. В них встречены: *Astarte porrecta* Buch., *Leda scapha* (Orb.), *Oxytoma cornueliana* Orb., *Simbirskites coronatiformis* M. Pavl. и *Speetonicerias versicolor* Tr. (определения В. И. Козловой и В. В. Мозгового), фораминиферы: *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *H. subchapmani* Kuzn., *H. umbilicatus* Dain, *H. barremicus* Mjatl., *Ammobaculites volskiensis* Dain и остракоды *Protocythere propria* (Schar.) (определения А. М. Кузнецовой), которые свидетельствуют о верхнеготеривском возрасте развитых здесь отложений.

Муромско-Ломовский прогиб. Верхнеготеривские отложения в северо-восточной части прогиба установлены бурением в 32 км к юго-востоку от г. Выксы. По данным Г. И. Блома (1955), здесь вскрыты темно-серые глины с прослоями алевроитов мощностью 37 м. В бассейне верхнего течения Инсара в аналогичных породах найдены *Speetonicerias versicolor* (Traut.), *Haplophragmoides subchapmani* Kuzn., *H. nonioninoides* (Reuss), *Lenticulina novella* Vass. (Клеванский и Табачков, 1961 г.).

В осевой части прогиба у с. Елатьмы темно-серые глины с *Simbirskites decheni* (Lah.) небольшой мощности залегают непосредственно на глинах оксфорда. В южной части прогиба, в верховьях Мокши, у с. Мокшан, глины верхнего готерива имеют мощность 43 м, к западу, у г. Нижний Ломов, 22 м, а еще западнее, уже за пределами описываемой территории, исчезают совсем.

Ульяновско-Саратовский прогиб. Отложения верхнего готерива наиболее полно обнажены и лучше всего палеонтологически охарактеризованы в обрыве правого берега Волги, в районе г. Ульяновска. Здесь же разрез их вскрыт многочисленными скважинами. По фауне и некоторым текстурным признакам они разделяются на две части. Нижняя мощностью 35—40 м сложена темно-серыми, местами почти черными плотными глинами с анкерит-кальцитовыми септариями (Виталь, 1959).

Остатки организмов, главным образом аммонитов, иногда очень крупных, встречаются преимущественно в септариях, в меньшей степени — в глинах. Чаще всего присутствуют *Speetonicerias versicolor* Tr., *Sp. inversus* M. Pavl., *Sp. subinversus* M. Pavl., *Sp. coronatiformis* M. Pavl. и др. Они образуют зону *Speetonicerias versicolor*. Кроме того, найдены белемниты *Pachyteuthis pseudopanderi* (Sinz.), *Astarte porrecta* Buch., фораминиферы представлены следующим комплексом: *Haplophragmoides subnonioninoides* Nik., *H. barremicus* Mjatl., *H. subchapmani* Kuzn., *H. infracretaceus* Mjatl., *Verneuilinoides neocombiensis* (Mjatl.), *Trochammina gyrodiniformis* Mjatl., *Lenticulina viveja* Dain, *L. novella* Vass., *Marginulina acuticostata* Reuss, *Globulina praelacrima* Mjatl. (определения А. М. Кузнецовой).

Верхняя часть верхнего готерива сложена тоже темно-серыми, но более плотными глинами, при выветривании распадающимися на угловатые обломки с раковистым изломом. Встречаются анкерит-кальцит-сидеритовые конкреции. Аммониты принадлежат уже к другим видам. Чаще всего присутствуют зональные виды *Simbirskites decheni* Lah., *Craspedodiscus discofalcatus* Lah. Им сопутствуют *Simbirskites umbonatus* Lah., *S. kowalewskii* Pavl., *S. elatus* Tr., *S. umbonatiformis* Pavl., *S. pseudobarbotti* Pavl., *Craspedodiscus phillipsi* Neym. et Uhl., *Speetonicerias polivnensis* Pavl., а также пеллециподы *Inoceramus*

aucella Trautsch. Из фораминифер, кроме того, встречены *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Discorbis dampelae* Mjatl., *Ammobaculites* ex gr. *inconstans* Barth. et Brand. *Milliammina valdensis* Bart. Присутствуют также остракоды *Palaeocytheridea observata* (Shar.), *P. neocomiensis* Lub., *P. rara* Lub. Таким образом, комплексы фораминифер обеих частей разреза близки между собой. Мощность глин до 40 м. Общая мощность верхнеготеривских отложений 70—80 м.

А. Е. Глазунова (1961) отмечает, что самая верхняя часть глин не содержит аммонитов, но зато здесь присутствуют малорослые угнетенные пеллециподы и гастроподы: *Corbula polita* Tr., *C. phillipsi* Mor dv., *Lima splendens* Eichw., *Vuccinum incertum* Orb., *Turbo humilis* Trautsch. Эти организмы являлись обитателями опресненных бассейнов. Следовательно, в конце времени накопления глин произошло изменение физико-географических условий, опреснение моря, вызвавшее исчезновение аммонитов и развитие угнетенной фауны гастропод и пеллеципод. Мощность верхнеготеривских глин южнее Ульяновска, на правом берегу Волги у с. Климовки близ Самарской Луки, равна 86 м.

К югу от Самарской Луки выходы на поверхность верхнеготеривских отложений наблюдаются по правому берегу Волги и в районе Сызрани (д. Кашпировка), по р. Кубре и между реками Куброй и Сызранкой. На остальной части правого бережья они вскрыты скважинами. В районе Сызрани и к западу от Жигулевских дислокаций верхний готерив располагается на разных горизонтах валанжина, в Хвалынско-Вольском правобережье — на породах нижнего волжского яруса, а по мере движения к югу — на более древних отложениях (до келловейских включительно). Повсюду в основании пород верхнего готерива прослеживается фосфоритовый горизонт.

Близ д. Кашпировки верхнеготеривские отложения представлены черными плотными тонкослоистыми глинами (слоистость за счет тончайших прослоев алевролита) с анкерит-кальцит-сидеритовыми конкрециями (как и в районе Ульяновска). Возраст пород определяется по аммонитам и комплексу фораминифер, аналогичным приведенным для разреза района Ульяновска. Мощность 80—85 м.

Литологический состав, мощность пород и фауна свидетельствуют о том, что разрез района д. Кашпировки близок к разрезу Ульяновского Поволжья. Это подтверждается и материалами бурения. В Сызранской опорной скв. 152 к верхнему готериву относятся песчаные глины и алевролиты мощностью 66 м.

В Хвалынско-Вольском правобережье, по данным М. В. Бондаревой (1962 г.), на неровной поверхности пород нижнего волжского яруса располагаются глауконито-кварцевые пески (мощностью до 0,6 м) с окатанными желваками фосфоритов, местами сцементированные в конгломерат. Характерно присутствие здесь фосфоритов, ядер аммонитов и пеллеципод оксфорда и волжских ярусов. О размыве подстилающих пород свидетельствует также наличие фосфоритовых желваков трех генераций, принадлежащих различным стратиграфическим горизонтам. О широком проявлении процессов размыва можно судить по распространению фосфоритового слоя во многих пунктах как правобережья (с. Алексеевка близ Хвалынского, с. Широкий Буерак, в 30 км выше Вольска), так и левобережья Волги (район с. Духовницкого, с. Орловки, г. Балакова, гор Урас и Три Мара).

В залегающих выше глинах по сравнению с Ульяновским Поволжьем аммониты зон *Speetonicerias versicolor* и *Craspedodiscus discofal-catus* не обнаружены.

М. В. Бондарева, А. Н. Иванова, А. М. Кузнецова и Т. Н. Хабарова (устное сообщение) считают, что в Хвалынско-Саратовском правобе-

режье верхний готерив присутствует лишь в объеме нижней зоны — зоны *Spreetonicerias versicolor*. То, что раньше считалось нижним барремом, по их мнению, целесообразно на основании имеющейся микрофауны вместе с более высокими частями разреза рассматривать как баррем без подразделения на подъярусы.

Наиболее полно изучен разрез верхнего готерива по скважинам, пробуренным на правом берегу Волги в 30 км выше Вольска, у с. Широкий Буерак. Здесь на фосфоритовом конгломерате располагаются глауконито-кварцевые пески с зернами гравия и галькой фосфоритов мощностью 1—1,5 м. Они покрываются темно-серыми глинами с известковыми конкрециями. Общая мощность разреза 8,5—18 м. В глинах присутствуют: *Nucula cornuelliiana* (Orb.), *Leda scapha* (Orb.), *Oxytoma cornuelliiana* (Orb.) и богатый разнообразный комплекс фораминифер: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides neocomiensis* (Charman), *H. infracretaceus* Mjatl., *Ammobaculites volskiensis* Dain, *A. fontinensis* (Terquem), *A. subaequalis* Mjatl., *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., *Verneuilinoides neocomiensis* Mjatl., *Milliammina mjatliukae* Dain, *Globulina praelacrima* Mjatl., *Lenticulina novella* Vass., *L. aeleonora* Nik., *L. secans* Reuss (определения А. М. Кузнецовой). В спектре спор и пыльцы преобладают папоротниковые.

В 60—80 км северо-западнее Вольска, в Карабулакских дислокациях, строение верхнего готерива в основном сохраняется. Мощность песков в нижней части разреза 1—2 м, а глин — 6—12 м. В глинах содержится комплекс фораминифер, аналогичный приведенному выше. В районе г. Саратова (Соколова гора) к верхнему готериву принадлежат мелкозернистые кварцевые с глауконитом пески мощностью 5 м, содержащие типичные для этого подъяруса фораминиферы: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Verneuilinoides neocomiensis* Mjatl., *Ammobaculites subaequalis* Mjatl. (определения А. М. Кузнецовой).

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье верхний готерив изучен по нескольким скважинам. В 25—30 км южнее Вольска, в районе гор Урас и Три Мара, удаленных от Волги на 15—20 км, на фосфоритовом конгломерате (мощностью 0,2—0,5 м) располагаются глауконито-кварцевые разномзернистые пески (мощностью до 4 м) местами уплотненные в рыхлый песчаник. Они покрываются темно-серыми глинами (мощностью 7—9 м) с *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Ammobaculites volskiensis* Dain, *Lenticulina* cf. *münsteri* (Roem.). Остальная часть разреза сложена глинами и алевролитами. Общая мощность 13 м.

Южнее верхнеготеривские отложения вскрыты скважинами в нескольких пунктах. В районе Ершова и Дергачи слои верхнего готерива залегают на валанжинских породах, а в остальных участках — на верхнеюрских. Сложен верхний готерив в нижней части зеленовато-серыми глауконито-кварцевыми песками и песчаниками мощностью 2 м, а в верхней — темно-серыми различной степени песчанистыми глинами. Эти породы содержат типичный для верхнего готерива комплекс фораминифер — *Haplophragmoides infracretaceus* Mjatl., *Verneuilinoides neocomiensis* Mjatl., *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl. Мощность 0—18 м. Верхние горизонты их размыты, а нижние покрываются породами ачкагыла (Курлаев, 1964).

Следует подчеркнуть, что в разрезе Куриловской скважины на р. Б. Узень, в 30 км северо-северо-западнее Новоузенска, А. Н. Ивановой были найдены обломки аммонитов *Simbirskites* sp. indet., позволяю-

щие сопоставлять заключающие их породы с симбирскитовыми глинами Ульяновского Поволжья.

Разрез Новоузенской опорной скважины пересмотрен с дополнительным изучением керна и фауны (А. Н. Иванова, В. Е. Лацкова, Н. И. Ускова, Т. Н. Хабарова, М. Б. Эздрин, 1961 г.). В связи с этим получены новые данные, несколько отличающиеся от ранее опубликованных. К готериву принадлежит верхняя часть описанных выше песчаников, возраст которых определен как «валанжин — готерив». Выше, в интервале 2106—2147 м, вскрываются темно-серые слюдистые, участками алевритистые глины с редкими прослоями глинистых алевролитов. В них встречаются неопределимые остатки раковин пелеципод и фораминиферы: *Haplophragmoides subchapmani* Kuzn., *H. aequalis* Roemertg., *Trochammina gyroidiniformis* Mjatl., *Verneuulinoides neocomiensis* Mjatl., *Globulina praelacrima* Mjatl. и др. Этот комплекс указывает на готеривский возраст пород.

По данным В. М. Ротенфельда и других исследователей (Ротенфельд, Иванова и др., 1963), мощность отложений готеривского яруса, отчетливо выделяющегося в большинстве разрезов скважин, изменяется главным образом за счет выпадения или появления нижних горизонтов. Это позволяет предполагать широкое развитие верхних фаунистических зон верхнего готерива, а также нижнеготеривских отложений в максимальных по мощности разрезах.

Барремский ярус

Барремские отложения распространены почти везде, где присутствуют отложения нижнего мела. Нижняя граница их обоснована выше, верхняя проводится отчетливо по фауне и литологическому составу пород — смене глин баррема песчаными, песчано-глинистыми или алевролитоглинистыми породами апта. Последнее отражено на электрокаротажной характеристике разреза. Положение указанной границы подтверждается наличием предаптического размыва, установленного на приподнятых участках Саратовского правобережья (Ртищевско-Баландинские дислокации, локальные поднятия в пределах Карамышской и Аткарско-Петровской впадин) и Заволжья (Ротенфельд, 1963).

Барремские отложения в большинстве разрезов территории залегают на породах верхнего готерива, и только в центральных и южных районах восточной части Саратовского правобережья в основном на образованиях келловейского или оксфордского возраста (скв. Суrowsкая, Красноармейская и др.). Поскольку отложения, ранее описывавшиеся как нижний баррем, согласно решению Межведомственного стратиграфического комитета отнесены к верхнему готериву, ниже дано описание пород, которые составляли ранее верхний баррем. Барремский ярус рассматривается в объеме, соответствующем белемнитовой толще Ульяновского эталонного разреза и его аналогов в других районах, т. е. в объеме одной зоны — *Oxyteuthis jasykowi*.

Для Саратовского Поволжья вследствие отсутствия палеонтологических данных деление на подъярусы не проводится. В связи с тем что часть разреза, ранее относимая к нижнему баррему, не является аналогом верхней зоны верхнего готерива, а содержит микрофауну более высоких горизонтов, она включена в баррем.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. В северной части территории, в пределах восточной части Московской синеклизы, бассейн р. Кобры (по данным Г. И. Блома, 1954 г.), к баррему отнесены серые и темно-серые глины с прослоями алевритов и песков, содержащие *Pseudomonotis* cf. *pavlovi* Geras., *Corbula polita* Tr.,

Rhynchonella obliterated L a h. (определения П. А. Герасимова), а также фораминиферы: *Haplophragmoides barremicus* M j a t l., *Marginulina robusta* Re u s s, *M. gracilissima* Re u s s, *Discorbis barremicus* M j a t l. и др. Мощность 46 м.

Восточнее, в пределах Вятско-Камской впадины (верховья Вятки и Камы близ с. Лойно и пос. Рудничного) появляются стяжения мергеля, в которых встречены гастроподы: *Sulcodoteon* cf. *subovoides* P e l i n c., *Confusiscalia* cf. *dupiniana* O r b., *Corbula polita* (T r.) (определения В. И. Козловой), *Discorbis barremicus* M j a t l., *Marginulina gracilissima* Re u s s, *M. robusta* Re u s s, *M. cefalotes* Re u s s, *Gyroidina sokolovae* M j a t l. Мощность баррема здесь определена С. Г. Дубейковским в 47 м.

Муромско-Ломовский прогиб. В Муромско-Ломовском прогибе баррем представлен песчанистыми алевритами и глинами с конкрециями сидеритового мергеля мощностью 16 м у с. Торбеево, 40 м у г. Н. Ломов и 65 м у с. Мокшана близ Пензы (Сазонова, 1958).

Ульяновско-Саратовский прогиб и восточный склон Воронежской антеклизы. В северо-западной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в бассейне р. Суры, у д. Пруды, весь баррем представлен алевритистыми глинами мощностью 42 м с фораминиферами: *Discorbis barremicus* M j a t l., *Glomospirella* aff. *gaultina* (B e r t h.), *Gyroidina sokolovae* M j a t l. В западной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в бассейне р. Инсара (Мордовская АССР), отложения баррема сложены серыми глинами с прослоями песков. В них присутствуют, кроме названных видов, *Marginulina eichenbergi* M j a t l. и *Epistomina infracretacea* K u z n. Мощность 49 м.

Классический разрез барремских отложений установлен в северо-восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в районе Ульяновска. Здесь в обрыве Волги породы баррема выходят на поверхность. Они залегают на симбирских глинах верхнего готерива. В некоторых пунктах в основании их прослеживается невыдержанный по простирацию горизонт фосфоритовых галек. Выше залегают песчано-глинистые отложения мощностью до 25—30 м, известные под названием «белемнитовой толщи». Это темно-серые и серые сильно песчанистые алевритистые глины с прослоями зеленовато-серых кварц-глауконитовых песков, песчаников и алевритов с крупными до 1,5 м анкерит-кальцитовыми конкрециями. Остатки организмов довольно многочисленны, преобладают белемниты: *Oxyteuthis jasykowi* (L a h.), *Ox. brunsvicensis* (S t r o m b.), *Ox. lahuseni* (P a v l.), *Aulacoteuthis ascendens* S t o l., *A. absolutiformis* (S i n z.), присутствуют нетипичные пеллециподы: *Astarte porrecta* (B u c h), *Cucullaea golowkinskii* S i n z., *Cyprina* aff. *dualis* M o r d v. и др. Фораминиферы представлены следующим комплексом: *Glomospirella gaultina* (B e r t h.), *Milliammina mjatliukae* D a i n, *Miliolina infracretacea* K u z n., *Cornuspira cretacea* Re u s s, *Marginulina gracilissima* Re u s s, *M. robusta* Re u s s, *Discorbis barremicus* M j a t l., *Gyroidina sokolovae* M j a t l. Присутствие в породах приведенной фауны подтверждает принадлежность их к верхнему баррему — зоне *Oxyteuthis jasykowi*. Нижний баррем не выделен. По мнению А. Е. Глазуновой (1961), этому времени соответствует перерыв, следами которого является упомянутый выше горизонт фосфоритовых галек.

Южнее, у г. Сенгилей, в осевой части Ульяновско-Саратовского прогиба, глины становятся менее песчанистыми, уменьшается количество и мощность прослоев песков. Здесь прослеживается три прослоя песков (мощностью 0,3—2,5 м) с многочисленными *Oxyteuthis jasykowi* (L a h.). Мощность 25—30 м.

На западном погружении Жигулевских дислокаций, в бассейне р. Кобры у д. Васильевки, к баррему принадлежат выходящие на поверхность алевроиты с прослоями и линзами глин, с прослоями мергеля и сидерита, имеющих текстуру «конус в конус». В большом количестве встречаются *Oxyteuthis jasykowi* (Lah.), *Ox. brunsvicensis* (Stromb.), *Dentalium moreanum* Orb., *D. notabilis* Eichw. и др. Кроме того, присутствуют характерные для баррема фораминиферы. Видимая мощность 18 м.

К югу от Жигулевских дислокаций, в окрестностях д. Кашпировки, обнажаются песчано-глинистые породы, аналогичные породам белемнитовой толщи Ульяновского правобережья. В Хвалынского-Вольском правобережье баррем выделяется главным образом по фораминиферам. Наиболее полно породы этого возраста изучены по разрезу скважины у с. Широкий Буерак. Здесь они начинаются алевроитами мощностью 0,8—2 м. Затем следуют глины с тонкими прослоями алевроитов с фораминиферами: *Haplophragmoides* ex gr. *infracretaceus* Mjatl., *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Milliammina mjatliukae* Dain, *Marginulina gracilissima* Reuss, *Discorbis barremicus* Mjatl., *Gyroidina sokolovae* Mjatl. Присутствуют пеллециподы: *Leda scapha* (Orb.), *Oxytoma cornueliana* (Orb.). Мощность глин 12—14 м. Выше располагаются алевроиты мощностью 14—16 м, с более бедным и однообразным комплексом фораминифер. Характерно присутствие белемнитов: *Oxyteuthis jasykowi* (Lah.), *Aulacoteuthis absolutiformis* (Sinz.).

Более высокие части разреза обнажаются во многих пунктах правого берега Волги, в районе Хвалынска. Здесь отчетливо выделяются две пачки. Нижняя сложена глинами с прослоями алевролитов и конкрециями сидеритов размером до 1,5 м, имеющих текстуру «конус в конус». В конкрециях часто встречаются белемниты *Oxyteuthis jasykowi* (Lah.) и пеллециподы: *Leda scapha* (Orb.), *Corbula polita* Gault., *Oxytoma cornueliana* (Orb.), *Lucina tenera* Sow. Мощность глин 24—28 м.

Верхняя пачка состоит из алевроитов (мощностью 10—15 м) с пластами глин и конкрециями сидеритов. Общая мощность баррема 50—75 м. К западу от Волги строение баррема сохраняется таким же, о чем свидетельствуют разрезы в районе Карабулакских дислокаций и Кикинского поднятия.

В западных районах Саратовской области от района Калининска (села Шклово, Шалинка, Вольновка) до района Ртищево-Балашова в разрезе преобладают глауконито-кварцевые пески иногда с прослоями песчаников. Остатки организмов отсутствуют, возраст пород определяется по стратиграфическому положению. Мощность близ Балашова 27—41 м, а близ Ртищево-Калининска 45—50 м.

В районе Саратова и в южных участках Саратовского правобережья баррем сложен песчано-глинистыми отложениями, глины занимают здесь до 50—90% разреза. Близ с. Песчаного Умета в основании залегает горизонт желваков фосфоритов, рассеянных в сильно глинистых темно-серых песках, в других участках (Соколова гора близ Саратова) его нет. В обнажении Соколовой горы А. Н. Ивановой в верхней части разреза найдены белемниты: *Oxyteuthis jasykowi* Lah., *Ox. brunsvicensis* Stromb. Мощность баррема 56—72 м.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В разрезах скважин в районе гор Урас и Три Мара, к югу от Вольска, баррем представлен алевроитами, песками и глинами (мощностью 75 м) с комплексом фораминифер, аналогичным приведенному выше. В верхнем течении р. Б. Карамана (с. Отрогово), а также в районе Красного Кута (с. Ждановка) к баррему относятся глины, про-

слоями песчанистые, алевроиты с пластами песков и песчаников. Общая мощность 55—65 м.

Восточнее слою баррема выходят на поверхность в районе пос. Горного, в верхнем течении р. Сакмы, вскрыты скважиной в среднем течении р. Камышевки, в 15 км северо-северо-восточнее с. Дергачи. Они состоят из темно-серых песчаных глин с конкрециями сидерита и содержат типичные барремские фораминиферы: *Discorbis barremicus* Mjatl., *Gyroidina sokolovae* Mjatl., *Marginulina gracilissima* Reuss, *M. eichenbergi* Mjatl., *M. robusta* Reuss *Epistomina infracretacea* Кузп. Мощность 0—20 м.

По уточненным данным (А. Н. Иванова и др., 1961) в разрезе опорной Новоузенской скважины отложения баррема выделены в интервале 2022—2106 м, мощность их 84 м. Они представлены темно-серыми алевроитистыми слюдистыми глинами с прослоями глинистых алевролитов, коричневато-серых сидеритов, с включениями пирита. По всему разрезу встречены фораминиферы: *Miliolina infracretacea* Кузп., *Discorbis dampelae* Mjatl., *D. barremicus* Mjatl., *Gyroidina sokolovae* Mjatl.

В. М. Ротенфельдом и другими (1963) по геоэлектрическим, литологическим и фаунистическим данным разрез барремских отложений Саратовского Поволжья и соседних районов расчленен на четыре пачки, из которых нижняя и третья снизу — песчаные или песчано-глинистые, а остальные две — преимущественно глинистые.

Характер распределения фауны белемнитов по пачкам дает возможность предполагать присутствие в рассматриваемых отложениях, датированных в настоящее время верхним барремом, и пород нижнебарремского возраста. Наиболее характерный, по мнению А. Н. Ивановой (1959), верхнебарремский белемнит *Oxyteuthis brunsvicensis* Stromb. ниже верхней песчаной пачки в разрезах скважин и обнажений, по-видимому, не встречается. Подошва этой пачки, четко выраженная литологически, может условно рассматриваться как граница между нижне- и верхнебарремскими отложениями. Обращает на себя внимание выдержанность строения верхней пачки почти во всех разрезах, в том числе и тех, где происходит резкое опесчанивание подстилающих пород (западные и южные районы Саратовского Поволжья). Это может указывать на различие в условиях формирования осадков нижней и верхней пары пачек, между которыми, возможно, имеется несогласие.

Породы баррема в местах их выходов на поверхность могут быть использованы как строительные материалы.

Аптский ярус

Островки палеонтологически охарактеризованных аптских отложений известны в самой северной части описываемой территории, в бассейне р. Кобры — правого притока Вятки, в пограничных участках Кировской области и Коми АССР. Северная граница их сплошного распространения на правобережье Волги протягивается от нижнего и среднего течения Мокши к Саранску, затем через Алатырь к нижнему течению Суры и Ульяновску. Восточной границей служит Волга на участке от Ульяновска примерно до Балакова. Далее граница по левобережью проходит до верховьев Б. Карамана и отсюда почти в широтном направлении — до с. Озинки (юго-восточная часть Саратовской области). Севернее и восточнее указанной выше линии аптские отложения отсутствуют вследствие размыва. Площадь распространения пород апта к западу уходит за пределы описываемой территории.

Почти на всей территории распространения аптских отложений выделяется по фауне главным образом нижний подъярус апта. Породы верхнего подъяруса достоверно известны лишь в некоторых участках Ульяновского и Саратовского правобережья.

В нижнем апте, согласно унифицированной схеме (1962), выделяются снизу вверх три зоны: 1) *Matheronites ridzewskiyi*, 2) *Deshayesites weissii*, *Tropaneum bowerbanki*, 3) *Deshayesites deshayesi*, *Deshayesites dechy*. Фораминиферы в аптских отложениях редки.

Московская синеклиза и Вятско-Камская впадина. В северо-восточной части территории, в юго-восточной части Московской синеклизы, в бассейне р. Кобры — правого притока Вятки, нижнеаптские отложения впервые установлены Г. И. Бломом (1954 г.). Они представлены темно-серыми глинами с тонкими прослоями алевролитов. В средней и верхней частях разреза встречены: *Aconeceras trautscholdi* (Sin z.), *Pseudomonotis pavlovi* Geras. (определения П. А. Герасимова), а также фораминиферы: *Epistomina aptiensis* Mjatl., *E. planiuscula* Reuss, *Lenticulina crassa* (Roemer), *L. grossheimi* Agal., *L. nuda* Reuss, *Glomospirella gaultina* (Berth.) и др. (определения Е. Д. Гофман). Фауна указывает на принадлежность пород к верхней зоне нижнего апта. Мощность 54 м.

Муромско-Ломовский прогиб. Здесь к нижнему апту принадлежат алевролитистые слоистые глины, в верхней части с прослоями битуминозных сланцев и мергеля («аптская плита»). Наличие *Deshayesites weissii* Neum. et Uhl., *Aconeceras trautscholdi* (Sin z.), *Deshayesites deshayesi* (Leum.), *D. dechy* Parp. и других позволяет выделить среднюю и верхнюю зоны апта. И. Г. Сазонова (1961 г.) отмечает наличие в разрезе апта бассейна р. Мокши аммонитов нижней зоны. Общая мощность нижнего апта 36—41 м. По данным В. К. Соловьева, М. И. Пастухова, С. Г. Дубейковского, на междуречье Мокши и Вада мощность нижнего апта уменьшается до 15 м.

Местами, как полагает И. Г. Сазонова (1958), в южной части Муромско-Ломовского прогиба, в районе г. Нижнего Ломова, с. Мокшана и в других местах нижнеаптские отложения не накапливались, что подтверждается и более грубым материалом в соседних пунктах. Например, в верховьях р. Иванырс в разрезе нижнего апта прослеживаются пески и песчаники с редкой галькой и обуглившимися растительными остатками.

Близ г. Нижнего Ломова И. Г. Сазоновой (1958) установлено присутствие верхнеаптских отложений. Они представлены глинами с линзами и прослоями песков и алевролитов общей мощностью 52 м. В нижней части глин обнаружены *Serpula saratovensis* J. Sazon., *Aucellina aptiensis* Romp. В районе с. Иванырс эта же фауна встречается в песчано-глинистых отложениях мощностью 19 м.

Ульяновско-Саратовский прогиб и восточный склон Воронежской антеклизы. В бассейне рек Инсара, Алатыря, Суры, на водоразделе Суры и Свияги нижний апт представлен темно-серыми песчанистыми глинами со стяжениями мергелей и прослоями сланцев. В них, по данным А. И. Шишовой, Г. В. Дементьевой, Г. И. Блома, В. Ф. Табачкова, А. М. Клеванского, встречены: *Deshayesites deshayesi* (Leum.), *D. lemarshensis* Kos., *D. consobrinoides* Sinz., *Aconeceras trautscholdi* (Sin z.) (определения П. А. Герасимова), а также фораминиферы: *Discorbis dampelae* Mjatl., *Epistomina infracretacea* Kuzn., *Miliumina* cf. *mjatliukae* Dain (определения А. М. Кузнецовой). Мощность 30—35 м.

В Ульяновско-Саратовском прогибе, в верхнем течении р. Суры, у д. Пруды, в прослое известняка, залегающего в глинах, встречен

типичный для верхнего апта аммонит *Epicheloniceras tshernyschewi* (Sin z.). Мощность глин 21 м. Верхний апт выделен И. Г. Сазоновой (1958) также в разрезе скважин у г. Инзы и с. Екатериновки. В бассейне р. Барыша, у с. Белозерье, мощность аптских глин, по данным И. Г. Сазоновой, равна 64 м.

Наиболее полно развиты и лучше всего изучены нижеаптские отложения в восточной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Эталонным является разрез в окрестностях Ульяновска. Начинается апт здесь серыми глинами (мощностью 14—19 м) с тонкими прослоями тонкозернистого песка, конкрециями известняка и пирита. В этих конкрециях часто встречаются в большом количестве аммониты: *Deshayesites weissii* (Neum. et Uhl.), *Aconeceras trautscholdi* (Sin z.), *Tropaeum bowerbanki* Sow., *Ancyloceras* ex gr. *matheroni* (Orb.). В верхней части расположена плита мергеля (мощностью 1—2 м), заключающего много остатков фауны: *Deshayesites deshayesi* Leum., *D. consobrinoides* Sin z., *Aconeceras trautscholdi* (Sin z.). Выше следуют сильно битуминозные песчанистые тонкослоистые глины («горючие сланцы») мощностью 6—10 м.

Г. И. Бушинский (1962) рассматривает аптскую плиту как пластообразную конкрецию. Обычно снизу и сверху эта плита окаймлена текстурой «конус в конус». Состав конкреции в нижней и верхней частях толщи апта анкерит-кальцитовый, в средней — анкерит-сидеритовый (Виталь, 1959).

Заканчивается нижний апт глинами мощностью 24—40 м, с двумя прослоями караваяобразных анкерит-кальцитовых и анкерит-сидеритовых конкреций. В них часто встречаются остатки указанных выше аммонитов. Общая мощность достигает 60 м.

Южнее хорошие выходы на поверхность нижеаптских отложений имеются в 30—40 км от Ульяновска, у д. Шиловки и г. Сенгилей. Здесь маркирующий горизонт мергеля с аммонитами («аптская плита») располагается ближе к кровле, в 14—16 м от нее. Мощность отложений нижнего апта составляет здесь 59—61 м, далее на юг у с. Климовки (в 22 км западнее г. Ставрополя) уменьшается до 44 м. Характерно наличие в основании желваков фосфоритов, заключенных в зеленовато-сером мелкозернистом глауконито-кварцевом песке (мощность 1—1,5 м). Во всех пунктах присутствуют приведенные выше ископаемые, характерные для средней и верхней зон нижнего апта.

На правобережье Волги охарактеризованные фауной отложения верхнего апта были обнаружены в 4 км южнее Ульяновска, у с. Кременки; в 21 км западнее Ульяновска, у ст. Охотничья; в 4 км севернее Сенгилея и у с. Климовка близ Самарской Луки. Здесь в глинисто-алевритовых породах общей мощностью до 23 м И. Г. Сазоновой (1958) были обнаружены: *Epicheloniceras tshernyschewi* (Sin z.).

В бассейне р. Терешки в нижнем апте отчетливо прослеживаются два горизонта: нижний — песчано-глинистый, верхний — глинистый общей мощностью 85 м. Кроме аммонитов, приведенных выше, здесь присутствуют пелециподы: *Nuculana scapha* Orb., *Corbula polita* Tr., *C. elegans* Sow., *Protocardia concinna* Buch, *Nucula oppeli* Tr., *Astarte* sp. indet., *Aporrhais* sp. indet. (определения А. Н. Ивановой). Фораминиферы более разнообразны: *Discorbis dampelae* Mjatl., *Am-tobaculites* ex gr. *aequalis* (Roemer), *Milliammina mjatliukae* Dain и др. (определения Т. Н. Хабаровой).

По правобережью Волги от Хвалынска до Вольска аптские породы частично выходят на поверхность. Полный разрез их вскрывается скважинами. В районе с. Широкий Буерак апт сложен преимущественно глинами. В нижней части этих глин выделяются пласты битуми-

нозных пород и низкокалорийных горючих сланцев мощностью от 5 до 10 м и тонкие прослои (пластообразные конкреции?) сидеритов и известковистых песчаников. Особенно отчетливо прослеживается прослой известняка или известковистого песчаника («аптская плита»). В сланцах и песчаниках присутствуют в большом количестве аммониты: *Deshayesites deshayesi* (Leum.), *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *Ancyloceras matheronianum* Orb., пелециподы, гастроподы. В верхней части залегают алевроиты с шаровидными конкрециями сидерита, содержащими ту же фауну. Мощность апта 80—90 м.

В западных районах Саратовской области по литологическому составу в апте можно выделить два горизонта. Нижний состоит из глауконито-кварцевых песков с прослоями глин, местами песчаников, общей мощностью 30—40 м. В районе Ртищево в нем выделяются три пачки: нижняя и верхняя — песчаные, средняя — глинистая. Верхний горизонт представлен темно-серыми или черными глинами, с редкими прослоями песков и песчаников, мощностью 10—20 м. Общая мощность апта 40—60 м.

По мере продвижения к востоку происходит постепенное обогащение песков глинистыми частицами, в верхнем горизонте появляются прослой битуминозных глин или горючих сланцев и пласт известковистого песчаника или мергеля с обильной фауной аммонитов («аптская плита»). Одновременно происходит возрастание мощностей.

В Карабулакских дислокациях вскрытая нижняя часть разреза сложена темно-серыми и черными глинами, прослоями в различной степени песчанистыми, с конкрециями и плитой сидеритового песчаника, общей мощностью 35—40 м. В конкрециях и плите песчаника часто встречаются аммониты: *Deshayesites deshayesi* (Leum.), *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.). Выше следуют глины и глинистые пески мощностью 40—45 м с бедным комплексом фораминифер: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Lenticulina* ex gr. *reticulata* Lam., *Epistomina* ex gr. *reticulata* Reuss (определения А. М. Кузнецовой). Общая мощность апта 75—85 м.

Очень детально изучен эталонный разрез апта Соколовой горы близ Саратова. Здесь в обрыве правого берега Волги вскрываются аптские отложения полной мощности. Они отчетливо разделяются на два горизонта: нижний — песчано-алевритовый, верхний — глинистый. Нижний горизонт сложен серыми слонстыми песками и алевроитами, с тонкими прослоями глин, общей мощностью 45 м. Верхний горизонт представлен темно-серыми глинами такой же мощности. В низах этого горизонта рассеяны анкерит-сидеритовые, а в средней и верхней частях — анкерит-кальцитовые конкреции (Виталь, 1959); А. Н. Ивановой установлена следующая фауна: *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *Camptonectes crassitesta* (Roem.), *Cucullaea golowkinskii* (Sinz.), *Protocardia concinna* Buch, *Ostrea aquila* Broong., *Nucula planata* Desh., *Nuculana scapha* (Orb.), *Turbo alboaptiensis* Sinz., *Pinna robinaldina* Orb. Фораминиферы обычно редки, типичной для нижнего апта является *Epistomina aptiensis* Mjatl. Другие виды: *Glomospirella gaultina* (Berth.), *Haplophragmoides umbilicatus* Dain., *Lenticulina* ex gr. *reticulata* Lam. (определения А. М. Кузнецовой) имеют широкое распространение. В районе Саратовских дислокаций нижний апт отличается более песчаным составом.

Фаунистически охарактеризованные верхнеаптские отложения установлены по р. Гуселке, севернее Саратова (Васильевский, 1908; И. Г. Сазонова, 1954; Глазунова, 1961). В глинах обнаружен типичный для верхнего апта аммонит *Epicheloniceras tschernyschewi* (Sinz.) и, кроме того, *Aucella aptiensis* Pomr., *Serpula saratovensis* J. Sason.,

Nucula pectinata Sow., *Thetironia minor* Sow., *Corbula striatula* Sow. И. Г. Сазонова (1961) указывает также на наличие в окрестностях Саратова *Parahoplites melchioris* Anth., характеризующего более высокие горизонты верхнего апта.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В Заволжье близ Волги апт по своему строению близок к разрезам правобережья. Здесь также выделяются два горизонта: нижний — песчаный, верхний — глинистый. Мощность в районе гор Урас и Три Мара (южнее Вольска) 74 м, в районе Красного Кута 86 м.

В районе пос. Горного в верховьях р. Сакмы и в среднем течении р. Камышевки, в 15 км северо-северо-восточнее с. Дергачи, к нижнему апту принадлежат темно-серые песчанистые глины с тонкими прослоями битуминозных сланцев общей мощностью до 21 м. Верхние горизонты их размыты, апт покрывается здесь породами акчагыла. Возраст глин определен по наличию типичных для нижнего апта аммонитов: *Deshayesites deshayesi* (Leym.), *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.).

К юго-востоку происходит дальнейшее обогащение разреза глинистыми и алевритовыми частицами, одновременно резко возрастает мощность. Типичным в этом отношении является разрез Новоузенской опорной скважины. Апт начивается здесь, по А. Н. Ивановой, В. Е. Лацковой и др. (1961), чередующимися серыми и темно-серыми глинами с прослоями песчаников, алевролитов и сидеритов. Мощность их 58 м. Выше следуют переслаивающиеся алевролиты и глины мощностью 28 м. Характерно присутствие пирита. В глинах встречены: *Deshayesites deshayesi* (Leym.), *Corbula* cf. *fuliae* Moldv.

Далее вверх идут глины мощностью 30 м. Они содержат много остатков *Deshayesites deshayesi* (Leym.), *Aconeceras trautscholdi* (Sinz.), *Cucullaea* aff. *cornuelli* Orb., *Aporrhais* sp. indet., *Anomalina* ex gr. *infracomplanata* Mjatl. и др. Эти глины покрываются алевролитами с прослоями глин и известняков общей мощностью 22 м.

Заканчивается апт серыми глинами с прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов. В этих породах обнаружены неопределимые остатки пелеципод и гастропод и следующий комплекс фораминифер: *Rhabdammina aptica* Dampel et Dain, *Reophax guttifor* Brady, *Haplophragmoides embaensis* Nik., *Milliammina mjatliukae* Dain, *Trochammina* ex gr. *squamata* Parker et Jones, *Discorbis dampelae* Mjatl., *Epistomina reticulata* Reuss, *E.* ex gr. *aptiensis* Mjatl. и др. Мощность глин 40 м. Общая мощность апта 174 м.

Микрофауна не позволяет определить возраст точнее, чем ярус. Учитывая, однако, резко возросшую мощность пород, можно предположить, что апт в районе Новоузенска представлен обоими подъярусами.

Следует подчеркнуть чрезвычайно важную особенность: в Саратовском Заволжье нижеаптские отложения принадлежат к зоне *Deshayesites deshayesi*. Комплекс фауны, типичный для зоны *Matheronites ridzewskyi* и зоны *Deshayesites weissii* и *Tropaeum bowerbanki*, не установлен.

В. М. Ротенфельд и другие по геолого-геофизическим данным детально расчленили разрез аптских отложений на отдельные пачки. Нижняя из них (пачка VI) является регионально прослеживаемым репером. Отмечена выдержанность последовательности напластования аптских отложений, четкая их сопоставимость. Это дало возможность проследить широкое площадное распространение пород верхнего апта на правобережье Волги и в Саратовском Заволжье и выяснить причины изменения мощностей аптских отложений. Мощности изменяются глав-

ным образом за счет выпадения верхних элементов разреза (предальбский размыв).

Породы апта могут найти применение как строительные материалы. В районе Саратова они являются сырьевой базой крупного кирпичного комбината.

Альбский ярус

Площадь распространения альбских отложений близка к площади развития апта. Альбские отложения присутствуют на правом берегу, примерно южнее верхнего течения Мокши, района Саранска, среднего течения Суры, Ульяновска. В Заволжье альб развит южнее широты Саратова.

Нижнеальбские отложения охарактеризованы фауной в ограниченном числе разрезов. Палеонтологически доказано почти повсюду наличие лишь пород среднего альба.

О присутствии верхнеальбских отложений можно говорить сугубо условно, в связи с крайне редкими находками фауны этого возраста в разрезах соседних районов, по сопоставлению с ними.

На всей рассматриваемой территории отложения альба состоят в основном из двух толщ: нижней — преимущественно песчаной, постепенно обогащающейся глинистым материалом в разрезах восточных и юго-восточных районов, и верхней — преимущественно глинистой.

Муромско-Ломовский и Ульяновско-Саратовский прогибы. Альбские (среднеальбские) отложения распространены повсеместно в пределах указанной выше площади. Они залегают на различных горизонтах апта. В северной части Муромско-Ломовского прогиба, у сел Чуфаровки и Торбеево, средний альб сложен косослоистыми разнотернистыми песками мощностью 15—23 м, в верхней части с несколькими прослоями фосфоритов. В южной части прогиба (с. Мокшан, г. Нижний Ломов) мощность песков составляет 7—22 м. Во всех этих пунктах были обнаружены аммониты *Hoplites dentatus* (Sow.), *Arcthoplites jachromensis* (Nik.) и др.

Восточнее, в районе Сурско-Мокшинских поднятий, в песках появляются прослой глиен. В бассейне рек Алатыря, Инсара, Суры А. М. Клеванским и В. Ф. Табачковым к альбу отнесены серые песчаные глины с прослоями алевритов. Эти породы к западу по простиранию замещаются песками. Мощность альба 28—40 м.

Ульяновско-Саратовский прогиб и восточный склон Воронежской антеклизы. В северной части Ульяновско-Саратовского прогиба, в районе Инзы, Пруды, Екатериновки, по данным И. Г. Сазоновой (1958), средний альб сложен глинами с прослоями песков мощностью 29—34 м. На междуречье Барыша и Свияги в нижней части он состоит из разнотернистых глауконито-кварцевых песков, чередующихся с зеленовато-серыми глинами. В верхней части располагаются темно-серые и черные глины с прослоями песков, в которых заключены два пласта фосфоритов. В этих отложениях встречаются: *Arcthoplites jachromensis* (Nik.), *Hoplites interruptus* Vg и g. Мощность среднего альба до 36 м.

Иной состав имеет средний альб на правом берегу Волги, в районе Ульяновска. Здесь в основании разреза среднеальбских отложений располагается горизонт железистых конкреций, затем чередующиеся прослой глауконито-кварцевых песков и песчаных глиен, с горизонтом конкреций фосфоритов в верхней части. Мощность 28 м. К югу от Ульяновска, в районе Шиловки, в разрезе среднего альба преобладают темно-серые глины общей мощностью 40—45 м.

Еще южнее, в районе Сенгиляя, в разрезе среднего альба выделяются три горизонта. Нижний (мощностью 12 м) сложен бурыми и зеленовато-серыми глинами, средний — песчанистыми глинами различной окраски с прослоями сидеритов (мощностью до 25 м). Верхний горизонт состоит из темно-серых глин (мощностью 5 м), с многочисленными радиоляриями и следующими фораминиферами: *Haplophragmoides umbilicatus* Dain, *H. chapmani* Mогosova, *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* Orb., *Gaudryina filiformis* Berth., *Textularia* aff. *gibbosa* Orb., *Protonina scherborniana* Chapman, *Reophax* aff. *scorpiurus* Monthort., *Gaudryina gradata* Berth. Общая мощность среднего альба 42 м.

В западной части Самарской Луки (с. Маловка) средний альб в нижней части сложен темно-серыми, почти черными глинами с конкрециями сидеритов и песчаников. В основании разреза И. Г. Сазоновой встречены *Hoplites dentatus* (Sow.). Выше наблюдается чередование песчанистых глин и песков. Заканчивается разрез кварцевыми косо-слоистыми песками со стяжениями сидерита и конкрециями фосфоритов. В конкрециях встречены аммониты *Hoplites talitzianus* (Rouill.), *Archhoplites jachromensis* (Nik.). Мощность описанных пород около 40 м. Залегающие выше отложения автор относит к верхнему альбу, хотя в них никаких органических остатков не встречено. Целесообразно их считать среднеальбскими. Сложены они темно-серыми глинами, в основании с редкими желваками песчанистых фосфоритов, в верхней части с тонкими прослоями опок (0,2—0,3 м). Мощность глин 30 м. Общая мощность среднего альба 70 м.

Южнее Самарской Луки альбские отложения обнажаются в верхних частях разрезов правого берега Волги, от д. Кашпировки, близ Сызрани, до Вольска, на склонах долин рек Сызрани, Терешки, Терсы, в районе Карабулакских дислокаций. В районе Сызрани альб начинается глинами с прослоями песков мощностью 15 м. Затем следуют глауконитокварцевые пески с прослоями песчаников и песчанистых сидеритов мощностью 12 м. Остальная часть разреза мощностью 30 м сложена глинами, местами с конкрециями фосфоритов. Общая мощность альба 57 м. В районе д. Кашпировки в основании альба прослежен горизонт фосфоритов.

А. Д. Архангельский (1926) допускал широкое распространение нижнего альба на большой территории от Волги до бассейна Узы, учитывая расположение осадков этого возраста на различных горизонтах апта и налегание на них слоев со среднеальбской фауной. К нижнему альбу он относил косо-слоистые пески и песчаники без ископаемых или содержащие только нехарактерные пелециподы. Так, в Сызранско-Вольском правобережье, в частности в районе Вольска, А. Д. Архангельский на породах апта наблюдал железистые пески с *Astarte* cf. *beaumonti* Orb.

В. В. Буцуря (1941 г.) рассматривал развитые севернее Хвалынска у с. Паньшино песчано-глинистые отложения с *Astarte* cf. *beaumonti* Orb. как переходные от апта к альбу, а покрывающие их такие же породы без фауны относил к нижнему альбу. Однако по находкам в слоях с этой фауной типичных аптских фораминифер некоторые исследователи (Бондарева, 1962 г.) относят эти слои к апту.

В береговой полосе Волги строение альба в основном сохраняется. В Хвалынско-Вольском участке правобережья альб начинается кварцевыми песками с тонкими прослоями песчаников, глин и алевроитов общей мощностью 15—21 м. Затем следуют темно-серые глины, в верхней части чередующиеся с песками и песчаниками, их мощность 25—30 м. Остальная часть разреза сложена глинами с прослоями до 2,5—3 м

глауконито-кварцевых песчаников. В глинах у Вольска М. Н. Матесовой найден *Hoplites dentatus* (Sow.). Мощность глин увеличивается от 20 м у Хвалынска до 50 м у Вольска. Общая мощность альба соответственно равна 60 и 101 м.

К югу и юго-западу от Саратова альбский ярус сохраняет в общих чертах свое строение. Нижняя часть его сложена песками, а верхняя глинами. Значительно возрастает мощность — до 130—160 м. Наибольшая мощность альба известна в районе с. Багаевки, в 12 км юго-юго-западнее Саратова. Увеличение мощности происходит главным образом за счет верхней глинистой части разреза. Особый интерес представляет участок побережья Волги в районе с. Синенькие, в 25—30 км ниже Саратова. Здесь в верхней части альба к пескам и глинам приурочено несколько прослоев желваков фосфорита. Они в свое время разрабатывались. Первый прослой мощностью до 0,15 м залегает в 30 м ниже кровли альба, еще ниже на 4—6 м проходит второй слой мощностью 0,20—0,35 м плотно сгруженных желваков фосфорита, местами сцементированных песчано-глинистым цементом в плиту. Это основной продуктивный слой. Содержание P_2O_5 в фосфоритах составляет 16—22%. Строение подфосфоритовой толщи отличается изменчивостью. Прослой песков, песчаников и глин не выдержаны по простиранию.

Возраст описанных пород устанавливается по фауне. А. Е. Глазуновой (1961) на правом берегу Волги южнее Саратова, у с. Широкий Буерак, в осыпи найден аммонит *Hypacanthoplites cf. jacobi* Coll., характерный для нижнего альба. В нескольких пунктах побережья Волги к югу от Саратова в разное время найдены: *Hoplites interruptus* Brug., *H. cf. dentatus* Sow., *H. engersi* Rouil., указывающие на среднеальбский возраст пород, а также среднеальбские фораминиферы: *Proteonina scherborniana* Chapt., *Haplophragmoides chapmani* Mogsova, *H. umbilicatus* Dain, *Ammobaculites aequalis* (Roem.), *A. ex gr. agglutinans* Orb., *Gaudryina gradata* Berth., *G. filiformis* Berth. (определения А. М. Кузнецовой).

На участке восточного склона Воронежской антеклизы, в районе Балашова, альб сложен кварцевыми песками с пластом песчаника в основании и слоями песчаных глин близ кровли. Мощность песков 40—45 м. По мере движения на юг и юго-восток, до северного окончания Доно-Медведицких дислокаций, в большом количестве появляются прослой глины, а мощность возрастает до 56—70 м.

На северо-восток от Балашова, в районе Ртищева, пески становятся глинистыми, появляются глинистые алевриты и алевритистые глины. В юго-восточной части Ртищевско-Баландинских дислокаций, в районе г. Калининска, мощность глин возрастает до 6—13 м. Мощность альба составляет 70—120 м.

Восточнее, в Карабулакских дислокациях, нижняя толща альба сложена среднезернистыми кварцевыми песками с прослоями песчаников общей мощностью 65—70 м, верхняя — песчаными глинами с редкими прослоями песков мощностью до 80 м.

К северу от описанного участка на Гусихинском и Кикинском поднятиях сохранились от размыва в основном породы нижней толщи мощностью до 50 м. Они покрываются здесь непосредственно маастрихтскими и палеогеновыми отложениями.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье альбские отложения вскрыты многими скважинами в районе гор Урас и Три Мара, в 25—30 км южнее Вольска. Они начинаются здесь прослоем конгломератовидного песчаника, на котором располагаются глинистые мелкозернистые пески с тонкими прослоями глин общей мощностью 50 м. Верхняя часть разреза,

соответствующая глинистой толще правобережья, сложена серыми песчанистыми алевритами и глинами с редкими тонкими прослоями песчаников. Мощность ее 25—40 м, общая мощность альба достигает 75—90 м. В районе Красного Кута мощность нижней толщи песчано-глинистых отложений возрастает до 84 м, а верхней глинистой до 70 м. Общая мощность альба 154 м.

По мере движения к юго-востоку, к Прикаспийской синеклизе, мощность альбских отложений, состоящих из различных по литологическому составу двух толщ, еще более возрастает. Представляет интерес разрез Новоузенской опорной скважины (А. Н. Иванова и др., 1961). Здесь альбские отложения вскрыты в интервале 1471—1848 м, мощность их 377 м. Нижняя толща, в основании которой располагается горизонт фосфоритов, сложена песчаными и глинистыми породами, примерно в равном соотношении чередующимися между собой. В составе верхней толщи преобладают в различной степени песчаные глины с прослоями алевролитов и песков. Возраст пород определяется по типичному комплексу фораминифер. Этот комплекс более разнообразен, чем на правобережье. Здесь, кроме приведенных выше видов, присутствуют: *Verneuilina polystropha* (Reuss), *Tritaxia pyramidata* Reuss, *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Anomalina* ex gr. *rudis* Mjatl. Важно подчеркнуть, что комплекс фораминифер сходен с комплексом в породах альба районов Зауральских Сыртов, где вместе с ним встречены типичные для среднего альба аммониты.

В. М. Ротенфельд установил причины изменения мощностей слагающих альбский ярус толщ на основе корреляции разрезов по промыслово-геофизическим данным, а также учитывая встречаемость нижнеальбской и распределение альбской и сеноманской фауны. Мощность нижней (преимущественно песчаной) и верхней (глинистой) толщ изменяется главным образом за счет нижних элементов разреза. Это дало возможность предположить более широкое, чем известно по фауне, развитие нижнеальбских отложений в относительно увеличенных по мощности разрезах Саратовского Поволжья и особенно Заволжья. Верхнеальбские отложения, по-видимому, входят в состав пород, рассматриваемых в настоящее время как сеноманские, и в своем распространении подчинены последним.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Верхнемеловые отложения на описываемой территории представлены всеми своими ярусами — от сеноманского до датского, но распространение отдельных ярусов крайне неравномерно. Сеноманские отложения развиты к западу от линии Пенза — Саратов, турон-коньякские — к востоку от этой линии. На отдельных участках правобережья (район сел Кикино, Б. Гусихи в северной части Саратовской области) и левобережья (горы Урас и Три Мара) маастрихт залегает на альбе. На участках Керенско-Чембарских, Сурско-Мокшинских дислокаций происходит выпадение из разреза пород отдельных частей ярусов или целых ярусов вследствие внутрiformационных размывов. Отложения датского яруса достоверно известны лишь в юго-восточных районах Саратовского Заволжья.

Литологический состав верхнемеловых отложений разнообразен (рис. 78, 79). Отмечается очень важная закономерность: сеноман повсеместно сложен одинаково — преимущественно глауконито-кварцевыми песками; турон и коньяк повсюду представлены белым мелом и мелоподобными мергелями и лишь в Чувашии — опоками; сантон, кампан, маастрихт отличаются изменчивостью литологического состава — в од-

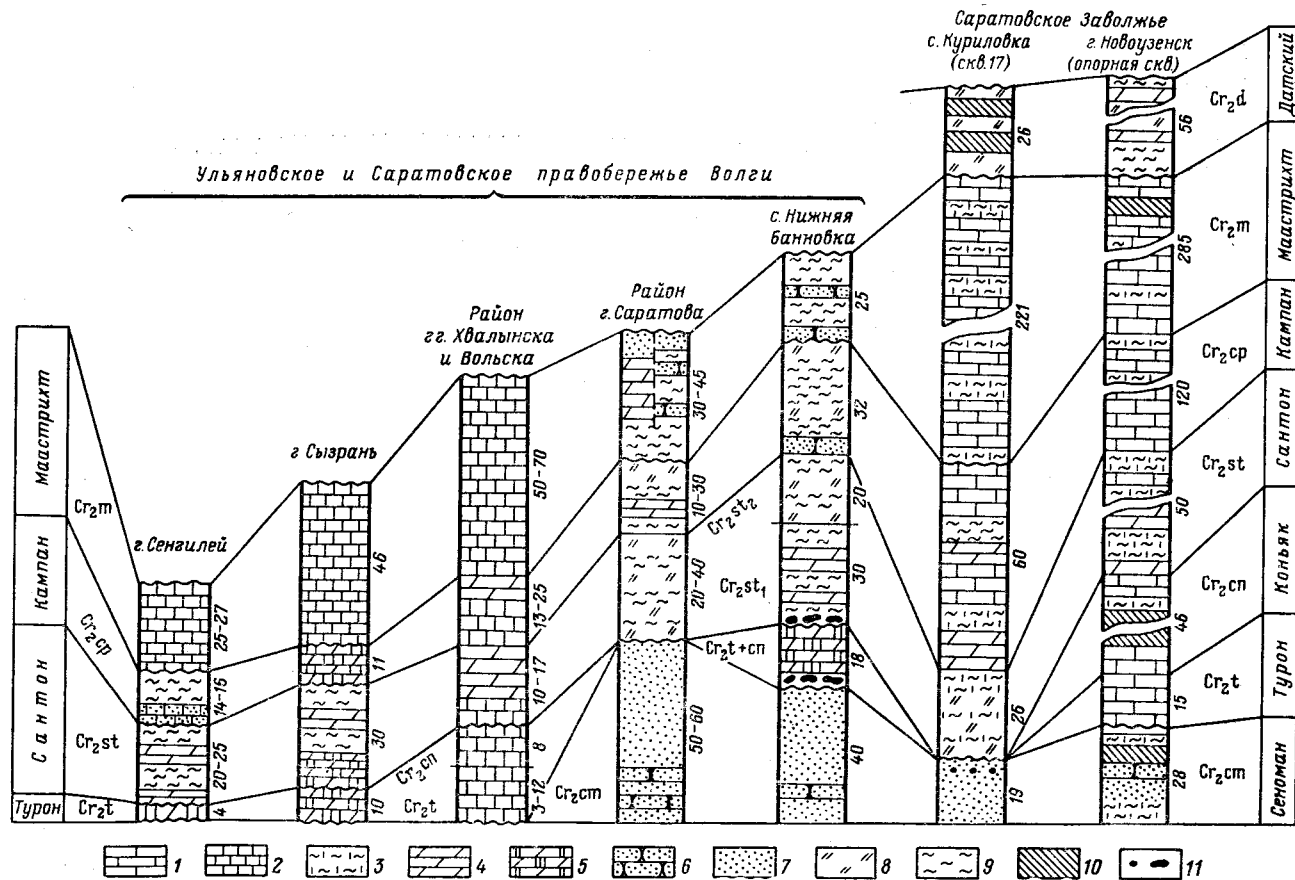


Рис. 78. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений по линии Сенгилей (близ Ульяновска) — Новоузенск (Саратовское Заволжье)

1 — известняки; 2 — мел; 3 — глины известковистые; 4 — мергели; 5 — мергели мелоподобные (грубый мел); 6 — песчаники; 7 — пески; 8 — опоки; 9 — глины; 10 — алевроиты и алевролиты; 11 — фосфориты

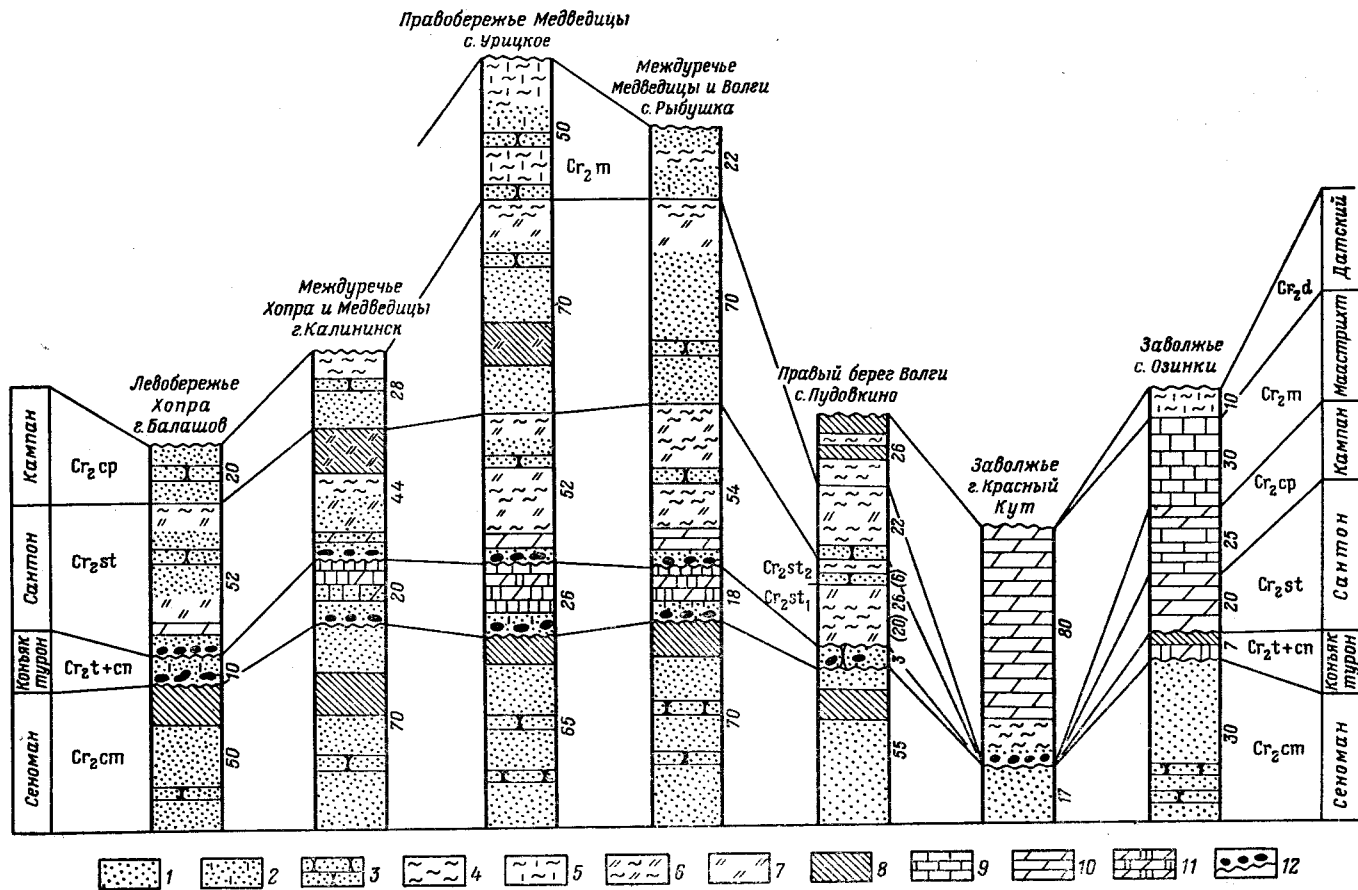


Рис. 79. Схема сопоставления разрезов верхнемеловых отложений по линии г. Балашов — с. Озинки

1 — пески; 2 — пески известковистые; 3 — песчаники; 4 — глины; 5 — глины известковистые; 6 — глины опокovidные; 7 — опоки; 8 — алевриты; 9 — известняки; 10 — мергели; 11 — мергели мелоподобные (грубый мел); 12 — фосфоритовый горизонт

них участках они сложены карбонатными, в других — кремнистыми и глинистыми, в третьих — песчано-глинистыми и песчаными породами.

Сеноманский ярус

Восточный склон Воронежской антеклизы и Керенско-Чембарские, Ртищевско-Баландинские дислокации. В крайних северо-западных участках своего распространения сеноманские отложения изучены в Керенско-Чембарских дислокациях — в верхнем течении рек Вороны, Хопра и их притоков. В основании их прослеживается слой фосфоритов мощностью 0,3—0,4 м, затем следуют темно-серые, мелко- и тонкозернистые глинистые, сильно слюдистые глауконито-кварцевые пески, с тонкими прослоями черных глин. Мощность песков около 10 м.

Выше располагаются темно-серые, почти черные глины мощностью 8—10 м. Остальная часть яруса сложена желтовато-серыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками, близ кровли включающими линзы крупнозернистого песка и песчано-фосфоритовых стяжений. Мощность песков от 0 до 15 м. Общая мощность сеномана 25—35 м.

Из фауны в описанных породах найдены: *Schloenbachia* sp. (бассейн р. Атмиса), *Lingula* cf. *krausei* D a m e s (район г. Нижнего Ломова). О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1954 г.) в бассейне верхнего течения рек Выши и Вороны обнаружены: *Ostrea canaliculata* S o w., *Gryphaea* cf. *vesicularis* (L a m.), *G. hippopodium* (N i l s s.), *Lopha semiplana* (S o w.), *Exogyra conica* S o w., *Oxytoma pectinata* (S o w.), *Syncyclonema* cf. *orbiculare* (S o w.).

Южнее, в бассейне р. Арчеды, между глинами и верхней песчаной пачкой Г. С. Сенченко (1952 г.) наблюдал зеленовато-серые кварцевые алевриты мощностью 4—5 м. В районе г. Сердобска и в верховьях р. Чембара близ кровли сеномана располагается очень характерная плита «фигурного» песчаника. Ниже следуют скопления мелких и крупных фосфоритов, иногда сцементированных в конгломерат. В «фигурных» песчаниках заключены: *Syncyclonema orbiculare* (S o w.), *Cucullaea glabra* P a r k., *Lingula krausei* D a m e s и зубы акул, в фосфоритах — окатанные *Exogyra conica* S o w. Мощность сеномана 25—28 м.

Кроме макрофауны, сеноманский возраст пород доказывается находками фораминифер. Так, близ кровли сеномана в разрезе Николаевской скв. 90-к (юго-восточная часть Пензенской области) А. М. Кузнецовой обнаружены: *Marginulina jonesi* R e u s s, *Globigerina infracretacea* G l a e s s n e r, *Nodosaria* ex gr. *raphanus* R e u s s.

Юго-западнее сеноманские отложения изучены по материалам бурения в районе г. Ртищево и с. Гривки. В нижней части разреза в глауконито-кварцевых песках прослеживаются прослой глинистых алевритов, а в верхней — преобладают грубозернистые пески. Находки *Oxytoma* cf. *pectinata* (S o w.) (определение А. Н. Ивановой) и *Anomalina cenomanica* B r o t z e n, *Valvulineria* aff. *orbiculata* K u z n., *Marginulina* ex gr. *robusta* R e u s s (определения Т. Н. Хабаровой), позволяют установить сеноманский возраст пород. Мощность сеномана 60—65 м.

На правом берегу р. Хопра, у с. Пады, в 18 км севернее Балашова, расположен классический разрез сеномана. Он описан многими исследователями. Особенностью его является богатство и разнообразие органических остатков. Видимая часть разреза начинается мелкозернистыми зеленовато-серыми, прослоями светло-серыми, глауконито-кварцевыми песками, с мелкими желваками фосфоритов. Выше прослеживаются прослой рыхлых известковистых песчаников. В одном из них, в 5 м выше подножия обрыва, в изобилии находится хорошо сохранившаяся

фауна: *Chlamys (Aequipecten) aspera* (L a m.), *Ch. robinaldina* (O r b.), *Syncyclonema orbiculare* (S o w.), *Gryphaea hippopodium* (N i l s s.), *Venus faba* S o w., *Oxytoma pectinata* (S o w.), *Exogyra conica* S o w., *Actinocamax primus* A r k h. и др.

Выше следуют вновь мелкозернистые пески с прослоем желваков фосфорита. Верхняя часть разреза сложена крупнозернистыми желтовато-серыми песками с прослоями кварцевого песчаника. Видимая мощность около 20 м.

Более низкие горизонты сеномана вскрыты скважинами близ г. Балашова. Они сложены зеленовато-серыми мелкозернистыми сильно слюдистыми, глауконито-кварцевыми песками с прослоем желваков и галек фосфорита. Общая мощность сеномана в районе с. Пады — г. Балашов 50—60 м. Приведенная выше фауна позволяет сделать заключение о принадлежности содержащих ее пород к нижнему сеноману. Ф. В. Лунгерсгаузен (1908 г.) упоминает из разреза окрестностей с. Пады типичный для верхнего сеномана *Actinocamax aff. plenus* V l a i n v. Позднее никто из исследователей не находил здесь этой формы, несмотря на тщательные поиски. Кроме того, эта форма определена со значком «aff.», что снижает ее значение как руководящего вида. Учитывая это, можно предполагать, что в районе с. Пады развиты породы только нижнего подъяруса.

К востоку сеноманские отложения выходят на поверхность в районе г. Калининска, в юго-восточной части Ртищевско-Баландинских дислокаций. Характерно для них возрастание роли глинисто-алевритового материала и увеличение мощностей до 65 м. По данным В. И. Курлаева, в подошве их прослеживается фосфоритовый конгломерат, а близ кровли — прослой желваков фосфорита или плита глауконито-кварцевого песчаника. Наличие *Exogyra conica* S o w., *Syncyclonema orbiculare* (S o w.), *Oxytoma pectinata* (S o w.) доказывает сеноманский возраст пород.

Южная часть Ульяновско-Саратовского прогиба. В верхнем течении р. Чардыма, между селами Оркино и Лох, сеноман сложен крупнозернистыми желтовато-серыми, в верхней части косослоистыми песками. Мощность песков у с. Лох 5—15 м, у с. Гремячки 25 м, у с. Оркино 40 м. Восточнее с. Лох пески выклиниваются. Южнее и юго-западнее разрез полнее, появляются внизу мелкозернистые пески с прослоями темно-серых глин, а еще ниже — тонкослоистые глины с фосфоритовым конгломератом в основании. Этот разрез близок к рассмотренным выше разрезам в районе Калининска и Ртищева. Мощность сеномана 45—50 м. Западнее, к Петровску и Аткарску, мощность сеномана, по материалам бурения, возрастает еще более. Фауна редка. Встречаются иногда *Exogyra conica* S o w., зубы акул, кости рептилий.

Сеноманские отложения образуют очень хорошие обнажения на западной и южной окраинах Саратова и выходят на поверхность в береговых обрывах Волги до Нижней Банновки, постепенно погружаясь под урез воды. Наиболее полные обнажения можно наблюдать у Саратова и с. Трубино (рис. 80). По материалам бурения хорошо изучены разрезы к юго-западу от Саратова, в районе Багаевского и Горючкинского поднятий.

На окраине Саратова, у подножия Лысой Горы, в обнажениях видны снизу мелкозернистые зеленовато-серые слюдистые глауконито-кварцевые и кварцевые пески с гальками фосфорита. Заканчивается разрез желтовато-серыми мелкозернистыми песками с прослоем желваков фосфорита в верхней части. По материалам бурения здесь, а также к западу от Саратова, в поднятиях южной флексуры Саратовских дислокаций (сел Песчаный Умет, Суровка), в более низких час-

тях разреза в глауконито-кварцевых песках прослеживаются тонкие, не выдержанные по простиранию прослой темно-серых и черных глин. Фауна очень бедна, встречены *Actinocamax* cf. *primus* Agk h. Мощность сеномана близ Саратова 55—60 м.

В районе сел Багаевки и Горючки нижняя граница сеномана нечеткая из-за близости литологического состава пород альба и сеномана. В разрезе Багаевки, в залегающих под песками глинах, относившихся по фауне фораминифер ранее к альбу, встречены типичные для сеномана *Syncyclonema orbiculare* (Sow.) (определение А. Н. Ивановой).

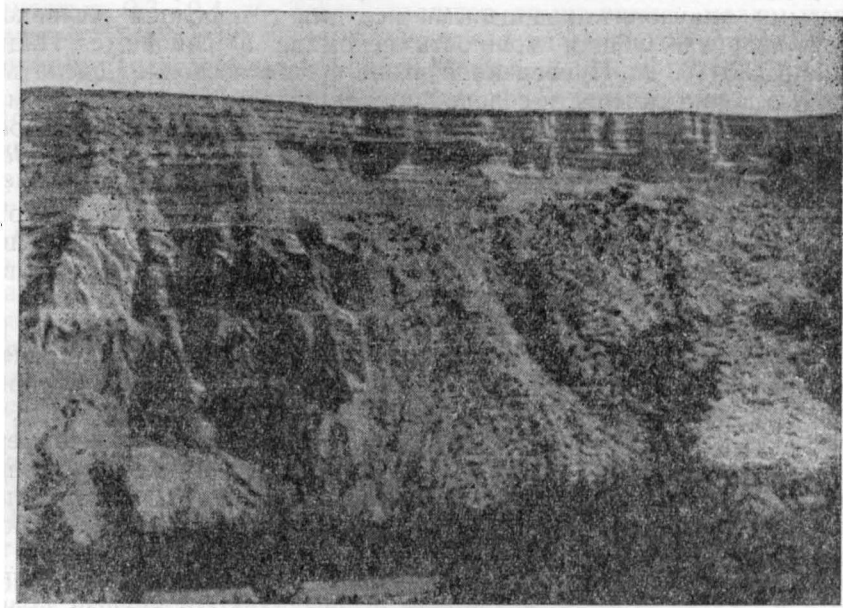


Рис. 80. Выходы на поверхность песков сеномана и белого мела турона близ с. Трубино к югу от г. Саратова. Фото В. А. Зеленого

Такая же фауна встречена А. П. Рождественским (1945) на Горючкинском поднятии.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода, Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье сеноман вскрыт многими скважинами. Близ Волги, южнее и юго-западнее г. Энгельса, он сложен песками, в верхней части с прослоями песчаных глин и алевроитов. Юго-восточнее, в верхнем течении р. Еруслана, в районе Красного Кута, к этому ярусу принадлежат глауконито-кварцевые пески, сменяющиеся вверх известковистыми глинами с прослоями песков. Далее на юго-восток, в верхнем течении р. Б. Узенья, в районе с. Куриловки (скв. 17), отложения сеномана состоят из чередующихся слоев глинистых песков и песчаных глин общей мощностью 19 м. В 27 м северо-восточнее, у с. Орлов-Гай, породы этого возраста, как и верхний мел в целом, отсутствуют.

В крайнем восточном пункте Саратовского Заволжья, в районе с. Озинки, в составе сеномана отчетливо выделяются две части. Нижняя состоит из темно-серых песчаных глин с прослоями песков, а верхняя — из песков. Общая мощность 25-30 м. В глинах встречены типичные *Syncyclonema orbiculare* (Sow.), *Exogyra conica* Sow., *Marginulina jonesi* Reuss, *Globigerina infracretacea* Glaessner.

Иное строение имеет сеноман близ г. Новоузенска, в пределах Прикаспийской синеклизы. По материалам опорной скважины, этот ярус начинается сильно известковистыми глинами или глинистыми известняками, выше следуют известковистые мелкозернистые глинистые глауконито-кварцевые песчаники и пески. Заканчивается разрез известковистыми алевролитами с прослоями известняков и известковыми глинами. В породах по всему разрезу встречены фораминиферы *Anomalina senomanica* Brotz., *A. baltica* Brotz., *Gümbelitra senomanica* (Keller), *Valoulineria bilamellosa* Bal., *Globigerina infracretacea* Glaessn., *Gümbelina senomanica* Agal. (определения Т. Н. Хабаровой). Мощность пород определяется неодинаково. А. Н. Иванова и другие (1961) выделяют сеноман в интервале 1443—1471 м, В. М. Ротенфельд (1963) — в интервале 1445—1490 м. В. М. Ротенфельд по материалам бурения выделил в разрезе сеномана Саратовского Поволжья три пачки (Сг₂I, Сг₂II, Сг₂III), отличающиеся литологическим составом и геоэлектрическими показателями. Анализ изменения их мощностей показал, что суммарные мощности сеноманских отложений изменяются главным образом за счет верхних пачек (предтуронский размыв). В увеличенных по мощности разрезах (западная часть Саратовского правобережья и территория Пензенской области) не исключено и наличие пород верхнего сеномана (Курлаев и Семенов, 1951; Ротенфельд, 1963).

Туронский ярус

Останцы туронских отложений встречаются к северо-западу от Пензы, в верхнем течении р. Мокши, и к югу от этого города, а также в среднем течении Хопра, в районе г. Балашова. Большой участок распространения пород турона находится на правобережье Волги, от Ульяновска до района несколько южнее Вольска. К западу он протягивается до г. Саранска, с. Кикино и верховьев Медведицы. Второе поле развития туронских отложений располагается на правобережье Волги, к югу от Саратова, до средней части Хоперско-Медведицкого междуречья, а в Заволжье — к югу от линии пос. Красный Кут — с. Озинки.

Муромско-Ломовский прогиб. В верхнем течении Мокши в районе г. Наровчата, в пределах Муромско-Ломовского прогиба, в основании турона залегает тонкий слой известковистого глауконито-кварцевого песка или песчаника с фосфоритами мощностью 1,5—2 м, на котором располагаются светло-серые слюдястые мергели мощностью 7—12 м. По данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), в них найдены *Inoceramus labiatus* Schloth. и *I. ex gr. tamarcki* Park.

Западнее, в верхнем течении р. Вада, турон размывает, что доказывается присутствием фосфоритизированных ядер туронских пеллеципод в основании сантона. Южнее, в верхнем течении Вороны, к турону принадлежат песчаные мергели и известковистые пески мощностью не свыше 2 м с фосфоритами в основании. В верховьях Сердобы (с. Ст. Тресвянка) мощность мергелей составляет 6 м. Возраст их определяется по характерному комплексу фораминифер: *Bolivinita eouvirginiformis* Keller, *Anomalina ammonoides* (Reuss), *Ataxophragmium variabile* Orb.

В среднем течении р. Суры и по левобережью р. Барыша (район сел. Карсунки, Горинки, Сурского Острога и др.) мощность турона достигает уже 20—38 м. На глинах альба здесь располагается тонкий фосфоритовый слой. Гальки и желваки фосфоритов заключены в грубом песчаном мергеле или в известковистом глауконито-кварцевом

песке мощностью 0,2—0,3 м. Затем следуют мелоподобные мергели с многочисленными (особенно в нижней части) обломками раковин иноцерамов. Местами (район с. Сурского Острога) на фосфоритовом слое залегают известковистые глины мощностью 4—6 м.

Е. В. Милановский (1925) отметил присутствие *Inoceramus lamarcki* Park., *I. labiatus* Schloth. var *latus* Sow., *Lima hoperi* Nilss., *Chlamys cretosus* (Der.), *Amphidonta lateralis* (Nilss.), *Spondylus latus* Sow., *Gryphaea hippopodium* (Nilss.), *Terebratula biplicata* Sow., *Cyclothyris plicatilis* (Sow.). Аналогичная фауна была встречена в этих районах и позже (Флерова, Гурова, 1954, 1958; Дервиз, 1959).

К востоку и к западу от описанных участков мощность турона резко сокращается, породы этого возраста отсутствуют на междуречье Барыша и Свяиги. Вверх по Суре туронские отложения неравномерно размыты, мощность их здесь составляет всего 0—7 м. Местами сохранился только фосфоритовый слой. В сводовой части Керенско-Чембарских поднятий в основании сантона встречены в переотложенном состоянии в виде окатанных галек остатки туронских пелеципод.

Ульяновско-Саратовский прогиб. На правобережье Волги туронские отложения прослежены в обнажениях от Ульяновска до Сызрани. Повсюду они состоят из светло-серых грубых местами мелоподобных мергелей¹ с большим количеством обломков раковин иноцерамов. В нижней части мергелей содержатся зерна глауконита и желваки фосфорита. Мощность возрастает с севера на юг от 0 до 16 м. Фауна представлена теми же видами, что и в бассейне Барыша и Суры. Фораминиферы обильны, они составляют комплекс, типичный для турона других районов Русской платформы.

В 110 км северо-западнее Ульяновска, на водоразделе рек Бездны и Люли, И. К. Илларионов (1934) обнаружил залежи трепелов, которые он отнес к турону. В нижней части этих трепелов Е. А. Живчикова (1937) обнаружила *Inoceramus lamarcki* Park. и другие формы.

В Хвалынско-Вольском правобережье турон сложен белым мелом, более грубым в нижней части разреза и мягким писчим в верхней. Мощность нижней части 0,8—2,5 м, а верхней от 2—3 до 9—10 м. Общая мощность 3—12 м. Фауна включает следующие виды: *Inoceramus lamarcki* Park., *Spondylus striatus* Goldf., *Terebratula biplicata* Sow., *Rhynchonella latissima* Sow. и др. Иногда (Киреева, 1939 г.; Сенченко, 1952 г.) из нижних горизонтов совместно с *Inoceramus lamarcki* Park. приводится *I. labiatus* (Schloth.), что мало вероятно. По данным В. И. Барышниковой, фораминиферы многочисленны, они образуют типичный для турона комплекс: *Ataxophragmium variabile* (Orb.), *Bolivinita eouvigeriniformis* Keller, *Stensidina praexculpta* (Keller), *Anomalina ammonoides* (Reuss), *A. kelleri* Mjatl., *Arenobulimina prestli* (Reuss).

Восточный склон Воронежской антеклизы и южная часть Ульяновско-Саратовского прогиба. На правобережье Хопра выше г. Балашова (район сел Пады, Репная Вершина, Чиганак и др.) турон начинается известковистыми песчаниками мощностью 1,5—2 м, затем следуют мергели мощностью 2 м с *Inoceramus lamarcki* Park. На правобережье Медведицы, в районе Калининска (юго-восточная часть Ртищевско-Баландинских дислокаций), турон состоит из грубого мела («мелоподобных мергелей»), в нижней части сильно песчанистого. Присутствие *Inoceramus lamarcki* Park. указывает на верхнетуронский возраст

¹ По содержанию CaCO₃ эти породы правильнее называть грубым мелом.

пород. Мощность возрастает с севера на юг от 0 до 10 м, быстро увеличиваясь за пределами описываемой территории.

К северо-востоку туронские отложения прослежены в Карабулакских дислокациях (между верховьями Медведицы, Узы, средним течением Алая и Терешки). К турону здесь принадлежат светло-серые, почти белые, мергели мощностью от 0 до 5—9 м. В большинстве пунктов мощность пластов мергелей составляет 2,5—4,0 м.

Южнее, западнее и северо-западнее туронские отложения отсутствуют и появляются вновь в южной части Саратовских дислокаций, где представлены песчанистыми мергелями или известковистыми песчаниками с фосфоритами в основании. Мощность уменьшается с запада на восток от 10 м у с. Суровки до 3 м у с. Песчаного Умета. Южнее и юго-западнее Саратова, в бассейне р. Карамыша (левого притока Медведицы) в пределах Карамышской впадины турон сложен грубым мелом, внизу песчанистым. Мощность возрастает с севера на юг от 1,5—2 до 19 м близ южной границы описываемой территории (район с. Нижней Банновки). К юго-западу мощность возрастает до 25—30 м, возможно, верхняя часть толщи мела принадлежит уже коньякскому ярусу.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода, Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье туронские отложения известны по материалам многочисленных скважин к югу от Энгельса, Красного Кута и Озинок. К северу от этой линии они размыты. В строении турона принимает участие грубый мел, описываемый обычно как мелоподобный мергель. Возраст определяется по типичному комплексу фораминифер, аналогичному приведенному выше. Мощность (ввиду неясности верхней границы и отсутствия послойного изучения микрофауны) во многих пунктах установлена условно. В западных и центральных участках она равна примерно 10—15 м. В районе с. Озинки в восточной части Заволжья турон сохранился на небольших участках. Здесь присутствуют: внизу рыхлые светло-желтые мергели, вверху — известковистые глины общей мощностью 5—7 м. Находки *Inoceramus lamarcki* Рагк. указывают на верхнетуронский возраст пород.

В разрезе Новоузенской опорной скважины турон выделен в интервале 1428—1443 м. Мощность его 15 м. Он представлен светло-серыми песчанистыми и глинистыми известняками с включениями пирита. Возраст определен по комплексу фораминифер. На электрокаротажных диаграммах туронские породы мало отличаются от коньякских в связи со сходством их литологического состава. Нижняя граница турона достаточно отчетлива вследствие различия кривых КС и ПС, соответствующих белому мелу и подстилающим глинисто-песчанистым породам альба или сеномана. Нечеткость верхней границы затрудняет (без послойного определения фораминифер) установление мощности туронских отложений в разрезах многих скважин.

Коньякский ярус

Палеонтологически охарактеризованные коньякские отложения установлены на сравнительно большой площади лишь в среднем течении Суры и Барыша. На остальной части территории они или не выделены из общего разреза турона и коньяка вследствие отсутствия фауны или располагаются небольшими островками.

Сурско-Мокшинские дислокации. Между верховьями Колышлея, Сердобы и средним течением Узы в скв. 65 Елюзанской разведочной площади в интервале 223—232 м был вскрыт светло-серый песчанистый мел с обломками иноцерамов, залегающий на песчано-глинистых отло-

жениях среднего альба. А. М. Кузнецовой (1958) в нем определены: *Stensiöina emscherica* Barusch., *Anomalina costulata* (Marie), *A. kelleri* Mjatl., *A. infrasantonica* Balachm., *A. thalmani* Brotz., *Ataxophragmium variabile* Orb., *Arenobulimina truncata* (Reuss). Этот комплекс фораминифер позволяет отнести содержащие его породы к коньякскому ярусу.

Ульяновско-Саратовский прогиб. В бассейне р. Суры, восточнее сел Горинки и Барыша (близ с. Карсуна), в центральной части Ульяновско-Саратовского прогиба, коньяцкий ярус сложен светло-серыми или белыми мергелями, нередко мягкими, напоминающими белый писчий мел. В верхней части разреза, особенно к западу от р. Барыша, прослеживаются линзы или прослои темно-серых кремне-лых мергелей. Мощность до 25 м. К западу и к востоку мощность быстро уменьшается до нуля. На правобережье Барыша описываемые породы постепенно переходят на более низкие горизонты турона и, наконец, на альб. В последнем случае в основании коньяка прослеживаются фосфориты. Е. В. Милановский (1925), О. В. Флерова и А. Д. Гурова (1958) приводят следующие органические остатки: *Inoceramus involutus* Sow., *I. russiensis* Nik., *I. obesus* Dobr., *I. pavlovi* Dobr. var. *latisulcatus* Heine, *I. cordiformis* Sow., *Actinocamax propinquus* Mob., *A. laevigatus* Arkh.

По данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), коньякские мергели мощностью 9 м встречены в бассейне р. Сызрани у сел Новой Лавы и Александровки. Возраст пород доказывается находками *Inoceramus* cf. *involutus* Sow. К югу от г. Сызрани коньякские мелоподобные мергели мощностью 10—15 м описаны В. Н. Кулаковой (1939 г.). В них обнаружены: *Inoceramus involutus* Sow., *Actinocamax intermedius* Arkh., *Spondylus complanatus* Orb., *Gryphaea nikitini* (Arkh.), *Rhynchonella plicatitus* Mant.

В Хвалынско-Вольском правобережье Волги коньякские отложения представлены белым писчим мелом. В окрестностях Хвалынска В. Г. Камышевой-Елпатьевской и А. Н. Ивановой (1947) обнаружены типичные для коньяка *Inoceramus involutus* Sow. и *Micraster cortestudinarium* Goldf.

В меловом карьере вольского цементного завода «Большевик» найден характерный для нижнего коньяка *Inoceramus annulatus* Goldf. (определение В. П. Ренгартена) и комплекс фораминифер: *Stensiöina emscherica* Barusch., *S. exculpta* (Reuss), *Anomalina infrasantonica* Balachm., *A. thalmani* Brotz., *A. costulata* Marie, *Spiroplectamina prolunga* Reuss.

В окрестностях Вольска Н. Т. Зонов (1936 г.) обнаружил типичных для нижнего и верхнего подъярусов коньяка морских ежей *Micraster cortestudinarium* Goldf. и *M. coranguinum* Klein. Таким образом, по фауне в Хвалынско-Вольском правобережье выделяются оба подъяруса коньяка. В других пунктах палеонтологически обычно охарактеризован лишь верхний коньяк по редким находкам *Inoceramus involutus* Sow. Мощность слоев коньяка 7—8 м.

К югу от Вольска, у с. Елшанки, по материалам А. И. Кукуева (1963 г.), на глинах альба залегает слой фосфоритов с окатанными ядрами туронских и сеноманских пеллеципод. Фосфориты покрываются песчанистым мелом (8 м), с многочисленными обломками раковин иноцерамов, выше следует белый писчий мел (11 м). В 35 км южнее Саратова, у с. Пудовкина, на песках сеномана прослеживается песчанистый мел (мощностью 1,5 м) с фосфоритами в нижней части. В обоих разрезах, по определению В. И. Барышниковой, содержится типичный для коньякского яруса комплекс фораминифер, аналогичный приведен-

ному выше. К югу и юго-западу, уже за пределами описываемой территории, мощность коньякских отложений быстро возрастает.

Прикаспийская синеклиза. В разрезе Новоузенской опорной скважины коньякские отложения выделены (А. Н. Иванова и др., 1961) в интервале 1382—1403 м, мощность их 21 м. Представлены они почти белыми пелитоморфными известняками, участками сильно глинистыми, с редкими прослоями зеленовато-серых мергелей. Возраст пород определяется по комплексу фораминифер: *Stensiöina emscherica* Ваг., *Anomalina thalmani* (Brotz.), *A. kelleri* Mjatl. и др. Карбонатные отложения коньякского и туронского возраста, как правило, отчетливо выделяющиеся на электрокаротажных диаграммах относительно повышенными значениями КС, могут рассматриваться в качестве надежной маркирующей пачки.

Основной причиной изменения мощностей туронских и коньякских отложений является предсантонский размыв.

Сантонский ярус

Породы сантонского возраста распространены почти по всей площади развития верхнемеловых отложений, за исключением небольших участков в бассейне р. Суры, в северной части Саратовского правобережья и в Вольском и Саратовском Заволжье. Располагаются они на отложениях различного возраста — от коньяка до апта, а покрываются повсеместно в полных разрезах породами кампана.

Сантонский ярус согласно унифицированной схеме («Решение Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений», 1962) состоит из двух подъярусов (или зон): нижнего (зона *Sphenoceramus cardisoides*) и верхнего (зона *Oxytoma tenuicostata*). Д. П. Найдин (1961) включает зону *Oxytoma tenuicostata* в кампан.

На описываемой территории сантон представлен не в полном объеме. На некоторых участках Ульяновского Поволжья отсутствует нижний подъярус. В строении яруса участвуют пески, песчаники, опоки, глины, мергели, белый писчий мел. Характерна резкая изменчивость их мощностей (рис. 81).

Муромско-Ломовский прогиб, восточный склон Воронежской антеклизы и прилегающие к ним с востока поднятия. В западных районах территории сантон развит в пределах Керенско-Чембарских поднятий (реки М. и Б. Атмис, верхнее течение р. Вороны), Ртищевско-Баландинских дислокаций и на восточном склоне Воронежской антеклизы (район г. Балашова). На этой площади сантонские отложения трансгрессивно налегают на неровную поверхность сеноманских песков и лишь местами на мергели турона. В основании повсюду прослеживается фосфоритовый горизонт мощностью 0,1—0,5 м. Желваки и гальки фосфоритов (размером 1—4 см) сгружены в глауконито-кварцевом песке или сцементированы в конгломерат. Они получили название «губкового слоя», так как в нем содержатся фосфатизированные губки: *Ventriculites cervicornis* Goldf., *V. angustatus* Roem., *Coeloptychium goldfussi* Fich., *C. subagaricoides* Sinz. и др. Кроме того, встречаются *Sphenoceramus cardisoides* (Goldf.), *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Chlamys cretosus* (Defr.) и др.

В центральной части Керенско-Чембарских поднятий фосфоритовый горизонт располагается на более древних слоях сеномана, а на склонах поднятий — на более молодых. Это служит доказательством того, что в сводовой части Керенско-Чембарских поднятий предсантонский размыв был самым глубоким. Выше залегает кварцевый плотный

песчаник мощностью до 2,5 м. Он покрывается чередующимися слоями темно-серых песчанистых глин, глауконито-кварцевых песков и песчаников общей мощностью 8 м. Эти породы составляют нижний подъярус сантона — зону *Sphenoceramus cardissoides*. К верхнему сантону принадлежат серые, а в верхней части желтовато-серые кварцевые пески с прослоями песчаников, содержащие редкие *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). Мощность верхнего сантона, по данным Г. С. Сенченко (1951, 1952), 30—40 м, а всего яруса 38—48 м.

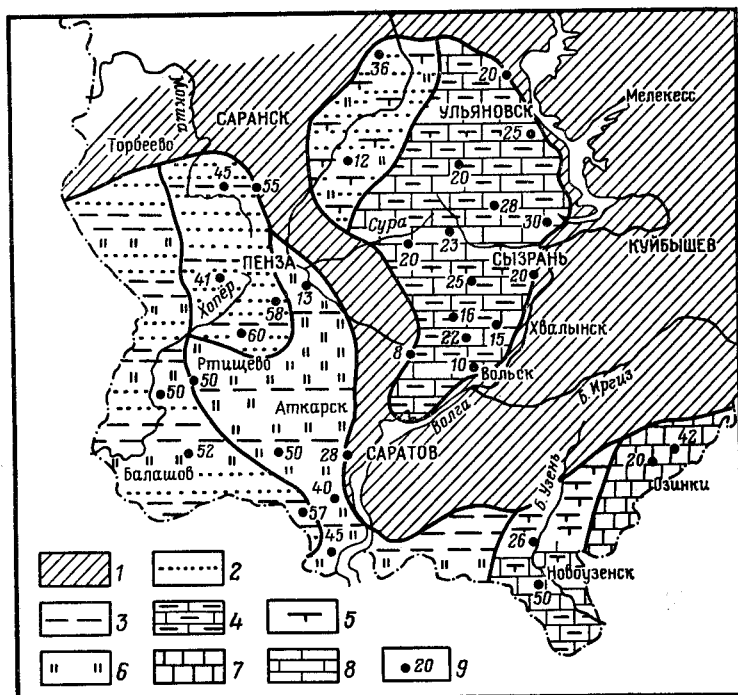


Рис. 81. Схематическая литолого-палеогеографическая карта сантона

1 — отложения сантона отсутствуют; 2 — пески; 3 — глины; 4 — мергели; 5 — глины известковистые; 6 — опоки; 7 — мел белый пясчий; 8 — известняки; 9 — скважины и мощность

В восточной части Керенско-Чембарских поднятий (бассейн рек Б. и М. Атмиса) над «губковым слоем» располагаются глауконито-кварцевые пески с прослоями песчаников мощностью 0—13 м, а выше — опоки мощностью 3—12 м. Затем следуют пески с прослоями песчаников мощностью 30—40 м, в которых, по данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), встречен типичный для нижнего сантона *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.). Общая мощность нижнего сантона 30—55 м. Верхнесантонские отложения представлены здесь только нижними горизонтами мощностью до 5 м. Они состоят из глауконито-кварцевых песчаников, местами замещающихся опоквидными глинами, с редкими *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). В сантонских песках часто встречаются фосфатные зерна (спорбо), представляющие копролиты мелких морских животных.

Несколько иное строение сантона в юго-восточной части Керенско-Чембарских поднятий. Вблизи г. Сердобска, в бассейне рек Сердобы и Колышлея, в верховьях Чембара в нижней части зоны *Sphenoceramus*

cardissoides присутствуют глины и опоки с тонкими прослоями песков общей мощностью 7—8 м. Вверх они замещаются песками и песчаниками общей мощностью 17—23 м. На юг, юго-запад и запад вниз по течению рек Хопра и Чембара, по мере удаления от Керенско-Чембарских поднятий, по данным Г. С. Сенченко (1951), наблюдается увеличение мощности опок и глин, причем опоки в разрезе преобладают. В бассейне левых притоков Чембара (Сюверня, Мача, Нюдяевка) мощность опок достигает уже 22—25 м, а залегающих выше песков и песчаников — всего 10—13 м. В этих породах часто встречаются *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.). Общая мощность нижнего сантона 30—35 м.

Верхний сантон начинается фосфоритовым слоем, на котором располагаются серые и желтовато-серые опоки, в верхней части с прослоями песков мощностью 3—4 м. В опоках часто встречаются *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh. Мощность верхнего сантона 20—25 м, а всего яруса 50—60 м.

Дальше на юго-запад, в районе г. Ртищево, происходит дальнейшее сокращение мощности песков и песчаников до 2—3 м. Для верхнего сантона характерны опоки с прослоями глин и песков общей мощностью 18—20 м. Возраст их определяется по многочисленным *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). Общая мощность сантона составляет 50 м.

В крайних юго-западных районах, по среднему течению р. Хопра между Аркадаком и Балашовом, очень хорошо развит «губковый слой» мощностью до 0,5 м. К нижнему сантону здесь принадлежат чередующиеся тонкие (0,15—0,6 м) слои опоковидных песчаников, опок и глин с *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.), *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh. Верхний сантон начинается темно-серыми глинами с прослоями песков, а заканчивается чередующимися тонкими слоями опок, опоковидных глин и песчаников. В этих породах редко встречается *Oxytoma tenuicostata* (Roem.). Общая мощность сантона 45—50 м. Близко к описанному строение сантона в юго-восточной части Ртищевско-Баландинских дислокаций, на междуречье Хопра и Медведицы в районе г. Калининска.

Восточнее рассмотренной полосы сантонские отложения широко развиты в пределах Муромско-Ломовского прогиба. Здесь они располагаются на породах турона; предсантонский размыв по сравнению с Керенско-Чембарскими поднятиями и восточным склоном Воронежской антеклизы менее глубокий. В северной части прогиба (бассейн верхнего течения рек Мокши и Вада) нижний сантон сложен чередующимися слоями песков, песчаников и песчанистых глин с *Sphenoceramus cardissoides* (Goldf.) общей мощностью 17—20 м. В южной части прогиба, в бассейне р. Пензы, нижний сантон сложен опоками. По данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой, мощность их достигает 79 м, что, вероятно, преувеличено.

Верхний сантон начинается слоем желваков и галек фосфоритов или фосфоритового гравия. Выше следуют чередующиеся слои светло-желтых и темно-серых опок, глин и опоковидных песчаников общей мощностью 30—35 м. В этих слоях между реками Мокшей и Иссой О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой встречены: *Oxytoma tenuicostata* (Roem.), *Inoceramus lobatus* Schlüt., *Belemnitella* cf. *praecursor* Stoll., *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh.

Таким образом, для Муромско-Ломовского прогиба характерно по сравнению с районом Керенско-Чембарских поднятий уменьшение песков и песчаников и замещение этих пород опоками и глинами. Мощность слоев в осевой части прогиба достигает не менее 50—60 м, се-

веро-восточнее, по мере приближения к Сурско-Мокшинским дислокациям, резко сокращается.

В сводовой части Сурско-Мокшинских поднятий породы сантонского яруса неизвестны. На юго-западном крыле поднятий они появляются по р. Ардыму в районе с. Калинино южнее Пензы. Здесь имеется только верхний подъярус, сложенный чередующимися слоями синевато-серых опок с *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.) и светло-серых известковистых глин и мергелей, в верхней части толщи встречаются слои глауконито-кварцевого песчаника.

На восточном и северо-восточном погружении этих поднятий породы сантона появляются сначала в виде отдельных островков, а на правом берегу Суры севернее р. Инзы уже на больших участках. Близ устья р. Инзы на альбских породах располагается конгломерат из желваков и галек фосфорита, на котором залегают глауконитовые пески, опоки, глины и песчанистые мергели общей мощностью 3—4 м, содержащие верхнесантонские *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.)

В других участках правобережья Суры верхний сантон начинается известковистыми глауконито-кварцевыми песками мощностью до 1,5 м, с рострами белемнитов и раковинами *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). Выше следуют чередующиеся слои опок и известковистых глин, местами замещающиеся песками. Восточнее происходит постепенное изменение литологического состава; весь верхний подъярус сложен чередующимися слоями темно-серых кремнистых и более мягких светло-серых мергелей. В них присутствуют: *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.), *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *A. propinquus* M o b. Мощность верхнего сантона от 4 до 14 м в зависимости от неравномерного размыва в предкампанское время.

Ульяновско-Саратовский прогиб. В северных участках Ульяновско-Саратовского прогиба (в верховьях р. Бездны, правого притока р. Суры, и по р. Цильне, левому притоку Свяги), по Е. А. Кржечковской и И. В. Васильеву (1948 г.), на аптских отложениях залегают белые и желтовато-серые песчанистые мергели мощностью 40 м. В них встречены *Sphenoceramus cardissoides* (G o l d f.) и комплекс фораминифер *Anomalina* ex gr. *infrasantina* B a l a k. К верхнему сантону относятся кварц-глауконитовые песчаники (внизу) и мергели общей мощностью до 12 м. Возраст их определяется по находкам *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). Общая мощность сантонских отложений, по Е. А. Кржечковской и И. В. Васильеву, достигает 52 м, а по материалам Г. И. Блома (1962 г.) — 65 м.

На левобережье Суры, выше устья Алатыря, мощность сантонских отложений составляет 38 м (Табачков и др., 1961 г.).

На междуречье Барыша и Свяги нижний сантон сложен чередующимися слоями темно-серых и светло-серых мергелей, с губковым слоем в основании. Мергели содержат фауну, аналогичную приведенной выше. Мощность нижнего сантона уменьшается с запада на восток от 30—36 до 10—15 м.

В вопросе о распространении нижнесантонских отложений на правом берегу Волги между Ульяновском и Самарской Лукой нет единого мнения. А. Д. Архангельский (1926) считал, что нижний сантон — зона *Sphenoceramus cardissoides* — отсутствует в Ульяновском Поволжье. По Е. В. Милановскому (1940), нижний сантон выпадает из разреза лишь в 20—30 км севернее Самарской Луки, в районе сел Подвалья и Новодевичья. Г. С. Сенченко (1952 г.) отмечал, что уже к югу от г. Сенгиля (в 50 км ниже Ульяновска) нижнесантонские отложения отсутствуют, а верхний сантон располагается непосредственно на туроне. По О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), породы кардиссоидной зоны не

установлены в верховьях р. Барыша и в бассейне р. Сызрани. Они здесь выклиниваются в связи с приближением к Жигулевским дислокациям. Очевидно, что границы распространения пород нижнего сантона могут быть установлены лишь с учетом материалов бурения.

На площади от р. Барыша до р. Сызрани верхний сантон построен однообразно. Он состоит из тонких слоев серых, участками темно-серых кремнистых очень твердых мергелей, чередующихся с известковистыми глинами. Возраст определяется по находкам *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.), вместе с которой встречаются *Belemnitella praecursor* Stoll., *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Chlamys cretosus* (Defr.), *Inoceramus lobatus* Schlüt.

Мощность отдельных слоев мергелей 0,6—0,9 м, а глин 0,2—0,4 м. Мощность всего верхнего сантона в районе Сенгилея 25 м, юго-западнее и южнее уменьшается до 10—20 м.

К югу от Самарской Луки вновь прослеживается полный разрез сантонских отложений. Нижний подъярус здесь сложен мелоподобными мергелями мощностью 8—10 м, с богатой и разнообразной фауной губок, пеллеципод, белемнитов, морских ежей. Комплекс фауны аналогичен приведенному выше. Верхний сантон состоит из кремнистых мергелей с очень тонкими (0,1—0,15 м) прослоями сильно известковистых глин. Возраст определяется по находкам *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). Мощность верхнего сантона в северных участках равна 10—12 м, в южных — 15—20 м.

В Хвалынско-Вольском правобережье Волги, в бассейне р. Терешки, сантон представлен главным образом карбонатными породами. В районе Хвалынска он начинается грубым, участками окремнелым мелом мощностью 6—7 м. Наличие в нем редких *Sphenoceramus cardisoides* (Goldf.), а в комплексе фораминифер *Anomalina infrasantonica* Balakhm. совместно с *Stensiöina exculpta* (Reuss) и *Bulimina brevis* Orb. позволяет относить мел к нижнему подъярису. Верхний подъярус сложен кремнистыми мергелями с прослоями опок, содержащими большое количество *Oxytoma tenuicostata* (R o e m.). Мощность этих пород 8—10 м. Общая мощность сантона 14—17 м. К западу, к среднему течению Терешки, она возрастает до 22—25 м.

Своеобразен разрез сантона в окрестностях Вольска. В основании его располагается мергель с фосфоритами и фосфоритизированными скелетами губок *Ventriculites pedester* R o e m., *Meandroptychium goldfussi* Fisch. Он покрывается белым писчим мелом мощностью до 10 м. Фауна довольно многочисленна: *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *A. propinquus* Mob., *Micraster cortestudinarius* Goldf., *Chlamys cretosus* (Defr.), *Liostrea wegmaniana* (Orb.), *L. canaliculata* (Sow.) и др. Этот комплекс фауны не содержит зональных видов. По микрофауне В. И. Барышниковой выделяются обе зоны, нижняя мощностью 3—4 м и верхняя — 6—7 м.

В районе Карабулакских дислокаций в основании сантона прослеживается невыдержанный фосфоритовый горизонт с губками, на нем располагаются в восточных участках мергели, а в западных и юго-западных — чередующиеся слои мергелей и известковистых глин, местами глины преобладают. Мощность различна — от 1,5 до 6 м. Фауна редка и не типична, поэтому выделение зон затруднено. К северо-западу от Карабулакских дислокаций, в районе Кикинского и Гусихинского поднятий, сантон отсутствует.

В зоне Саратовских дислокаций сантонские отложения развиты не повсеместно. Их нет в северных участках — в районе сел Тепловки и Ириновки. На остальной площади они приурочены главным образом к крыльям поднятий и к впадинам и прогибам. Повсеместно в основа-

нии сантона прослеживается характерный маркирующий горизонт — «губковый слой». Он представляет собой известковистый песчаник с желваками и гальками фосфоритов мощностью 0,1—0,5 м.

Строение сантона в пределах Саратовских дислокаций сравнительно однообразно и отличается лишь деталями. Над губковым слоем располагается так называемая «полосатая серия» (рис. 82). Она состоит из чередующихся тонких слоев светло-серых опок и темно-серых глин. Мощность отдельных слоев равна 0,3—0,8 м. В описанных породах встречаются *Sphenocerasmus cardissoides* (Goldf.) и типичный комплекс фораминифер с *Anomalina infrasantonica* Balakhin.

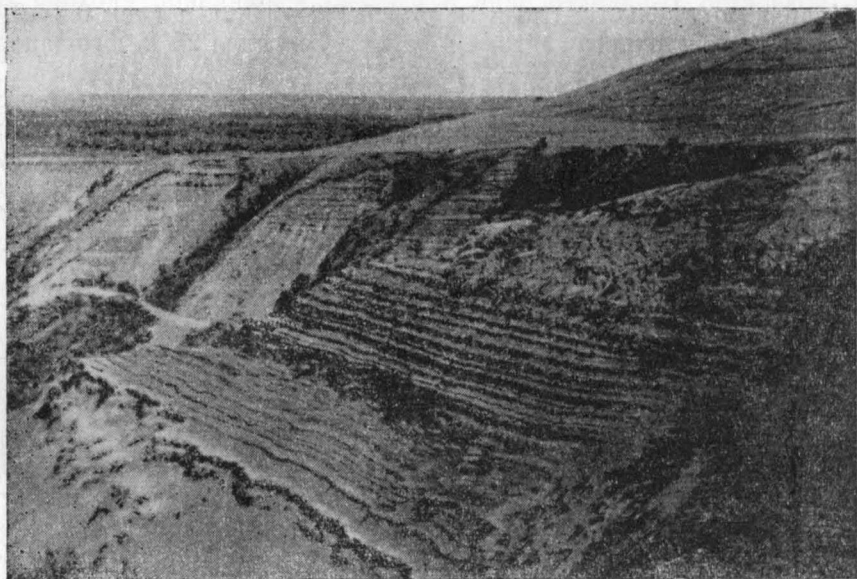


Рис. 82. Выходы опок и глин сантона в Можжевелевом овраге близ с. Нижняя Банновка (Саратовское правобережье Волги). Фото А. В. Смирнова

Верхний сантон — зона *Oxytoma tenuicostata* — почти повсюду сложен аналогичными породами. В северо-западной части Саратовских дислокаций, в районе сел Красной Речки и Сокура, опоки замещаются опоконидными песчаниками.

Во всем разрезе сантона встречаются: *Actinocamax verus* Mill. var. *fragilis* Arkh., *Chlamys cretosus* (Defr.), *Liostrea canaliculata* (Sow.), *L. wegmaniana* (Ogb.) и др. Мощность нижней зоны в северо-западной части Саратовских дислокаций от 8—10 до 16—18 м, в верхней — 10—12 м. Общая мощность сантона 18—30 м.

В южной части Саратовских дислокаций — от с. Елшанки до с. Суровка на левобережье Медведицы, «губковый слой» представлен мергелями с фосфоритами. Нижняя и верхняя зоны сантона сложены чередующимися слоями мергелей, опок и глин. Фауна богата и разнообразна. В «губковом слое» встречены: *Ventriculites pedester* Eichw., *V. spinosus* Sinz., *V. interruptus* Eichw., *Meandroptychium goldfussi* Fisch., *M. regulare* Sinz., *M. jasykowi* Fisch., *Coeloptychium subagraricoides* Münst.

В кардиссоидной зоне, кроме перечисленных, присутствуют: *Lima hoperi* Mand., *Amphidonta lateralis* (Nilss.), *Terebratulina striata* Wahl. Мощность нижней зоны увеличивается с востока на запад от

5—8 до 10—12 м, а верхней от 16 до 20 м. Примерно такое же строение сантон имеет и к западу от района г. Калининска, разрез которого рассмотрен выше.

К югу и юго-западу от Саратова сантонские отложения выходят на поверхность в Багаевском и Горючкинском поднятиях и по правому берегу Волги. В береговой полосе Волги развиты обе зоны сантона, строение их близко к только что рассмотренному. Мощность нижней зоны возрастает с севера на юг от 5—7 м у Саратова до 30 м у с. Нижней Банновки, близ южной границы территории. Мощность верхней зоны 15—20 м. Общая мощность сантона на правобережье Волги увеличивается с севера на юг от 20—22 до 35—50 м.

По данным А. П. Рождественского (1949), к западу от Волги происходит изменение литологического состава пород верхнего сантона. К среднему течению р. Карамыша опоки и глины постепенно замещаются алевролитами и песчаниками, общая мощность сантона здесь равна 40—45 м.

Кроме естественных обнажений, сантонские отложения вскрыты на правобережье Волги многочисленными скважинами. Микрофауна в керне скважин обычно встречается редко. Определение возраста пород и расчленение их на подъярусы и зоны проводится по фораминиферам. Для нижнего подъяруса — зоны *Sphenocerasmus cardissoides* характерны: *Anomalina infrasantonica* Balakhin, *Stensiöina exculpta* (Reuss), *Ataxophragmium variabile* Orb., *Valvulineria depressa* (Alth.), *Spiroloculina cretacea* Orb. и др. В верхнем подъярусе — в зоне *Oxytoma tenuicostata* встречаются: *Ataxophragmium orbignynaeformis* Mjatl., *Plectina convergens* (Keller), *Anomalina stelligera* (Marie) и др.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода и Прикаспийская синеклиза. В районе пос. Красного Кута разрез сантона, по материалам бурения, разделяется на две части. Нижняя часть сложена темно-серыми известковистыми глинами мощностью 56 м, а верхняя — светло-серыми и белыми мергелями мощностью 20 м.

В Новоузенской опорной скважине сантонские отложения выделены в интервале 1332—1362 м (мощность их 50 м). Они расчленяются на три пачки. Нижняя мощностью 28 м состоит из темно-серых и черных сильно известковистых глин с прослоями темно-серых мергелей. К средней пачке принадлежат светло-серые пелитоморфные глинистые известняки мощностью 6 м. Верхняя часть разреза сложена сильно известковистыми глинами с прослоями известняков. Возраст этих пачек установлен по комплексу фораминифер (А. Н. Иванова и др., 1961).

В 30 км севернее Новоузеньска в разрезе Куриловской скв. 17 к сантону относятся чередующиеся слои известковистых глин и опок мощностью 26 м, а северо-восточнее, в районе с. Озинки, светло-зеленые прослоями кремнистые мергели (мощностью 20 м) с фосфоритами в основании. В. М. Ротенфельд (1963) в разрезе сантона по промыслово-геофизическим данным выделил две пачки, соответствующие нижнему и верхнему подъярусам. Сокращение мощностей сантона в Ульяновском и Саратовском правобережье Волги, а также в бассейне Суры и бортовых частях Прикаспийской синеклизы связано главным образом с предверхнесантонским и предкампанским размывами. Породы сантона используются как строительные материалы, а мел близ Вольска — для производства цемента.

Кампанский ярус

Породы кампанского яруса распространены в тех же участках, что и сантонские. Литологический состав их также разнообразен (рис. 83).

Отличие заключается в ином пространственном размещении отдельных литологических типов пород и в большем распространении белого песчого мела. Меньше, чем в сantonе, развиты опоки и значительно больше глауконито-кварцевые пески и песчаники.

Согласно унифицированной схеме (1962), в кампанском ярусе Русской платформы выделяют два подъяруса — нижний и верхний, соответствующие двум зонам: *Goniatoteuthis quadrata* и *Belemnitella mucronata*. На описываемой территории *Goniatoteuthis quadrata* Bel.

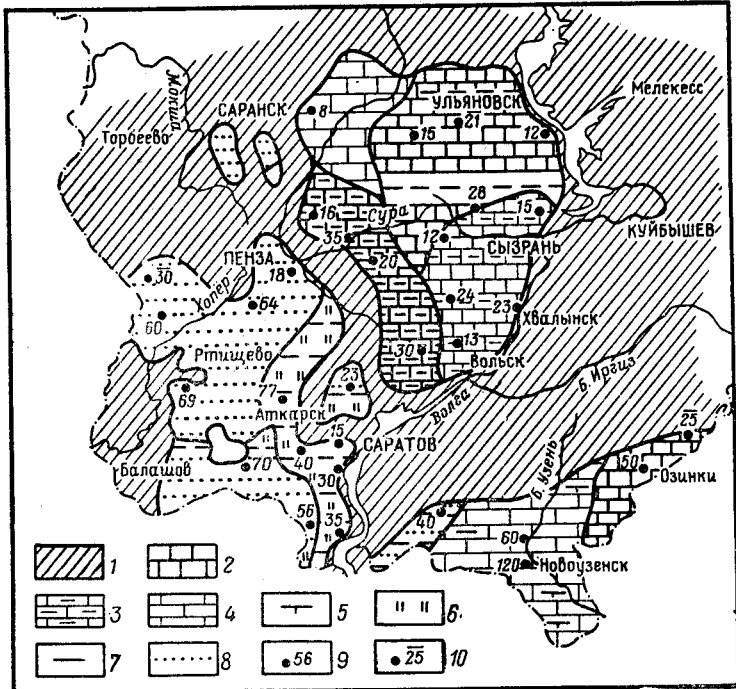


Рис. 83. Схематическая литолого-палеогеографическая карта кампана

1 — отложения кампана отсутствуют; 2 — мел белый песчий; 3 — мергели; 4 — известняки; 5 — глины известковистые; 6 — опоки; 7 — глины; 8 — пески; 9 — скважины и полная мощность отложений; 10 — скважины и неполная мощность отложений за счет размыва верхних горизонтов

не обнаружен. Для нижней зоны типичен *G. mammillata* (Nills.)

Межведомственный стратиграфический комитет СССР 17 апреля 1964 г. вынес решение о проведении верхней границы кампана в кровле зоны *Belemnitella langei*, ранее относившейся к маастрихту. Следует подчеркнуть, что большая группа специалистов по верхнемеловым отложениям продолжает отстаивать прежнюю точку зрения о принадлежности зоны *Belemnitella langei* к маастрихту. Обоснование этой точки зрения дано С. Н. Колтыпиным (1961), С. И. Пастернаком (1961 г.), В. И. Барышниковой, А. Н. Ивановой, Н. С. Морозовым, Т. Н. Хабаровой (1961) и др.

Решение вопроса о границе кампана и маастрихта связано с определенными трудностями. Зональный вид *Belemnitella langei* Schatsk. встречается в одних районах вместе с *Belemnitella mucronata* Schloth., а в других с *B. licharevi* Ieletzki или с *B. lanceolata* Schloth. Комплекс фораминифер этой зоны также не однороден. В некоторых участках в нем преобладают кампанские виды, а в других — маастрихтские.

Вопрос о границе кампана и маастрихта требует дальнейшего изучения. Ниже материал излагается с учетом решения Межведомственного стратиграфического комитета. Для удобства везде, где это возможно, отдельно указаны состав и мощности породы зоны *Belemnitella langei*. Это позволит приводимые данные сопоставлять с теми опубликованными и фондовыми материалами, в которых зона *B. langei* рассматривается в составе маастрихта.

Муромско-Ломовский прогиб и Керенско-Чембарские и Сурско-Мокшинские дислокации. В северо-западной части территории кампанские отложения обнажаются в междуречье верхнего течения Хопра и Чембара и в бассейне левых притоков Хопра — Сердобы и Колышлея, т. е. в пределах Керенско-Чембарских поднятий и их юго-восточного погружения. Разрез кампана здесь начинается плитой глауконито-кварцевого песчаника различной плотности мощностью 0,3—1,2 м. По р. Чембару, в районе д. Мамлеевки и с. Языково, в песчанике присутствуют мелкие желваки фосфорита, в бассейне рек Сердобы и Колышлея — позвонки и кости элосмазавров, зубы рыб, а в долинах рек Пяши, Березовой, Миткеря — пустоты от растворившихся ростров белемнителл.

Выше следуют разнозернистые зеленовато-серые глауконито-кварцевые пески с очень характерными переплетающимися ветвистыми образованиями плотного песчаника. В верхней части иногда прослеживаются тонкие прослой сливных песчаников и песчаных глин. Мощность 40—50 м, местами 70 м. О. В. Флерова и А. Д. Гурова (1958) относят эти породы к сантону, в связи с чем мощность кампана оказывается крайне малой, а мощность сантона преувеличенной. Восточнее, в Муромско-Ломовском прогибе, по данным Е. В. Чибриковой (1947) и Г. С. Сенченко (1952), кампанские отложения лучше всего обнажены и изучены по рекам Ардыму, Пензе, Сердобе. В нижней их части развиты песчаники мощностью 3—4 м, с прослоями опокovidных глин, с рассеянными желваками фосфоритов, местами фосфориты сгружены в основании слоя и сцементированы в конгломерат.

Выше залегают зеленовато-серые среднезернистые глауконито-кварцевые пески мощностью 10—12 м, с прослоями разных по плотности песчаников. Затем располагаются разнозернистые косослоистые пески *Inoceramus balticus* Boehm., *I. regularis* Orb., *Placenticeras* sp. Мощность 25 м. Верхняя часть кампана (мощностью 2,5—3 м) состоит из светло-серых опок внизу и глауконито-кварцевых песков с прослоями песчаников сверху. Общая мощность пород кампанского яруса в бассейне р. Ардыма составляет 45 м.

На юго-западном склоне Сурско-Мокшинских поднятий (бассейн рек Иссы и Потюши) кампанские отложения сохранились небольшими островками, залегают они здесь на глинах апта. Это желтовато-серые глауконито-кварцевые пески с неустойчивыми прослоями опокovidных песчаников. Возраст их определяется по находкам *Goniot euthis mammitata* (Nils.) и *Belemnitella* aff. *micronata* Schloth. Мощность 10 м. Выше располагаются зеленовато-серые глауконито-кварцевые пески с прослоями песчаников того же состава и той же окраски мощностью 20 м. О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой встречены: *Belemnitella* aff. *micronata* Schloth., *B.* aff. *langei* Schatsk.

Далее к востоку, в сводовой части Сурско-Мокшинских поднятий, кампанские отложения не установлены, они известны лишь на их восточном крыле, в бассейне р. Суры. Литологический состав пород резко отличается от описанного. В нижней части кампанского яруса в районе Гольцовки прослеживается зеленовато-желтый песчаный мергель мощностью 6 м с зернами глауконита и желваками фосфоритов. По данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), в нем найдены

Goniot euthis mammilata (Nilss.), *Belemnitella mucronata* Schl. и комплекс фораминифер, в котором присутствует типичный для кампана *Bolivinooides decoratus* (Jones). Выше следует белый грубый мел мощностью 10—12 м с богатой фауной: *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *G. hippopodium* (Nilss.), *Lopha semiplana* (Sow.), *Lima hoperi* Mant., *Carneithyris carnea* (Sow.), *Cyclothyris plicatilis* (Sow.).

Зона *Belemnitella langei* здесь представлена зеленовато-желтыми песчанистыми мергелями мощностью 1,5—2 м. У сел Ермоловки и Семилей породы этой зоны залегают на глинах альба. Они начинаются рыхлым мелом с фосфоритами, на котором залегает плотный глинистый мел мощностью 1,8 м. В нижнем течении р. Инзы рассматриваемая зона сложена белым писчим мелом. Во всех этих пунктах встречена *Belemnitella langei* Schatsk.

В 1956—1958 гг. в верхнем течении рек Колышлея, Сердобы и Няньги в районе сел Кондоль и Н. Демкино, в юго-западной части Муромско-Ломовского прогиба (Николаевская разведочная площадь), в восточной части Сурско-Мокшинских дислокаций (Елюзанская площадь) было пробурено несколько скважин. В скважинах Николаевской площади кампан состоит из глинистых песков мощностью до 64 м, на Елюзанской площади нижняя часть кампана сложена белым писчим мелом, в основании с зернами глауконита и желваками фосфоритов. А. М. Кузнецовой в белом писчем мелу определен комплекс фораминифер, в котором присутствуют: *Bolivinooides decoratus* Jones., *Anomalina clementiana* (Orb.), *Globotruncana marginata* Reuss, типичные для зоны *Belemnitella mucronata*. Залегает кампан на глинах альба. Мощность 25—35 м.

Породы зоны *Belemnitella langei* вскрыты на обеих разведочных площадях. Они представлены темно-серыми алевритистыми глинами внизу и мергелями или известковистыми глинами сверху общей мощностью 10—11 м. В них встречены: *Ammodiscus* ex gr. *incertus* Orb., *Rzehakina volganica* Kuzn., *Heterostomella faveolata* (Marsson), *Bolivinooides decoratus* Jones., *Bolivina incrassata* Reuss, *Marsonella oxycona* Reuss, *Lituola aequigranensis* Beissel, *Anomalina taylorensis* Carsey. (определение А. М. Кузнецовой).

Ульяновско-Саратовский прогиб и восточный склон Воронежской антеклизы. В бассейне р. Барыша строение кампанского яруса близко к описанному. Мощность его 4—15 м. К зоне *Belemnitella langei* относятся залегающие выше серые и темно-серые глины. У с. Вешкайма ниже глин в грубом мелу вместе с *Belemnitella mucronata* Schloth. встречены *B. langei* Schatsk., а у с. Урень-Карлинское вместе с *B. langei* Schatsk. обнаружены *Belemnitella lanceolata* Schloth. Мощность глин 4—14 м. В верховьях р. Барыша, по данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1954 г.), комплекс фораминифер в глинах не одинаков. В одних пунктах преобладают кампанские виды, в других — маастрихтские. Такое соотношение макро- и микрофауны в породах зоны *Belemnitella langei* затрудняет решение вопроса о принадлежности ее к кампану или маастрихту.

На правобережье Волги до Самарской Луки и в бассейне р. Свяги нижняя граница кампана менее отчетлива. В окремнелых очень твердых мергелях с зернами глауконита встречаются лишь одиночные желваки фосфоритов. Выше залегает мягкий белый писчий мел. Местами (бассейн рек Борлы и Свяги) мел очень грубый вследствие присутствия обломков раковин пелеципод. Мощность описанных пород здесь варьирует от 3 до 10 м. Макрофауна в них аналогична приведенной выше. Кроме того, встречаются в большом количестве фораминиферы,

среди которых присутствуют типичные для кампана *Anomalina clementiana* Orb., *Bolivinooides decoratus* Jones. var. *laevigata* (Marie.), *Anomalina taylorensis* Carsey, *Cibicides temirensis* Vass.

Выше следует характерная для Ульяновского Поволжья пачка темно-серых глин. Она ранее относилась (и теперь относится некоторыми исследователями) к маастрихту, как соответствующая зоне *Belemnitella langei*. Нижняя граница этих глин очень резкая, поверхность подстилающего их мела неровная. Местами на правобережье Волги (в районе сел Новодевичье и Бектяжки) можно видеть в основании их тонкий слой глауконито-кварцевого песка с редкими желваками фосфоритов.

Глины очень бедны фауной. В них встречаются пустоты от белемнителл, иногда мелкие белемнителлы. Фораминиферы редки, комплекс их своеобразен, что затрудняет определение возраста пород. Глины соответствуют зоне *Belemnitella langei*. Мощность их достигает 9—11 м, по правобережью Волги она уменьшается с севера на юг от 9—11 до 1—4 м, с востока на запад от Волги к верховьям рек Усы и Борлы до 0,6—2,0 м. К югу и западу от Самарской Луки (бассейн р. Сызрани) глины постепенно замещаются мергелями. В этих участках весь кампан сложен мергелями и белым мелом.

В Хвалынско-Вольском правобережье нижняя граница кампана менее четкая, чем в описанных выше районах. Этот ярус начинается грубым мелом или мергелем с очень редкими и мелкими желваками фосфоритов. Выше располагается белый мягкий писчий мел, прослоями более грубый, общей мощностью 10—18 м. Мел содержит: *Goniot euthis mammillata* (Nils.), *Inoceramus balticus* Roem., *Belemnitella mucronata* Schloth., *Lophia semiplana* (Sow.), *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *G. nikitini* (Ark.), *Lima hoperi* Mant. В. И. Барышниковой (1951) определен следующий комплекс фораминифер: *Bolivinooides decoratus* Jones., *Anomalina clementiana* Orb., *Heterostomella convergens* Keller, *Pullenia dampelae* Dain, *Bulimina brevis* Orb., *Anomalina taylorensis* Carsey и др.

Более высокие части разреза, относящиеся к зоне *Belemnitella langei*, сложены в Сызранском и Хвалынско-Вольском правобережье зеленовато-серым мергелем или глинистым мелом мощностью 3—7 м. В основании порода фосфатизирована, включает обломки мергеля, контакт с подстилающими отложениями местами довольно отчетливый, тогда как верхняя граница менее ясна. Это было одной из причин отнесения описанной пачки пород к маастрихту. Фауна в ней своеобразна. Е. В. Милановский (1948) находил в бассейне р. Сызрань белемнителлы, близкие к *Belemnitella langei* Schatsk. В. В. Буцура (1951₂) в Хвалынско-Вольском районе, кроме того, наблюдал совместное нахождение *Belemnitella mucronata* Schloth. и *Belemnitella lanceolata* Schloth. Присутствуют также пеллециподы, имеющие более широкое вертикальное распространение. В. В. Буцура считал, что фауна не дает основания для отнесения описанных пород к кампану или маастрихту. Он выделил эту часть разреза в особое подразделение верхнего сенона, назвав его «терешкинскими слоями».

К западу от Хвалынско-Вольского правобережья кампан известен по естественным обнажениям в долине р. Терешки и ее притока Алая и по материалам бурения на большой площади между Волгой и верхним течением Медведицы.

В Карабулакских дислокациях (между верховьями Медведицы, Узы, Карабулака и средним течением Алая) кампанские отложения развиты не повсеместно. Местами они выпадают из разреза (район сел Казанла, Алексеевка, Голицино, Сухой Карабулак, Нечаевка и др.)

вместе с породами сантона, турона-коньяка и сеномана. На остальных участках этот ярус сложен белым писчим мелом с фосфоритами в основании мощностью 5—15 м, реже 18 м. В породах содержится типичный для кампана комплекс фораминифер. Более высокие части разреза, относящиеся к зоне *Belemnitella langei*, состоят из светло-серых мергелей с прослоем мела.

В зоне Саратовских дислокаций кампан отсутствует в северных участках, в районе с. Тепловки, близ с. Н. Бурасы. На остальной площади кампанские отложения слагают крылья антиклиналей. Состав пород различный. В восточной части — в верхнем течении р. Курдюма, а также в районе Саратова, Елшанки, Песчаного Умета развиты опоки, глины и мергели, в меньшей степени — песчаники. На крыльях Хлебновского поднятия кампан начинается песчаником с фосфоритами, на котором залегают чередующиеся слои опок, мергелей и глин общей мощностью 15—20 м. В обрыве Лысой Горы у Саратова кампан (мощностью 12 м) содержит *Goniot euthis mammillata* (Nilss.), *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и др. На южных крыльях Курдюмо-Елшанского и Песчано-Уметского поднятий мергели замещаются глауконитовыми песчаниками. Мощность разреза 10—15 м. К западу от Песчаного Умета наблюдаются уже более существенные изменения. Намечается переход к типу разрезов, свойственному западной части Саратовских дислокаций. Одновременно происходит увеличение мощности.

В полосе от сел Полчаниновки, Агаревки на севере до сел Суровки и Сергиевки на юге в строении кампана отчетливо выделяются две части. Нижняя сложена зеленовато-серыми глауконито-кварцевыми песками с редкими прослоями песчаников того же состава. Местами (например, в районе Суровского поднятия в южной части Саратовских дислокаций) внизу располагаются песчаники мощностью 10—12 м, а над ними пески мощностью 22 м. Верхняя часть кампанского яруса состоит из чередующихся серых и темно-серых опок и светло-серых слюдястых глин мощностью 8—10 м. Общая мощность кампана 40—44 м. Возраст определяется по остаткам *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и кампанскому комплексу фораминифер.

Несколько иначе построен кампан в самых северных участках зоны Саратовских дислокаций. В верхнем течении р. Чардыма в районе с. Гремячки в основании этого яруса наблюдается слой песчаника с желваками фосфоритов и фосфатизированных губок. Выше следуют чередующиеся слои опок и глин, в верхней части с прослоями песчаников. Мощность 7—12 м. Западнее, в районе с. Оркино, глины замещаются мергелями, а опоки становятся известковистыми. Мощность возрастает до 15—20 м.

К западу от Саратовских дислокаций, в зоне Ртищевско-Баландинских поднятий, происходит дальнейшее увеличение в разрезе глауконито-кварцевых песков и песчаников, с одновременным возрастанием мощности до 60—70 м. В районе г. Ртищево весь кампан сложен песками с прослоями песчаников. Такие же породы слагают кампанский ярус на восточном склоне Воронежской антеклизы — на правобережье Хопра в районе Балашова. Фауны в этих породах не найдено, возраст их определяется по стратиграфическому положению.

К югу от Саратовских дислокаций кампанские отложения выходят на поверхность по правому склону долины р. Волги и в бассейне р. Карамыша и его притока Горючки. Скважинами они вскрыты во многих пунктах — на Багаевском и Горючкинском поднятиях и в Карамышской впадине. На Багаевском поднятии и по правому берегу Волги в строении кампана принимают участие чередующиеся слои опок, глин, опоко-

видных песчаников. Мощность возрастает с севера на юг от 10—15 до 28—35 м. Довольно часто встречаются *Goniot euthis mammillata* (Nilss.), *Belemnitella mucronata* Schloth., *Gryphaea vesicularis* (Lam.) и типичный для кампана комплекс фораминифер.

К западу от Приволжской полосы происходит изменение литологического состава пород, постепенное замещение (начиная снизу) опок и глин песками и песчаниками. Это прослеживается уже в 12—15 км к западу от Волги. На правом берегу Карамыша у ж.-д. ст. Паницкая и с. Бобровки мощность песков и песчаников, по данным А. П. Рождественского (1942), 8 м, а у с. Рыбушки — уже 18—20 м. Соответственно уменьшается мощность опок и глин. Мощность кампана 30—32 м. Западнее она возрастает, достигая в среднем течении Медведицы 50—70 м. Здесь кампан сложен теми же породами, что и в западной части Саратовских дислокаций. Местами верхняя опоково-глинистая пачка уничтожена размывом или полностью замещена песками и песчаниками.

Зона *Belemnitella langei* установлена в нескольких пунктах (Лунгерсгаузен, 1956). По правому берегу Волги между селами Золотое, Ахмат, Рогаткино она начинается глауконито-кварцевыми песчаниками с *Belemnitella langei* Schatsk. мощностью 1,5 м. Выше следуют мергели и глины, лишенные фауны, мощностью 15 м. Над ними залегают породы лянцеолятовой зоны маастрихта. Западнее, в бассейне р. Сплавнухи, прослежены опоки и глины, в основании их залегает песчаник с пустотами от *Belemnitella* cf. *langei* Schatsk. и песчанистыми фораминиферами. На правобережье Медведицы, у с. Невежкино, в нижней и верхней частях разреза располагаются пески и песчаники общей мощностью 3,5 м, а в средней — песчанистые опоки и глины мощностью 10 м. *Belemnitella langei* Schatsk. встречена лишь в нижнем слое песчаника мощностью 0,6 м.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода, Прикаспийская синеклиза. В Саратовском Заволжье кампан вскрыт скважинами. Северные линии, проходящей примерно от Красного Кута до с. Озинки, породы этого возраста встречаются небольшими островками, сохранившимися от размыва, а южнее распространены по всей площади.

К востоку от г. Маркса в долине р. М. Карамана вскрыты алевроитистые мергели мощностью 16 м, залегающие на альбе. Они содержат комплекс фораминифер, в котором присутствуют *Anomalina clementiana* (Orb.), *Cibicides temirensis* Vass. и др. Б. И. Костин и В. А. Морозов (1962 г.) отнесли эти породы к кампану. В районе Красного Кута к этому ярусу принадлежат глины, в верхней части с прослоями песков, мощностью 70 м. Юго-восточнее, в районе с. Куриловки, в среднем течении р. Б. Узенья, кампанский ярус сложен светло-серыми и зеленовато-серыми, в различной степени глинистыми известняками с прослоями мергелей и известковистых глин. Возраст доказывається следующим комплексом фораминифер: *Ataxophragmium compactum* Br., *Orbignyna ovata* Nag., *O. sacheri* Reuss, *Anomalina clementiana* (Orb.), *A. costulata* Marie, *A. dainae* Mjatl., *Cibicides temirensis* Vass., *Bolivinoidea decoratus* (Jones) и др. Мощность 60 м.

Южнее Новоузенской опорной скважиной кампанские породы вскрыты в интервале 1212—1332 м (А. Н. Иванова и др., 1961). Начинаются они светло-серыми известняками (мощностью 63 м), затем следуют известняки с тонкими прослоями зеленовато-серых известковистых глин. Принадлежность этих пород к кампану определена по находкам *Bolivinoidea decoratus* (Jones), *Cibicides temirensis* Vass., *Anomalina clementiana* (Orb.), *A. umbilicatula* Mjatl., *A. stelligera* Marie, *Ataxophragmium compactum* Br. и др. Мощность кампана 120 м.

В крайних восточных пунктах Саратовского Заволжья, в районе с. Озинки, к кампанскому ярусу принадлежат серые и белые мелоподобные мергели или грубый мел с *Belemnitella mucronata* Schloth. и типичным комплексом фораминифер. Мощность 25—50 м.

Зона *Belemnitella langei* в Заволжье не выделяется из-за отсутствия как зонального вида, так и свойственного этой зоне комплекса фораминифер.

Учитывая все изложенные выше материалы по Саратовскому Поволжью, следует подчеркнуть, что наиболее полно по фауне кампанские отложения развиты в бассейне Медведицы и ее притока р. Карамыша, к западу и юго-западу от Саратова. Здесь можно выделить нижний кампан — зону *Goniot euthis mammilata* мощностью до 20 м и верхний кампан — зоны *Belemnitella mucronata* и *B. langei*.

Как видно из описания отдельных типов разрезов, литологический состав кампанских отложений довольно сложен. Все же можно выделить основные типы пород, распространенные на сравнительно больших площадях. С запада от Керенско-Чембарских поднятий до восточного склона Воронежской антеклизы в районе Балашова прослеживаются полосой песчаные отложения. Восточнее западной части Саратовских дислокаций, Карамышской впадины и Горючкинского поднятия включительно выделяется площадь, где развиты песчаные породы внизу и опоково-глинистые вверх. В восточной части Саратовских дислокаций и к востоку от Багаевского и Горючкинского поднятий прослеживаются опоково-глинистые породы. В Ульяновско-Саратовском прогибе и на Карабулакских поднятиях развиты преимущественно карбонатные породы — мел и мергели.

В Заволжье кампан сложен карбонатными породами — известняками, белым мелом, мергелями. Наибольшие мощности приурочены к участкам развития песчаных и песчано-опоково-глинистых пород на правом берегу и в Прикаспийской синеклизе в Заволжье.

В. М. Ротенфельд (1963), по промыслово-геофизическим данным, расчленил кампанский ярус на пачки, отличающиеся различным литологическим составом и геоэлектрической характеристикой. Наиболее отчетливо эти пачки выделяются в разрезах скважин, расположенных в Карамышской впадине. Характер изменения мощностей пачек указывает на размыв перед формированием осадков зоны *Belemnitella langei*. Размыв может служить дополнительным обоснованием для отнесения пород этой зоны к маастрихтскому ярусу.

Песчано-глинистые породы кампана используются как строительные материалы, а в районе городов Вольска и Сенгилея мел и мергели разрабатываются для производства извести и цемента.

Маастрихтский ярус

Маастрихтские отложения распространены примерно в тех же районах, что и кампанские. Отличия заключаются в присутствии пород маастрихта в сводовой части Сурско-Мокшинских дислокаций, на Кикинском, Гусихинском, Тепловском и Ириновском поднятиях, в некоторых участках Карабулакских дислокаций, на левобережье Волги близ Вольска, в районе возвышенностей Урас и Три Мара. В западных районах маастрихт занимает меньшую площадь по сравнению с кампаном. Западная граница распространения пород маастрихтского возраста проходит примерно от верховьев Мокши, несколько восточнее с. Бакуры, Екатериновки, г. Калининска (рис. 84).

Согласно унифицированной схеме (1962) маастрихтский ярус на Русской платформе состоит из трех зон (снизу): 1) зона *Bostrychoceras*

polyplocum, *Belemnitella langei*, 2) зона *Acanthoscaphites trigens*, *Belemnitella lanceolata*, 3) зона *Pachidiscus neubergicus*, *Belemnitella americana* — *B. archangelskii*. Межведомственный стратиграфический комитет СССР включил зону *Bostrychoceras polyplocum*, *Belemnitella langei* в кампан. В соответствии с этим ниже маастрихт рассматривается в объеме двух зон.

Муромско-Ломовский прогиб, Керенско-Чембарские, Сурско-Мокшинские дислокации. В северо-западных участках площади распро-

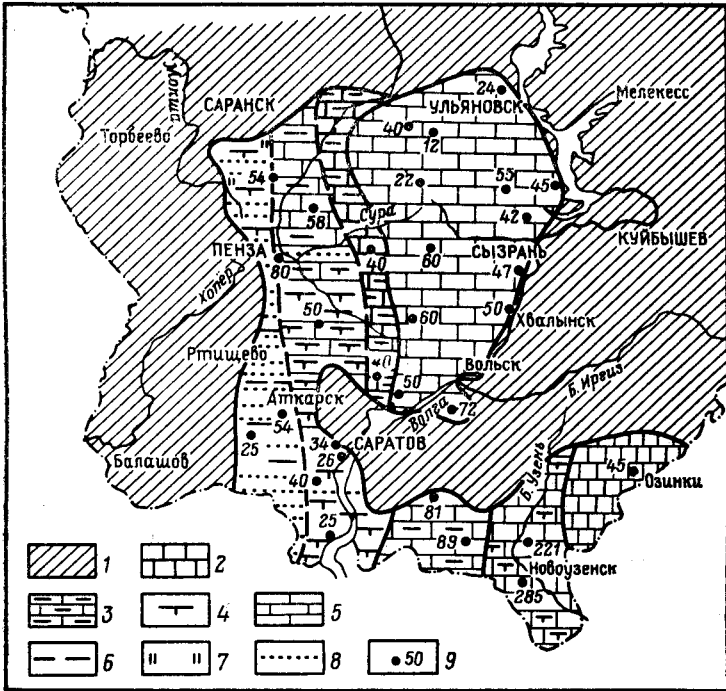


Рис. 84. Схематическая литолого-палеогеографическая карта маастрихта

1 — маастрихтские отложения отсутствуют; 2 — мел белый писчий; 3 — мергели; 4 — глины известковистые; 5 — известняки; 6 — глины; 7 — опоки; 8 — пески; 9 — скважины и мощность (неполная) отложений

странения верхнего мела маастрихтские отложения прослежены узкой полосой от с. М. Сердоба (в верховьях р. Сердобы и с. Бакур) до верховьев Мокши. Здесь, на южном погружении Керенско-Чембарских поднятий, в основании маастрихтских пород выделяются песчаники с фосфоритами, а выше — чередующиеся опоки и глины. Восточнее, в верхнем течении р. Няньги, мощность глин и опок возрастает до 50 м. Выше следуют глауконито-кварцевые пески с прослоями песчаников, мощность которых с запада на восток уменьшается от 22 до 4 м. В описанных породах встречаются *Belemnitella lanceolata* Schloth. Общая мощность слоев маастрихта равна 30—54 м.

На северо-восточном склоне Муромско-Ломовского прогиба, в районе междуречья Иссы и Потишь наблюдаются те же породы. Мощность опок и глин 10—20 м, а песков и песчаников 20—30 м. Они содержат *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Acanthoscaphites* cf. *roemeri* Orb., *Inoceramus caucasicus* Dobr. и др.

Восточнее происходит замещение этих отложений карбонатными. Так, в южной части Муромско-Ломовского прогиба, в бассейне рек

Пензы и Ардыма, по данным О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), зона *Belemnitella lanceolata* сложена мергелями мощностью до 75—80 м. В сводовой части Сурско-Мокшинских поднятий (бассейн р. Шукши) присутствуют породы только нижней части разреза мощностью 40—45 м, залегающие на альбе. В мергелях обнаружены *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Discoscaphites constrictus* (Sow.), *Inoceramus* ex gr. *caucasica* Dobr. и др. В керне скважин, пробуренных в юго-западной части Муромско-Ломовского прогиба, А. М. Кузнецовой (1958) встречены фораминиферы: *Bolivinoidea draco* (Marsson), *Bolivina incrassata* Reuss, *Anomalina taylorensis* Carsey, *Cibicides spiro-punctatus* Gal. et Mor., *Cibicides voltzianus* (Orb.) и др.

Отличительной особенностью строения маастрихта южной части Муромско-Ломовского прогиба является присутствие пород верхней зоны — зоны *Belemnitella americana* (B. archangelskii). Выходы их на поверхность прослеживаются в районе Пензы, у с. Куриловки на р. Суре, у с. Валяевки на р. Малиновке, у с. Веселовки на р. Пензе и в других пунктах. На мергелях зоны *Belemnitella lanceolata* здесь залегают желтовато-серые и светло-серые глауконито-кварцевые известковистые алевролиты мощностью 18—20 м, содержащие *Belemnitella americana* Mort.

Бурением установлено более широкое распространение пород рассматриваемой зоны. На Николаевской разведочной площади (район сел Кондоль — Н. Демкино, верховья рек Колышлея, Сердобы, Няньги), в юго-западной части Муромско-Ломовского прогиба они состоят из глин, алевролитов и песчаников общей мощностью до 91 м. А. М. Кузнецовой (1958, 1961) в этих породах обнаружен богатый и разнообразный комплекс фораминифер. Наряду с видами, встречающимися в зоне *Belemnitella lanceolata* или имеющими более широкое распространение, установлены: *Plectina ruthenica* (Reuss), *Reussella minuta* Marsson, *Bulimina quadrata* Plummer, *Cibicides bembix* Marsson, *Stensioina caucasica* (Subbotina), *Anomalina acuta* Plummer. Встречены также *Guttulina ipatovzevi* Vasilenko, *Globulina amugbaloides* Reuss, присутствующие в нижнем палеоцене Днепровско-Донецкой впадины. Характерно наличие большого количества бентонных видов фораминифер *Nodosaria*, *Dentalium* с богато скульптурированной поверхностью раковин.

На территории Елюзанской разведочной площади (в бассейне среднего течения р. Кадады — район сел Средняя Елюзань и М. Умыс), на восточном склоне Сурско-Мокшинских поднятий в разрезах скважин к зоне *Belemnitella americana* — B. archangelskii принадлежат серые алевролитистые мергели мощностью 34—47 м. Комплекс фораминифер содержит те же виды, что упомянуты выше. Отличие заключается в широком распространении планктонных форм *Globigerina cretacea* Orb., *Globigerinella aspera* Ehrenb. и отсутствии фораминифер с агглютинированной стенкой раковин.

Выше отмечалось, что в пределах Кикинского и Гусихинского поднятий (от верховьев до устья р. Гусихи, правого притока р. Узы) породы всех ярусов верхнего мела от сеномана до кампана включительно отсутствуют. Однако маастрихтские отложения здесь развиты. Они залегают на неровной поверхности альбских глин, отделяясь от них слоем фосфоритов. Выше следуют мергели белой и желтовато-белой окраски, местами в верхней части с прослоями известковистых глин. Мощность маастрихта в районе с. Кикино 8—12 м, а у с. Б. Гусихи 30—60 м. Фауна аналогична приведенной выше.

Ульяновско-Саратовский прогиб и восточный склон Воронежской антеклизы. В Ульяновско-Саратовском прогибе выделяются лишь

породы зоны *Belemnitella lanceolata*. В бассейне рек Барыша и Свяги, на правом берегу Волги от Шиловки (район г. Сенгилея) до Вольска к этой зоне относится белый писчий мел. Мощность его различна, что объясняется неодинаковой степенью размыва. Можно установить увеличение мощности с севера на юг. В среднем течении рек Барыша и Свяги мощность мела изменяется от 8—12 до 20—22 м, местами пос. Карсун — бассейн р. Туармы) до 30—40 м. На правом берегу Волги в районе Сенгилея равна 25—27 м, южнее у с. Климовки близ Самарской Луки 40—45 м, к западу у с. Шигоны 55 м. В сводовой части Мордово-Борлинских поднятий, по Г. С. Сенченко (1951), она уменьшается до 10—13 м. В районе городов Сызрани и Вольска, в верхнем и среднем течении Терешки, мощность мела не менее 40—70 м.

Мел содержит богатую и разнообразную фауну: *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Baculites knorri* Desm., *Gryphaea vesicularis* (Lam.), *G. praesinzowi* (Ark h.), *Terebratulina gracilis* (Schloth.), *Carneithyris carnea* (Sow.), *Cyclothyris plicatilis* (Sow.), *Echinocorys ovata* Leske и др. Фораминиферы многочисленны. Кроме видов широкого вертикального распространения, присутствуют: *Bolivina incrassata* Reuss, *B. decurrens* Ehrenb., *Bolivinoidea draco* (Marss.), *Spiroplectamina suturalis* Kalin., *Stensioina gracilis* (Marss.)

Южнее и западнее Вольска мел постепенно замещается мергелями. Это можно проследить по р. Терешке и нижнему течению ее правого притока Карабулака. На Карабулакских поднятиях зона *Belemnitella lanceolata* сложена различными породами. Они чаще всего располагаются на кампане, а местами (район сел Голицино, Нечаевки, Алексеевки, Ключи и др.) переходят на более древние породы, до альба включительно. В восточных и северо-восточных участках можно видеть мягкий, местами грубый глинистый мел (мелоподобные мергели) до 50 м мощностью. В центральных участках (Карабулакское и Алексеевское поднятия) мягкий мел сохраняется только в виде тонких прослоев, а в западных — преобладают уже известковистые глины и песчанистые мергели. Мощность лянцеолятовой зоны в Карабулакских дислокациях 40—50 м.

В зоне Саратовских дислокаций в строении лянцеолятовой зоны принимают участие различные по литологическому составу породы. В северной части, в районе Тепловского и Ириновского поднятий, они залегают на альбе, а западнее, в районе с. Лох, — на сеномане. По мере движения на запад и юго-запад к селам Гремячке и Сокуру, маастрихтские отложения на протяжении 10—12 км постепенно переходят на различные горизонты сначала сантона, а затем кампана.

В районе с. Тепловки, в 8 км юго-восточнее с. Н. Бурасы, маастрихт сложен мергелями с прослоями белого мела, с фосфоритами в основании. К западу и юго-западу происходит замещение этих пород известковистыми глинами, местами (Хлебновское поднятие) с прослоями глауконито-кварцевых песков. При дальнейшем движении на юго-запад в районе с. Слепцовки (западная часть Саратовских дислокаций) в верхней части яруса развиты уже пески.

Мощность маастрихта уменьшается с востока на запад от 25—30 до 20—25 м. Фауна в глинах встречается довольно часто: *Gryphaea praesinzowi* (Ark h.), *Belemnitella lanceolata* Schloth., присутствуют также *Carneithyris carnea* (Sow.), *Terebratulina gracilis* (Schloth.). Комплекс фораминифер сходен с приведенным выше.

В южной части Саратовских дислокаций также можно проследить изменение литологического состава пород маастрихта по мере движения в западном направлении. В обрыве Лысой Горы у Саратова в основании яруса залегают фосфориты, выше следуют известковистые глины,

покрывающиеся мергелями. Верхняя часть яруса сложена глинистыми зеленовато-серыми глауконито-кварцевыми песками, местами с прослоями песчаников. Общая мощность 30 м. Фауна аналогична приведенной выше.

В 25 км западнее Саратова, на Песчано-Уметском поднятии, глины опесчаниваются, мощность их возрастает до 30 м, а еще западнее, в пределах Суровского поднятия, глины залегают лишь в нижней части; почти весь маастрихт сложен известковистыми песками с прослоями песчаников, содержащими в большом количестве *Gryphaea praesinzowi* (Ark h.).

Пески с *Belemnitella lanceolata* Schloth. прослежены в районе г. Калининска в юго-восточной части Ртищевско-Баландинских дислокаций. На междуречье Хопра и Медведицы фаунистические данные о распространении пород маастрихта отсутствуют. По литологическому составу маастрихтские и кампанские отложения в этом районе однообразны, поэтому их разделение здесь затруднено.

К югу от зоны Саратовских дислокаций маастрихтские отложения широко распространены на Багаевском, Горючкинском поднятиях и в Карамышской впадине. Особый интерес представляет разрез в верховьях оврага близ с. Пудовкин Буерак, в 37 км южнее Саратова. Здесь развиты породы как зоны *Belemnitella lanceolata*, так и зоны *V. americana* — *V. archangelskii*. К первой принадлежат зеленовато-серые известковистые глины. Верхняя зона сложена зелеными сильно глинистыми глауконито-кварцевыми песками и песчанистыми глинами мощностью 5—6 м. В них довольно часто встречается *Belemnitella americana* Mort.

Имеются некоторые данные о наличии пород верхней зоны маастрихта и в других участках. Так, А. Д. Рыбакова и Р. Ф. Серова (1955 г.) отмечают, что на правом берегу Волги к югу от Саратова, в районе г. Красноармейска (точно пункт не указан), найдена *Belemnitella* ex gr. *kasimiroviensis* Skolozd g. А. Н. Иванова (1959) сообщает о находке шести экземпляров этого вида хорошей сохранности из окрестностей Саратова и с. Рыбушки (в среднем течении р. Карамыша).

Самым южным пунктом правого берега Волги, где выходят на поверхность маастрихтские отложения в пределах описываемой территории, является район с. Нижней Банновки. Здесь в стенках Можжевелового оврага можно видеть один из типичных для правобережья Волги разрезов маастрихта к югу от Саратова. Он сложен темно-серыми бескарбонатными глинами с прослоями опок, внизу с ризолитами. Мощность глин 16—25 м. Возраст их определяется по редким находкам *Belemnitella lanceolata* Schloth. и *Gryphaea praesinzowi* (Ark h.). Кроме того, в глинах присутствует типичный для лянцеолятовой зоны комплекс фораминифер, тождественный приведенному ранее для других районов Поволжья. Выше залегает пачка темно-серых известковистых глин мощностью 17 м. Она подстилается и покрывается слоями песков по 3 м мощностью. В песках и глинах встречаются: *Belemnitella kasimiroviensis* Skolozd g., *Gryphaea praesinzowi* (Ark h.) и *Garneithyris carnea* (Sow.). В нижних песках найдены желваки фосфорита.

По мере движения к западу от Волги происходит довольно быстрое замещение глин алевролитами и песками.

Южный склон Жигулевско-Пугачевского свода, Прикаспийская синеклиза. В Заволжье маастрихтские отложения известны в нескольких участках. На левобережье Волги, в 25—30 км южнее Вольска, расположены две возвышенности — Урас и Три Мара. Здесь породы маастрихтского яруса залегают непосредственно на глинах альба. В основании их располагается слой фосфоритовой гальки мощностью

0,1—0,2 м, содержащей обломки белемнителл и морских ежей. Выше следует белый писчий мел с *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Discoscaphites constrictus* (Sow.), *Baculites* sp., *Echinocorys ovata* Leske, *Cyclothyris plicatilis* (Sow.) (определения А. Н. Ивановой). Кроме того, найден следующий комплекс фораминифер: *Bolivinooides draco* Marss., *Cibicides spiropunctatus* Gal. et Mor., *Bolivina incrassata* Reuss, *Marsonella oxycona* (Reuss), *Reussella spinulosa* (Reuss) и др. (определения А. М. Кузнецовой). Присутствие приведенной фауны подтверждает принадлежность белого мела к зоне *Belemnitella lanceolata*. Мощность мела в этом районе, по данным скважин, 60—72 м.

Южнее, на левобережье Волги, по материалам бурения, маастрихт сложен известковистыми глинами мощностью до 30—50 м. Восточнее происходит обогащение пород карбонатным материалом и, как показали скважины в районе с. Красного Кута (верхнее течение Еруслана) и с. Питерка (среднее течение М. Узенья), к маастрихту относятся мергели и известковистые глины мощностью 81—89 м. Еще восточнее, в среднем течении р. Б. Узенья, маастрихт вскрыт скважинами в районе сел Таловки и Куриловки, г. Новоузенска. На этом участке развиты светло-серые и белые пелитоморфные известняки с прослоями известковистых глин и реже алевролитов. Мощность маастрихта в разрезе Таловской скважины 218 м, Куриловской — 221 м, а в опорной Новоузенской — 285 м. Возраст описанных отложений установлен по комплексу фораминифер: *Bolivinooides draco* Marss., *Bolivina incrassata* Reuss, *Stensiöina caucasica* (Subb.), *Orbignyna ovata* Hag., *Cibicides spiropunctatus* Gal. et Mor., *Pseudouvirgerina plummerae* Cushman и др. Из макрофауны в разрезе Новоузенской опорной скважины встречены *Terebratulina gracilis* (Schloth.), остатки морских ежей.

В восточных районах Саратовского Заволжья маастрихт представлен белым писчим мягким или грубым мелом («мелоподобными мергелями»). Эти породы вскрыты скважинами в районе с. Дергачи (нижнее течение р. Алтаты, левого притока р. Б. Узенья) и обнажаются в районе сел Мелового Мара и Озинки. Верхние горизонты белого мела здесь размыты, местами мел маастрихта покрывается ачкагыльскими отложениями. Мощность 30—45 м. Присутствие *Belemnitella lanceolata* Schloth., *Gryphaea praesinzowi* (Arkh.) и характерного комплекса фораминифер указывает на маастрихтский возраст вмещающих пород.

К северу от широты сел Дергачи и Озинки породы маастрихта не установлены, но, возможно, местами они сохранились от размыва небольшими островками.

Таким образом, литологический состав маастрихтских отложений изменяется в основном в региональном плане. В западных районах развиты пески и песчаники, к востоку последовательно заменяющиеся известковистыми глинами и опоками, мергелями, мелом, а в Заволжье и известняками.

Песчано-глинистые породы маастрихта представляют собой естественные строительные материалы. Мел и мергели используются для получения извести, побелки зданий и изготовления школьных «мелков». В районе Вольска и Сенгилея на базе маастрихтского мела работают цементные заводы.

Датский ярус

На правобережье Волги отложения достоверно датского возраста не установлены. В литературе имеются указания на возможное присутствие здесь пород этого возраста. Так, Н. Т. Зонов (1932) и П. Л. Безруков (1936 г.) высказали предположение о наличии датских отложе-

ний в районе г. Вольска. Н. Т. Сазонов (1943—1945 гг.) условно выделил их в бассейне рек Томашевки и Борлы в южной части Ульяновского Поволжья, близ Самарской Луки, Т. Л. Дервиз (1959) — близ пос. Канадей в западной части Жигулевских дислокаций и др.

Наибольший интерес представляют разрезы г. Вольска. Они различны на коротких расстояниях. На размытой поверхности белого писчего мела лянцолятовой зоны располагаются в одних участках глины, в других — белые и серые кварцевые пески (общей мощностью до 20 м) с невыдержанными по мощности прослоями глин, песчаников, опок и белых фосфоритов. Выше следуют породы с фауной сызранской свиты палеоцена. В пластовых белых фосфоритах Н. Т. Зоновым (1932) найдены *Scaphites* sp., *Nodosaria raphanistrum* Idn., а в опоках — *Nautilus (Hercoglossa) pavlovi* Arkn., мшанки и кораллы. Возраст этих пород определялся по-разному. В течение более 30 лет в них, несмотря на тщательные поиски, новых находок фауны не было, поэтому принадлежность описываемых пород к датскому ярусу не подтверждена.

В Саратовском Заволжье датские отложения с фауной известны в нескольких пунктах. В разрезе Новоузенской опорной скважины они выделены в интервале 870—926 м, мощность их 56 м. В нижней части наблюдается чередование зеленовато-серых известковистых глин и опок с тонкими прослоями светло-зеленых мергелей, с включениями пирита, общей мощностью 20 м. Выше следуют серые глинистые опоки мощностью 12 м, затем глины мощностью 24 м. В породах встречен следующий комплекс фораминифер: *Glomospirella scharoides* Parker et Jones, *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Stensioina caucasica* (Subb.), *Karrerieria falax* Rzehak., *Globigerina triloculinoides* Plummer, *Bolivina plaita* Carsey, *Vaginulina robusta* Plummer, *Cibicides spiro-punctatus* Gall. et Morr., *Anomalina danica* (Brotzen), *Heterostomella gigantea* Subb. и др. По Т. Н. Хабаровой, присутствие этого комплекса указывает на датский возраст вмещающих пород.

По аналогии с этим разрезом датские отложения выделены в разрезе Куриловской скважины, расположенной севернее Новоузенска. Мощность их здесь 27 м. В районе с. Озинки выходят на поверхность голубовато-серые известковистые глины датского возраста мощностью 10 м с фораминиферами: *Spiroplectamina carinata* (Orb.), *Heterostomella gigantea* Subb., *Globulina parisiensis* Orb.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

В предраннемеловую эпоху описываемая территория испытала неравномерные поднятия: различные горизонты нижнемеловых отложений залегают на разных по возрасту породах юры.

В начале валанжинского века во время накопления осадков рязанского горизонта районы, прилегающие к Волге, покрывались морем. Присутствие аммонитов рода *Rjasanites*, близких к берриасовой фауне Крымско-Кавказской области, а также ауцелл — обитателей высоких широт, указывает на связь того моря как с южным бассейном, так и с полярным. После кратковременного сокращения моря и почти повсеместного размыва осадков последовало новое расширение валанжинского моря, в котором обитали уже только представители бореальной фауны.

Поднятия конца валанжинского века привели в пределах территории к перерыву в седиментации, а на отдельных участках — к частичному или полному уничтожению осадков. Только в Прикаспийской

синеклизе море, по-видимому, существовало непрерывно в течение валанжинского и готеривского веков.

Отсутствие палеонтологически охарактеризованных пород нижнего готерива может указывать (до получения новых данных) на перерыв в осадкообразовании.

Позднеготеривский бассейн занимал верховье Камы, Ульяновское Поволжье и большую часть Саратовского Поволжья, за исключением зоны Саратовских дислокаций. Наибольшие его глубины отмечаются в северной части Ульяновско-Саратовского прогиба и в юго-восточных районах Саратовского Заволжья (Прикаспийская синеклиза). На этих площадях накапливались симбирскитовые глины с обильной фауной аммонитов и пелеципод. Наличие тонкостенных пелеципод — признак спокойного накопления осадков. В центральной и южной частях Муромско-Ломовского прогиба было менее глубокое море. В северо-восточной части прогиба, на широте Саранска, была, по-видимому, суша. Несколько меньшие глубины, чем в Ульяновском Поволжье, находились в Хвалынско-Вольском правобережье, включая и зону Карабулакских дислокаций. Здесь, кроме глинистых осадков, накапливались пески и алевроиты. Близость источника сноса отчетливо устанавливается на западе, в пределах Ртищевско-Баландинских дислокаций и восточного склона Воронежской антеклизы, где верхний готерив сложен преимущественно песчаными породами.

Обращает внимание отсутствие в Хвалынско-Саратовском правобережье фауны верхней зоны готерива. Одновременно уменьшены мощности пород верхнего готерива по сравнению с Ульяновско-Сызранским Поволжьем. Причины этого в настоящее время не ясны.

Характер фауны позволяет сделать предположение о нормальном режиме моря позднего готерива. В отдельных участках его в придонных частях в короткие промежутки времени возникала восстановительная среда, на что указывает тонкая слоистость осадков и отсутствие донной фауны. Местами обнаружено повышенное содержание органического вещества.

В конце позднего готерива в связи с поднятиями условия обитания организмов и осадконакопления изменились. Исчезли аммониты, уступившие место малорослым пелециподам и гастроподам — обитателям опресненных вод. Усилилось поступление песчаного материала, местами формировались фосфориты.

В барреме, во время формирования песчано-глинистых отложений белемнитовой толщи, море вновь расширилось. Оно охватило и участки, бывшие ранее сушей (Саратовские дислокации). Однако в Ульяновском Поволжье по сравнению с поздним готеривом море было менее глубоким. Область интенсивного осадконакопления, как и ранее, устанавливается в Саратовском Заволжье, в Прикаспийской синеклизе.

Близость источников сноса фиксируется в западных районах территории — в восточных частях Московской синеклизы и Воронежской антеклизы, а также в пределах Ртищевско-Баландинских дислокаций.

Перед началом апта Русская платформа испытала кратковременные поднятия. На рассматриваемой территории они устанавливаются по отсутствию осадков баррема в районе г. Нижнего Ломова, с. Мокшана в бассейне р. Мокши, а также размыву их кровли на Ртищевско-Баландинских дислокациях.

Особенностью раннеаптского бассейна является образование в нем битуминозных глин или горючих сланцев. Большая масса органического вещества образовалась за счет не только фауны, но и флоры, произраставшей на дне мелкого моря. По Н. М. Страхову (1960), горючие

сланцы нижнего апта указывают на глубины бассейна не свыше 50—100 м.

Обилие пирита — признак восстановительной среды в илу. На короткое время возникла обстановка, благоприятствующая накоплению карбонатного ила, который вместе с глинистыми частицами послужил исходным материалом для образования слоя мергеля — «аптской плиты».

Наиболее глубоководный аптский бассейн был расположен в Ульяновском Поволжье, Саратовском Заволжье и крайней восточной части Саратовского правобережья, где в разрезе апта большую роль играет глинистый материал и присутствуют битуминозные сланцы. С приближением к Ртищевско-Баладинским дислокациям и Воронежской антеклизе происходит изменение разреза (битуминозные сланцы замещаются сланцеватыми, а затем алевритовыми глинами, снижается количество глинистых прослоев и др.), указывающее на относительную мелководность моря.

Обращает на себя внимание бедность, а во многих участках полное отсутствие фораминифер апта.

Об условиях осадконакопления в позднем апте судить трудно, поскольку верхнеаптские отложения во многих разрезах выделяются условно из-за редких находок фауны. По имеющимся данным, в море позднего апта условия осадкообразования и обитания организмов были близки к раннеаптским. Отмечается увеличение песчаности отложений вверх по разрезу, в связи с регрессией бассейна в предальбский век, и в западном направлении.

В раннем альбе море, по-видимому, существовало только в Прикаспийской синеклизе и в некоторых, большей частью южных районах правобережья Волги. Об этом свидетельствуют находки нижнеальбских аммонитов южнее Саратова и за пределами территории, на правобережье Хопра и в районе Донской Луки. Море раннего альба было мелким, в нем отлагались преимущественно пески.

Условия осадкообразования можно достоверно восстановить лишь для среднего альба. Наиболее глубокая часть бассейна располагалась в Ульяновско-Саратовском прогибе и Прикаспийской синеклизе. В первой половине среднего альба накапливались преимущественно песчаные, а во второй — глинистые образования. Прогибание не было равномерным, местами происходило поднятие и временное обмеление моря. На это указывают встречающаяся косая слоистость песков, изменчивость мощностей отдельных прослоев на коротких расстояниях и прослой фосфоритовых желваков.

Верхнеальбские отложения достоверно по фауне не установлены. Однако постепенный переход альбских осадков в сеноманские, а также имеющийся фаунистический материал указывают на вероятное присутствие отложений верхнего альба, представленных, как и сеноманские, преимущественно песчаными образованиями.

По характеру распределения мощностей нижнемеловых отложений рассматриваемая территория отчетливо подразделяется на две части (Ротенфельд, 1963). Первая из них охватывает восточные районы, в раннемеловую эпоху представлявшие единую область субмеридионального прогибания (Ульяновско-Саратовский прогиб). Сюда входили Прикаспийская синеклиза, где устанавливаются максимальные мощности нижнемеловых отложений (765 м), Марковская и Терешкинская впадины. С северо-востока эта область ограничивалась Жигулевско-Пугачевским сводом.

Вторая часть территории включала западные районы. Характерным для нее являлось закономерное чередование линейно вытянутых зон

увеличенных и сокращенных мощностей, имеющих северо-западное простираие.

С юго-запада на северо-восток здесь могут быть выделены: Балашовско-Терсинский прогиб, Ртищевско-Жирновские дислокации, Владимирско-Карамышский прогиб, Керенско-Чембарские дислокации (продолжением которых в юго-восточном направлении служат, по видимому, Сердобско-Елшанские дислокации), Муромско-Ломовский прогиб и Сурско-Мокшинские дислокации. Отчетливо выражен и восточный склон Воронежской антеклизы. Северо-западное простираие прогибов и дислокаций обусловлено, очевидно, их расположением в пределах Рязано-Саратовского (Пачелмского) авлакогена, имеющего ту же ориентировку.

При сравнении современной структуры с палеоструктурой нижнего мела устанавливается весьма важная особенность. В современной структуре отражены только отдельные элементы нижнемелового палеоструктурного плана. В палеоструктуре нижнего мела не было тех общающихся между собой впадин, например Карамышской, Аткарско-Петровской, которые в современной структуре оконтуривают Ртищевско-Баландинские, Саратовские дислокации.

Северо-восточная часть последних входила в состав Муромско-Ломовского прогиба, юго-восточная — Сердобско-Елшанских дислокаций.

В палеоструктуре нижнего мела не были выражены, кроме того, Жигулевские дислокации, представлявшие вместе с Терешкинской впадиной единое прогибание.

В Прикаспийской синеклизе (Саратовское Заволжье) наблюдаются зоны резких градиентов мощностей нижнемеловых отложений, обусловленные выклиниванием и срезанием пород, в том числе коллекторских. С этими зонами могут быть связаны скопления нефти и газа.

Сеноманской (+верхнеальбской?) трансгрессией, одной из крупнейших на Русской платформе, была захвачена и рассматриваемая территория. Однако размеры бассейна в ее пределах не ясны в связи с неповсеместным развитием сеноманских отложений.

Во всех участках в нижних частях разреза осадки более тонкозернистые, а выше они становятся разнотонными, в верхней части иногда даже косослоистые, окрашены в яркие тона, местами появляется один или несколько прослоев фосфоритов. Это свидетельствует о постепенном обмелении бассейна.

На малые его глубины указывает наличие пеллеципод с очень грубой раковиной. В песках часто присутствуют зубы и позвонки, но нет скелетов рыб, что объясняется подвижностью водной среды, влиянием течений, разрушавших и переносивших отдельные части скелета. В этом также причина скоплений раковин *Exogyra conica* Sow., образующих местами целые прослои. Раковины переносились течениями в пониженные участки дна моря и захоронялись. В глинисто-песчаных породах встречаются и тонкостенные раковины, указывающие на более спокойные условия седиментации в отдельных участках.

Наиболее интенсивное осадкообразование в сеномане (+верхнем альбе?) происходило на Правобережье (район Ртищева, Калининска и Саратова). Малые мощности сеномана в Заволжье, районе преобладающего погружения, где накапливались относительно глубоководные осадки, можно объяснить размывом.

Палеогеография туронского века в настоящее время не может быть обоснованно выяснена в связи с дискуссионностью вопроса о наличии в пределах рассматриваемой территории пород нижнего турона. По-

видимому, осадки этого возраста не отлагались (Морозов, 1951, 1958, 1962).

В основании отложений верхнего турона прослеживается слой песчанистого мела с фосфоритами. На большей части территории затем накапливались чистые известковистые илы, из которых образовались впоследствии белый писчий мел или мелоподобные мергели. Глубина накопления этих илов была примерно 50—200 м.

Накопление обломочных осадков вместе с карбонатными происходило на мелководных участках — на правом берегу Суры и в междуречье Суры и Барыша, где формировались известковистые пески и глины (за счет размывов более древних пород в районе Сурско-Мокшинских дислокаций) и на восточном склоне Воронежской антеклизы, в районе Балашова. Здесь отлагались известковистые пески, позднее сцементированные в песчаники. Последние известны также к юго-западу от Саратова.

Залегание коньякских отложений на альбе севернее Саратова и на сеномане к югу от него, наличие следов полного размыва пород турона здесь, а также в районе Кашпировки указывает на кратковременную трансгрессию в коньякском веке. Вместе с тем коньякские отложения часто неотделимы от туронских, поэтому судить о колебательных движениях отдельно для туронского и коньякского веков не представляется возможным. Отсутствие турона и коньяка в северо-западных районах является не только следствием предсантонского размыва, но и, по-видимому, более высокого гипсометрического положения местности. Отдельные участки, возможно, были островами, например районы сел Теплявки, Б. Гусихи, Кикина. Правобережье Волги от Ульяновска до Вольска было занято бассейном, существовавшим в течение обоих веков. Несмотря на малую мощность осадков, процесс седиментации происходил здесь спокойно, это была область устойчивого погружения.

Необходимо подчеркнуть различие в распределении областей седиментации в туроне и коньяке по сравнению с сеноманом. Северо-западные районы характеризуются повсеместным распространением сеноманских отложений, местами довольно большой мощностью. Породы турона и коньяка здесь отсутствуют или встречаются небольшими островками. Северо-восточные районы правобережья Волги к югу от Ульяновска, где в настоящее время нет сеномана, были областью наибольшего погружения в туронском и коньякском веках.

В предсантонский век на всей Русской платформе произошли крупные поднятия. В пределах рассматриваемой территории они сопровождались формированием дислокаций, неравномерным размывом подстилающих отложений вплоть до аптских.

С наступлением сантонского века произошли существенные изменения физико-географических условий. В раннемеловую эпоху и в сеноманском веке на всей площади морского бассейна накапливались терригенные осадки, в туронском и коньякском веках — почти исключительно карбонатные. Начиная с сантона и до конца маастрихта литологический состав осадков отличается разнообразием не только по площади, но и по разрезу. Наряду с различными типами обломочных и карбонатных пород образуются кремнистые отложения.

В западных районах территории морской бассейн в сантоне был относительно мелководным. На это указывает характер осадков и присутствие остатков бентонных организмов. Здесь в начале сантона отлагались фосфориты, что привело к возникновению губкового фосфоритового слоя. Затем накопилась характерная ритмично построенная толща чередующихся тонких слоев опок и глин.

В районе Керенско-Чембарских поднятий находился участок очень мелкого моря, куда в большом количестве с недалеко расположенной суши сносился обломочный материал. В течение всего сантонского века здесь накапливались глауконито-кварцевые пески и лишь в очень малой степени глинистые и кремнистые осадки. По мере удаления от этих поднятий на восток и северо-восток бассейн несколько углублялся, поступление обломочного материала сокращалось, а в осадках преобладали глины и опоки. В Ульяновско-Саратовском прогибе существовал довольно глубокий морской бассейн, в котором на всей площади от Сурско-Мокшинских дислокаций до Волги и от Ульяновска до Вольска накапливались преимущественно карбонатные осадки. В наиболее глубоких его частях, например в районе Вольска, образовывались чистые известковистые илы, из которых впоследствии возникли белый писчий мел и мелоподобные мергели. В Заволжье располагалась наиболее глубокая часть бассейна, в которой отлагались глинистые и карбонатные осадки. Сантонский бассейн отличался нормальным режимом.

Кампанский бассейн занимал всю площадь распространения сантонских отложений и местами расширял свои границы. Так, на восточном склоне Сурско-Мокшинских поднятий кампанские отложения трансгрессивно залегают на альбских и аптских. По мнению О. В. Флеровой и А. Д. Гуровой (1958), трансгрессия была настолько значительной, что море полностью покрыло область Сурско-Мокшинских поднятий. Отсутствие здесь пород этого возраста авторы объясняют позднейшим размывом. Указанной причиной, возможно, объясняется отсутствие кампанских отложений в районе сел Кикино, Б. Гусихи, Тепловки, Ириновки в северной части Саратовской области и возвышенностей Урас и Три Мара в Заволжье южнее Вольска. Однако этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Характер распределения литологических типов пород кампана и сантона по площади имеет много общих черт. Но есть и отличия. В Ульяновском правобережье широко развит белый писчий мел, в то время как в сантоне здесь отлагались мергели, глины и опоки. В западных районах глауконито-кварцевыми песками заняты большие площади, чем в сантоне, а их мощности увеличены до 50—70 м. Область накопления кремнисто-глинистых осадков значительно сокращена.

В Заволжье располагалась наиболее глубокая часть бассейна, в котором накапливались карбонатные и глинистые осадки большей мощности. Как комплекс фауны, так и характер осадков указывают на нормальный солевой и газовый режим кампанского моря. Литологический состав кампанских отложений контролировался положением крупных структурных элементов (Воронежская антеклиза, Прикаспийская синеклиза). Он изменяется в региональном плане, с удалением от Воронежской антеклизы в восточном направлении. Другие структурные элементы на процесс осадконакопления, по-видимому, не оказывали влияния.

Степень предмаастрихтского размыва изучена недостаточно. Залегание маастрихтских отложений в пределах Сурско-Мокшинских поднятий, в районе сел Кикино, Б. Гусихи, Тепловки, на возвышенностях Урас и Три Мара на различных горизонтах нижнего мела можно объяснить либо первичным отсутствием более древних осадков, либо их размывом в предмаастрихтский век. О размерах маастрихтского бассейна судить трудно, так как породы этого возраста подверглись глубокому размыву. Условия седиментации в маастрихте близки описанным ранее. В западных участках накапливались прибрежно-морские песчаные осадки, а в восточных — последовательно преимущественно глинистые, а затем карбонатные образования. Последние форми-

ровались на глубинах примерно от 50 до 200 м. На малую глубину отложения писчего мела у Сенгилея указывает присутствие следов размыва и галек меловых пород. Комплекс фауны и литологический состав осадков маастрихта типичны для нормального морского бассейна.

Маастрихтский бассейн имеет ряд особенностей. Органический мир в нем был более богат и разнообразен, особенно в областях накопления карбонатных осадков (Ульяновско-Вольское правобережье, Саратовское Заволжье). Обращает внимание также увеличение мощ-

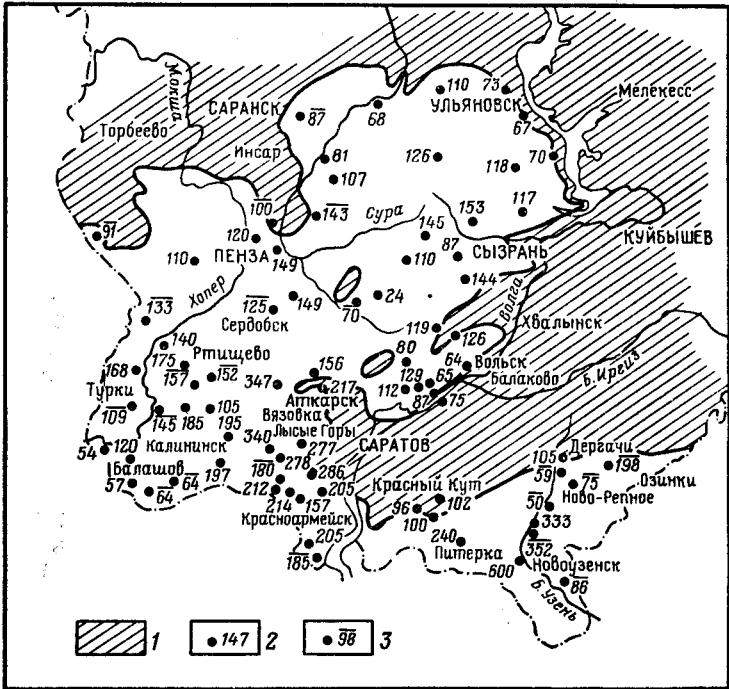


Рис. 85. Карта суммарных мощностей верхнемеловых отложений

1 — верхнемеловые отложения отсутствуют; 2 — скважины и полная мощность; 3 — скважины и неполная мощность за счет размыва верхних горизонтов в послепалеогеновое время

ностей белого писчего мела до 50—70 м в районе Вольска, среднем течении Терешки. В более ранние века мощность этих отложений здесь составляла всего 10—15 м. Учитывая, что маастрихтские отложения на правобережье Волги подверглись глубокому размыву в предпалеоценовое время, первоначальные их мощности были еще больше.

В течение датского века на правобережье Волги располагалась суша. Лишь в Саратовском Заволжье море распространилось до широты несколько севернее с. Озинки. Здесь отлагались кремнистые и глинисто-карбонатные осадки.

Суммарные мощности верхнемеловых отложений (рис. 85) испытывают значительные изменения, что связано с дифференцированным характером колебательных движений земной коры в эту эпоху. Области максимального прогибания приурочены к Прикаспийской синеклизе.

Несмотря на значительные успехи в изучении меловых отложений описываемой территории, еще много вопросов требуют дальнейшей

разработки. Прежде всего необходимо изучить все группы фауны, обосновать детальное стратиграфическое расчленение разрезов и в первую очередь установить присутствие и границы распространения пород нижнего готерива, нижнего баррема, верхнего апта, нижнего и верхнего альба, верхнего сеномана и нижнего турона. Специальные исследования необходимо провести по изучению границ сантона и кампана, кампана и маастрихта и по детальному расчленению этих ярусов на основе монографического изучения фауны.

Крайне необходимо более углубленное изучение литологии и палеогеографии меловых отложений и истории развития структурных элементов.

Необходимо также продолжить исследования по изучению меловых отложений, располагающихся на сравнительно легко доступных для разбуривания глубинах, как возможного индикатора при расшифровке структуры нефтегазоносных толщ палеозоя.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

В пределах рассматриваемой территории палеогеновые отложения распространены главным образом в ее западной части, по правобережью р. Волги. Восточнее Волги отложения палеогена на севере почти полностью уничтожены позднейшим размывом, а на юге, в области Прикаспийской низменности, глубоко погружены под покровом неогеновых и четвертичных образований и выступают на поверхность лишь на нескольких незначительных по площади разобренных участках.

По правобережью р. Волги выходы палеогеновых отложений почти непрерывной полосой протягиваются от г. Ульяновска на севере до г. Красноармейска на юге. На запад от Волги область развития палеогеновых отложений распространяется до верхнего течения рек Суры, Медведицы и Иловли, достигая значительной ширины в северной своей части и сильно сужаясь в южной.

В Заволжье палеогеновые отложения распространены в области юго-западного окончания Общего Сырта и на небольшом участке на левом берегу р. Волги к югу от г. Вольска (гора Чита). В Поволжье палеогеновые отложения впервые были установлены более ста лет тому назад, почти одновременно — на севере, на территории теперешней Ульяновской области, П. Языковым (1843 г.) и на юге, в ряде мест Саратовско-Камышинского Поволжья, Р. Мурчисоном (1845 г.).

В течение последующих 30 лет для познания палеогеновых отложений Поволжья было сделано очень немного. К этому периоду относятся исследования Р. Пахта (1856) и Н. Барбот де Марни (1873), принесшие некоторые новые данные относительно фауны, состава и распространения интересующих нас отложений.

С 1870 г. в Поволжье начинается свои исследования И. Ф. Синцов, в ряде работ которого (1870, 1885, 1888) дано описание состава и распространения третичных осадков б. Саратовской губернии и смежных с ней территорий и на основе петрографических признаков выработана довольно подробная схема их стратиграфического расчленения.

С начала 80-х годов прошлого века в Поволжье (Ульяновская область) начинается свои исследования А. П. Павлов, работами которого в основных чертах была создана современная схема стратиграфического расчленения палеогена Поволжья и определен возраст отдельных его горизонтов. Основные результаты исследований палеогеновых отложений Поволжья были изложены А. П. Павловым в двух статьях

(1896, 1897), в последующие годы им были сделаны только некоторые незначительные дополнения (1911). В отличие от И. Ф. Синцова, А. П. Павловым в основу стратиграфического расчленения палеогена были положены палеонтологические данные и впервые для Поволжья было установлено наличие четкой резкой границы между меловыми и третичными отложениями со следами перерыва в накоплении осадков.

Почти одновременно с работами А. П. Павлова А. В. Нечаевым (1897) дается описание фауны палеогеновых отложений Саратовского Поволжья, а С. Н. Никитиным и Н. Ф. Погребовым (1898) — описание палеогеновых отложений бассейна р. Сызрань.

В течение первых пятнадцати лет XX века изучение палеогеновых отложений Поволжья и Заволжья и их фауны проводилось главным образом А. Д. Архангельским (1904, 1905, 1908, 1912, 1916, 1928). Ряд новых ценных данных получен также в результате работ А. Н. Розанова (1910, 1913), В. Г. Хименкова (1913), Г. Ф. Мирчинка (1912) и др. В это же время были изучены И. В. Пилибиным (1908) и А. Н. Красновым (1911) растительные остатки.

Геологические работы в пределах Поволжья и Заволжья возобновляются в 20-х годах, развертываясь с течением времени все в более и более крупном масштабе; значительная часть этих исследований была связана с изучением палеогеновых отложений. Из работ этого периода большое значение имеют исследования Е. В. Милановского (1921, 1925, 1929, 1930, 1940), Г. Н. Каменского (1927), Н. Т. Зонова (1932), Е. М. Великовской (1934), Г. П. Леонова (1936, 1957, 1960, 1961, 1962), В. В. Буцура (1951), А. М. Сычевой-Михайловой (1947), Е. В. Чибриковой (1951, 1954) и многих других.

Различия, наблюдающиеся в строении палеогеновых отложений на отдельных участках описываемой территории, позволяют в пределах последней выделить два крупных (более или менее обособленных) района, каждый из которых характеризуется некоторыми особенностями своего стратиграфического разреза:

1) Волгоградско-Саратовский район, охватывающий область Волгоградско-Саратовского Поволжья к югу от г. Саратова;

2) Саратовско-Ульяновский район, включающий область Саратовского и Ульяновского Поволжья к северу от г. Саратова, а также территорию Саратовского Заволжья.

Палеогеновые отложения Волгоградско-Саратовского района. В поволжской части Волгоградско-Саратовского района палеогеновые отложения распространены в виде узкой полосы, протягивающейся вдоль правого берега р. Волги и достигающей в среднем 20—30 км ширины. Лишь на севере, в бассейне р. Карамыша и в пределах Ергеней, южнее г. Красноармейска, полоса распространения палеогеновых отложений несколько расширяется, достигая 60—70 км. Почти на всей территории описываемого района палеогеновые отложения слагают восточное крыло Доно-Медведицких поднятий, чем обуславливается довольно значительный уклон слоев палеогена к востоку на фоне общего медленного погружения в южном направлении.

По правобережью р. Волги между городами Саратовым и Волгоградом разрез палеогеновых отложений отличается наибольшей для всего Поволжья полнотой и именно здесь вырабатывалась в основном схема стратиграфического расчленения палеогена Поволжья. Для большей части подразделений последнего разрез Волгоградского Поволжья являются опорными и на основании сравнения с ними обычно проводится выделение соответствующих стратиграфических подразделений в других районах Поволжья и Заволжья и в бассейне р. Дона.

История изучения палеогеновых отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья, как и Поволжья в целом, тесно связана с именами А. П. Павлова, А. Д. Архангельского и Е. В. Милановского. Развитие представлений о стратиграфии палеогена этого района и принятая в данной работе схема расчленения отражены в табл. 18.

Согласно этой схеме, в толще палеогеновых отложений Волго-Саратовского Поволжья выделяются (снизу вверх): березовские слои, сызранская свита, камышинская свита, пролейская свита, царицынская свита, волгоградская свита, аксайские слои, балыклейские слои и майкопская свита.

Березовские слои. Аналоги «слоев Белогородни» в Нижнем Поволжье были выделены в 1936 г. Г. П. Леоновым в бассейне р. Мокрой Березы, правого притока р. Балыклея. Здесь, в промоине правого склона речки у б. хут. Растригина наблюдается следующий разрез (снизу вверх):

- С₂п 1. Зеленовато-серый тонкозернистый кварц-глауконитовый песок. Видимая мощн. 5—6 м.
- Pg₁br 2. Светлый зеленовато-серый сильно уплотненный тонкозернистый кварц-глауконитовый песок. В подошве многочисленные мелкие желваки фосфорита, мелкая фосфоритовая и мергельная галька, зубы акул, копролиты, окатанные обломки раковин устриц.
- Pg₁br 3. Плотный темно-серый средне-грубозернистый кварцевый песок, местами сильно ожелезненный. Мощн. около 1 м.
- Pg₁sz₁ 4. Плита грубой песчанистой опоки, залегающая в основании толщи нижнесызранских опок. Мощн. 0,5 м.

Подобная же толща тонкозернистых кварц-глауконитовых песков подстилает нижнесызранские опоки во всей полосе распространения в бассейне р. Балыклея и далее к северу, вплоть до района с. Белой Горки. Присутствие этих же слоев, только меньшей мощности (до 6 м), отмечается Л. Д. Белым для района г. Камышина. В более северных участках Волгоградско-Саратовского района березовские слои, по-видимому, отсутствуют.

В разрезе у хут. Растригина, на границе нижнесызранских и березовских слоев, наблюдается прослой грубозернистого песка, указывающий на некоторое обмеление данного участка палеогенового бассейна. В других разрезах переход от сызранских опок к пескам березовских слоев совершается хотя и быстро, но без заметного поглубления песчаного материала: грубая песчаная опока, залегающая в подошве нижнесызранских слоев без следов перемыва и размыва, сменяет при этом тонкозернистые кварц-глауконитовые пески березовских слоев. Березовские слои очень бедны органическими остатками (зубы акул, копролиты) и они не дают определенных указаний на возраст.

Сызранская свита в Нижнем Поволжье слагается внизу толщей опок, переходящих вверх по разрезу в тонкозернистые опоконидные песчаники, а вверху — толщей мелкозернистых кварц-глауконитовых и кварцевых песков, заключающих на севере прослой кремнистых песчаников, а на юге — крупные конкреции известковистого песчаника («каравай»).

В основании верхней песчаной толщи повсеместно прослеживается горизонт (до 4—5 м мощности) песка или рыхлого песчаника с банками циприн и устриц: *Cyprina morrisi* S o w., *Ostrea sinzowi* N e t s c h. и др., по подошве которого сызранская свита легко может быть разделена на нижнесызранские (щербаковские) и верхнесызранские (антиповские) слои.

Палеонтологически нижнесызранские слои Нижнего Поволжья охарактеризованы очень плохо. Из этих слоев известны лишь немногие

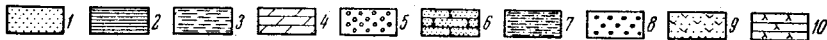
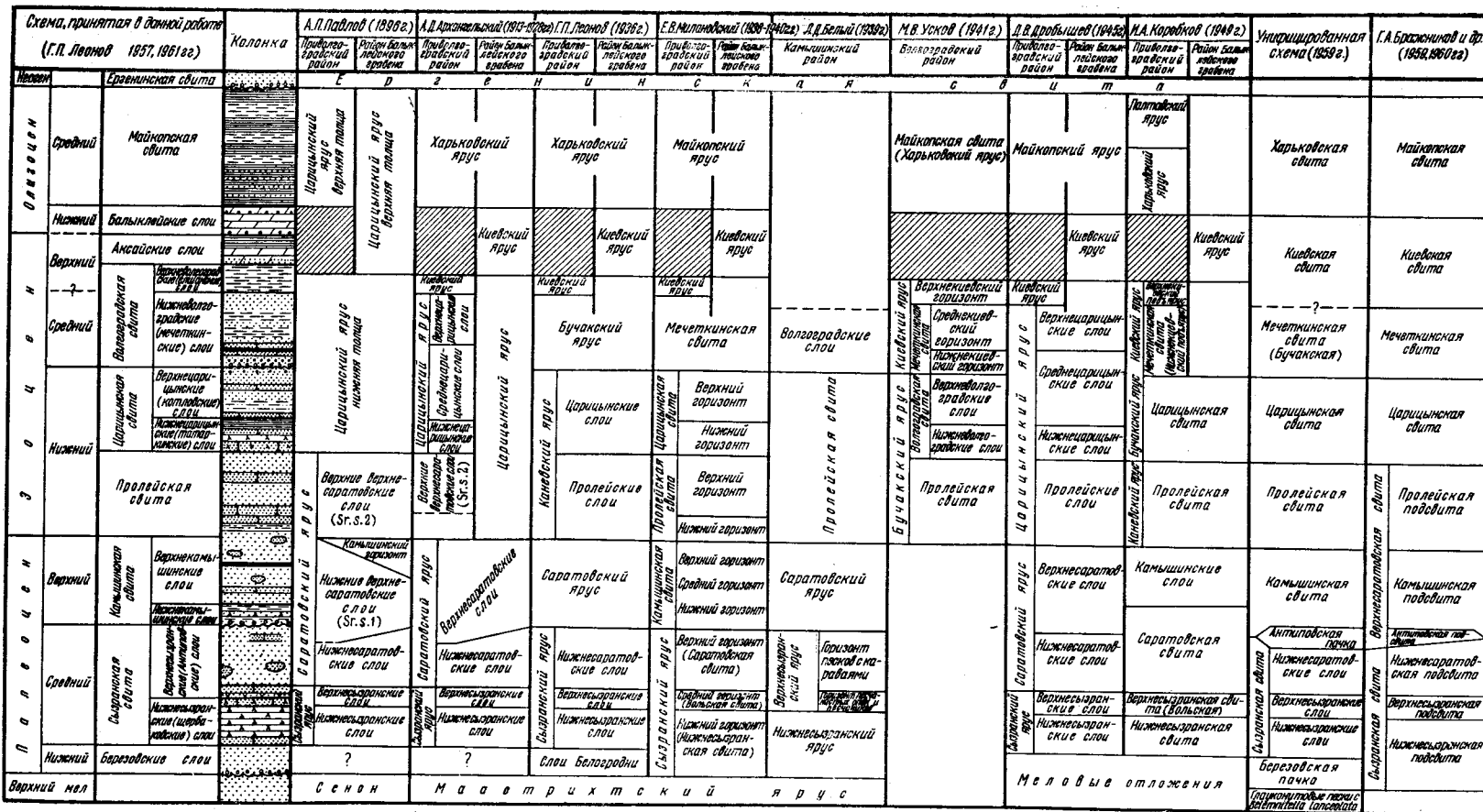


Табл. 18. Сводный разрез палеогеновых отложений Волгоградско-Саратовского района и его расчленение различными исследователями
 1 — пески; 2 — глины; 3 — глины песчанистые; 4 — мергели; 5 — гальки; 6 — песчаники; 7 — глинистые пески; 8 — фосфориты; 9 — устричник; 10 — опоки

виды моллюсков (*Lucina proava* Agk h., *Meretrix* sp. и др.), одиночные кораллы (*Trochocyathus* (?) sp.) и фораминиферы (*Nodosaria raphanistrum* L.). Наоборот, верхнесызранские слои заключают в Нижнем Поволжье многочисленные остатки моллюсков, описанных в монографиях Л. В. Нечаева и А. Д. Архангельского.

Строение сызранской свиты в северной части Волгоградско-Саратовского Поволжья прекрасно вскрывается в классическом разрезе Лысой Горы в окрестностях г. Саратова¹ (по данным А. Д. Архангельского, 1905 и Е. В. Милановского, 1940) (снизу вверх):

- Pg₁sz₁ 1. В основании палеогена располагается тонкий пласт зеленого глинистого глауконитового песчаника, не включающего ископаемых.
- Pg₁sz₁ 2. Толща желтых, серых и синеватых опок (около 30 м), в нижних горизонтах отпечатки *Lucina proava* Agk h., одиночных кораллов и фораминифер *Nodosaria raphanistrum* L.
- Pg₁sz₅ 5. Опoki постепенно сменяются толщей серых глауконитовых песчаников (до 20 м). В нижней части встречаются банки исключительно из *Ostrea sinzowi* Netsch. и *Cyprina morrissi* Sow., в средней части ископаемых почти не встречается, а в верхней, заключающей небольшие прослойки песка, встречается довольно обильная и разнообразная фауна, близкая фауне песков с «караваями».
- Pg₁sz₄ 4. Слюдистые пески (до 10 м) с прослойками кремнистого глауконитового песчаника (по местному «лопунца»), не содержащие ископаемых.
- Pg₁km 5. На высших точках плато Лысых гор в каменоломнях наблюдается светло-серые кварцевые песчаники с галькой опок, кусками окремнелой древесины и зубами рыб.

В Приволжской полосе Волгоградско-Саратовского района к югу от г. Саратова строение, подобное вышеописанному, сызранская свита сохраняет вплоть до с. Щербаковки, южнее которого в результате сброса подошва палеогена опускается ниже уреза р. Волги. На всем этом участке березовские слои, по-видимому, отсутствуют и сызранская свита, как и в районе г. Саратова, ложится непосредственно на слои маастрихтского яруса верхнего мела.

К югу от с. Щербаковки наблюдаются некоторые изменения в составе верхнесызранских слоев, в верхней части которых исчезают прослойки кремнисто-глинистых песчаников, но зато появляются огромные конкреции («каравай») плотного известковистого песчаника, переполненного обычно раковинами пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков.

Пески с «караваями» хорошо развиты в районе с. Нижней Добринки, в 30 км выше г. Камышина, где, по наблюдениям А. Д. Архангельского (1908), правый берег р. Волги имеет следующее строение (снизу вверх):

- Pg₁sz₁ 1. Глауконито-слюдистые слабо сцементированные песчаные кремнистые глины (опoki) сероватого, желтого и желтовато-красного цвета. В нижних частях окаменелости отсутствуют, в верхних, более песчаных, встречаются плохо сохранившиеся отпечатки и ядра *Ostrea*, *Cyprina*, *Meretrix* и др. Мощн. 13 м.
- Pg₁sz₅ 2. Банка *Ostrea sinzowi* Netsch., большей частью сохранивших свои створки.
3. Довольно рыхлая песчано-глинистая порода с *Ostrea sinzowi* Netsch. и *Cyprina subscutellaria* Netsch. Мощн. 5 м.
4. Желтые, внизу сильно глинистые пески с хорошо сохранившимися *Ostrea reussi* Netsch., другие ископаемые рассыпаются при малейшем прикосновении. Мощн. 3,5 м.
5. Зеленовато-серые глауконитовые плотные пески или слабые песчаники с плохо сохранившимися раковинами. Мощн. 12 м.

В нижних горизонтах песков залегают огромные конкреции плотного темно-серого известковистого песчаника, известные под назва-

¹ Индексация слоев в данном разрезе, как и во всех последующих, соответствует принятой нами схеме стратиграфического расчленения.

нием «караваев». Пески с «караваями» образуют вершину береговых обрывов, за которыми следует небольшая заросшая травой терраса, упирающаяся в высокие куполообразные холмы.

В состав этих холмов входят:

6. Плохо обнаженные желтоватые пески, чередующиеся с кварцевыми песчаниками.
7. На склоне одного из холмов выше песков проступают глауконитовые песчаные, кремнистые глины до 20 м мощности.
8. Желтые сыпучие пески со сростками сливного песчаника.

В слое 5 описанного разреза (пески с «караваями») в конкрециях песчаника встречаются многочисленные ископаемые, из которых, по А. Д. Архангельскому, наиболее обычны: *Ostrea reussi* Netsch., *Modiola* aff. *elegans* Sow., *Cucullaea volgensis* Barb., *Nucula kamyschinensis* Netsch., *Cardita trigonica* Netsch., *C. volgensis* Barb., *Cras-satella unioniformis* Netsch., *Meretrix mayeri* Netsch., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Turritella circumdata* Desh., *T. kamyschinensis* Netsch., *Lucina sokolowi* Netsch., *Solecrtus subcompressus* Netsch.

Южнее с. Пролейки отложения сызранской свиты, быстро погружаясь, окончательно исчезают из береговых разрезов р. Волги и вскрываются южнее лишь буровыми скважинами в районе г. Волгограда, у г. Красноармейска и в других местах. У Красноармейска сызранская свита на полную свою мощность вскрыта многочисленными крелиусными скважинами. По данным А. Г. Бражникова и Я. С. Эвентова, она имеет здесь строение, в общем сходное со строением ее в южной части Камышинского Поволжья, характеризуюсь при этом сравнительно резким обособлением нижнесызранских и верхнесызранских слоев. Первые из них в районе Красноармейска (как, впрочем, уже и в районе г. Волгограда) слагаются толщей опок до 40—50 м мощности, вторые — тонкозернистыми слюдястыми песками с прослоями (вероятно, конкрециями) плотного известковистого песчаника с раковинами моллюсков мощностью до 50—60 м.

Значительно более резкие изменения отложения сызранской свиты претерпевают в западном направлении. Характер этих изменений (рис. 86) был изучен в ряде мест Нижнего Поволжья, начиная от верховьев р. Карамыша на севере и до широты г. Волгограда на юге, причем везде эти изменения более или менее однотипны и прекрасно могут быть охарактеризованы словами Е. В. Милановского, изучавшего их в верховьях рек Иловли и Карамыша. Изменения эти, по Е. В. Милановскому «...закключаются в смене более глубоководных отложений мелководными и значительным уменьшением их мощности по мере движения с востока на запад. С особенной резкостью это явление выступает в нижнем горизонте свиты¹, в котором мощная толща опок (диатомитов), развитых на Волге, переходит сначала в фазию песчаных опок, далее опоквидных и глинистых глауконитовых песчаников, и, наконец, тонкозернистых песков... Граница между верхне- и нижнесызранскими породами по направлению к западу совершенно стирается, причем можно было наблюдать ее перемещение на все более и более низкий уровень» (1921, стр. 68). В результате этих фациальных изменений в наиболее удаленных от Волги разрезах и нижнесызранские и верхнесызранские слои слагаются мелкозернистыми кварцевыми слабо глауконитовыми песками (до 15—20 м мощности), с слоем галечника или конгломерата в основании, заключающими иногда прослой или линзы кремнистых песчаников. Фауна из этих песков, изучавшаяся

¹ Сызранской, по Г. П. Леонову.

А. Д. Архангельским (1928), Е. В. Милановским (1930) и другими, наиболее близка фауне песков с «караваями» Волжского побережья.

Камышинская свита в области Нижнего Поволжья развита лишь на участке Волжского побережья между с. Нижней Добринкой на севере и с. Пролейкой на юге. В полном своем развитии камышинская свита состоит из трех пачек: нижней, незначительной мощности, сложенной грубозернистыми песками и песчаниками с зубами мелких акул и скатов и мелкой галькой меловых опок и мергелей, средней

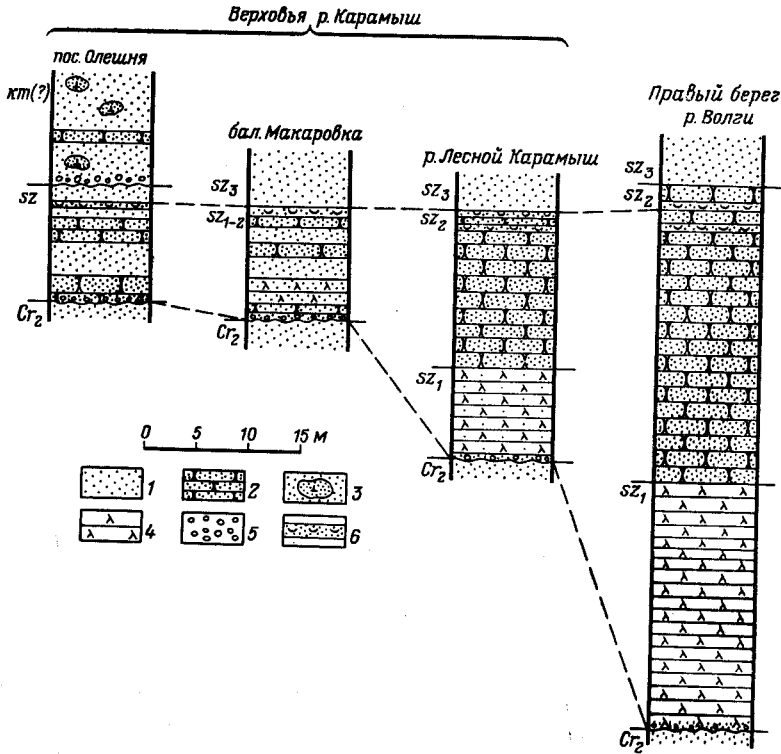


Рис. 86. Схема фациальных изменений сызранской свиты в направлении с востока на запад на широте пос. Золотого. По Е. В. Милановскому (крайние разрезы отстоят друг от друга на 30 км).

1 — пески; 2 — песчаники; 3 — песчаники сливные; 4 — опокы; 5 — гальки; 6 — прослой устричника

(слой 7 приведенного выше разреза у Нижней Добринки), представленной песчаными глинами и опоками, и верхней (слой 8 разреза у Нижней Добринки), представленной мощной толщей кварцевых песков, в верхних горизонтах сыпучих и заключающих фигурные сростки сливных песчаников. Две нижние из этих пачек составляют нижнекамышинские, а верхняя — верхнекамышинские слои принятой нами схемы.

В районе г. Камышина верхние слои камышинской свиты представлены толщей кварцевых песков с прослоями и конкрециями кварцитовидных песчаников с отпечатками листьев и плодов деревьев. Эта песчаная толща, выделявшаяся А. П. Павловым и первоначально А. Д. Архангельским под названием камышинского горизонта, слагает горы «Уши», в 8 км к северо-западу от г. Камышина, получивших широкую известность благодаря нахождению многочисленных растительных остатков: *Quercus diplodon* S a p. et M a r., *Dryophyllum dewalquei*

Sap. et Mag., *Dewalquea gelindenensis* Sap. et Mag., *Cinnamomum lanceolatum* Ung.

К югу от Камышина в береговых разрезах Волги камышинская свита прослеживается до с. Широкого; на всем этом пространстве она сохраняет то же строение, сокращается только мощность ее верхней песчаной части.

На крайнем юге Волгоградско-Саратовского Поволжья отложения камышинской свиты вскрываются буровыми скважинами в районе городов Волгограда и Красноармейска. На этом участке, по данным А. Н. Семихатова (1934 г.), Г. А. Бражникова и Я. С. Эвентова (1949 г.), камышинская свита слагается однообразной толщей песчаных глин с прослоями опок в нижней части. Характерная для верхней части камышинской свиты толща кварцевых песков и песчаников в районе г. Волгограда (устье р. Царицы) достигает всего 7,5 м мощности, а в районе г. Красноармейска вообще, по-видимому, отсутствует, вследствие чего отложения камышинской свиты лишь условно могут быть отделены от отложений вышележащей пролейской свиты.

В скважинах Волгограда и Красноармейска в основании камышинской свиты не отмечаются также пачки грубозернистых песков с гравием, галькой и зубами акул. Переход от отложений сызранской свиты к отложениям камышинской совершается здесь, по-видимому, не только без следов перерыва и размыва, но даже заметного обмеления бассейна.

К северу от с. Нижней Добринки нижнекамышинские слои прослеживаются вверх по Волге на протяжении 20—25 км (до с. Щербаковки). Севернее, вплоть до г. Саратова, верхнесызранские слои кроются толщей рыхлых кварцевых песков с прослоями и конкрециями сливных песчаников и растительными остатками. Эта песчаная толща, мощность которой на высших точках Волго-Иловлинского и Волго-Медведицкого водоразделов достигает нескольких десятков метров, соответствует, по-видимому, всей камышинской свите более южных разрезов.

К западу от Волги отложения камышинской свиты быстро уничтожаются современным размывом (на севере) или срезаются трансгрессивно лежащими слоями пролейской свиты (на юге).

Пролейская свита. Более молодые свиты палеогена в Волгоградско-Саратовском районе значительно меньше распространены. На севере они вообще отсутствуют вследствие размыва их в неогеновое и четвертичное время. Первые небольшие пятна этих отложений появляются на водоразделах в районе г. Камышина, но более широкое распространение они получают только к югу от устья р. Балыкляя.

Пролейская свита наиболее полно вскрыта в разрезах правого берега Волги в районе с. Пролейки, где она была впервые выделена и описана.

Пролейская свита достигает здесь 35—40 м мощности и слагается довольно однообразной толщей мелкозернистых глинистых кварц-глауконитовых песков и кремнисто-глинистых песчаников, в основании которой выделяется пачка (до 3—4 м мощности) песчаных опок и опоквидных песчаников. В подошве свиты залегают пласт конгломератовидного песчаника или конгломерата с мелкой галькой фосфорита, кремния, кварца и других пород.

К западу от Волги, в верховьях левых притоков р. Дона (Червленной, Карповки, Сакарки и др.), пролейская свита несколько сокращается в мощности (до 20—25 м) и в основании ее появляются пласты мелкозернистых конгломератов и конгломератовидных песчаников; в верхних же горизонтах свиты повсеместно встречаются желваки

рыхлого песчаного фосфорита. Несколько сокращается в мощности свита и в южном направлении.

Из органических остатков в отложениях пролейской свиты до последнего времени встречены были только зубы акул и единичные раковины фораминифер. Из основания свиты в районе с. Водяного В. Г. Морозовой (1951) указываются: *Globorotalia* aff. *crassaformis* (Gall. et Wissl.), *Globigerina* ex gr. *triloba* Reuss, *Cibicides* sp.

В работе В. П. Семенова и Е. П. Семеновой (1958) сообщается о нахождении в слое ржаво-бурого песчаника в верхней части пролейской свиты, в районе сел Водяного и Песковатки, ядер и отпечатков пелеципод и гастропод, из которых определены: *Glycimeris pseudopulvinatus* Orb., *G. humilis* Desh., *Chlamys prestwichi* Morr., *Cypriina scutellaria* Desh., *Solen appendiculatus* Lam., *Astarte tenera* Sow., *Fusus regularis* Sow., *Aporrhais sowerby* Mant. и др.

Царицынская свита. Отложения царицынской свиты (как и пролейской) появляются впервые в разрезах правобережья р. Волги в районе г. Камышина и отсюда, постепенно опускаясь, прослеживаются до южной границы рассматриваемого района. В области правобережья Волги и Волго-Донского водораздела переход от пролейской свиты к царицынской сопровождается появлением слоя или целой пачки (до 2—3 м мощности) грубозернистых кварцевых песков с крупными зернами глауконита, с прослоями полусливных песчаников.

По волжскому побережью к югу от г. Дубовки царицынская свита отчетливо распадается на две пачки слоев. Нижняя из них (t_{z1}), начинаясь слоем грубозернистого песка или песчаника, слагается выше толщей темных песчаных глин, глинистых, иногда трепеловидных опок и кремнисто-глинистых опоквидных песчаников, до 12—14 м общей мощности.

Верхняя (t_{z2}), достигающая 20—25 м мощности, представлена в нижней части однообразной толщей рыхлых алевролитов, сменяющихся вверх по разрезу тонко- и мелкозернистыми песчаниками с прослоями кремнисто-глинистых песчаников. В основании этой толщи присутствует обычно несколько (2—3) тонких (5—10 см) четко прослеживающихся прослоев грубозернистого кварц-глауконитового песка или песчаника. Верхнецарицынские слои заканчиваются очень характерной, изменчивой по составу пачкой грубозернистых песков (до 5—6 м общей мощности) то кварцевых с фигурными сростками сливного песчаника, то сильно глауконитовых, глинистых, уплотненных, с неравномерно рассеянными сростками грубопесчаных фосфоритовых конкреций.

В этом горизонте в фосфоритовых конкрециях встречаются отпечатки и ядра пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков. Фауна эта изучалась Е. В. Милановским, Г. П. Леоновым, М. В. Усковым, а в последнее время — В. С. Муромцевым и М. Е. Зубковичем. Общий ее список, за исключением видов, определявшихся, по-видимому, неправильно, сводится к следующим формам: *Chlamys prestwichi* Morr. var. *armaschewskii* Kryshan., *Ch. desnasiana* Муром. (msc.), *Pecten pictus* Sow., *Pseudamussium corneum* Sow., *Pectunculus lunulatus* Nyst., *Glycimeris pseudopulvinatus* Orb., *Gl. humilis* Desh., *Modiolus depressus* Sow., *Astarte rugata* Sow., *Ostrea* ex gr. *bellovacina* Lam., *Aporrhais sowerby* Mant., *Bela crassicastrata* Cossm., *Ampulina (Natica) rustica* Desh., *Pirula decorata* Eichw., *Tornatella simulata* Sol., *Pleurotoma tenuistriata* Desh., *Voluta*, cf. *conica* Schafh.

Фауна верхнецарицынских слоев Волгоградского Поволжья обнаруживает весьма близкое сходство с фауной суровикинских слоев бас-

сейна Дона и, как и последняя, указывает на нижнеэоценовый возраст заключающих ее слоев.

В северном и западном направлениях царицынская свита уменьшается в мощности, и отложения ее принимают более мелководный прибрежный характер. Эти изменения особенно сказываются на нижнецарицынских слоях, в составе которых получают преимущественное развитие пески и песчаники, в связи с чем утрачивается ясность границы между ниже- и верхнецарицынскими слоями.

Волгоградская свита. По правобережью р. Волги отложения волгоградской свиты развиты главным образом к югу от г. Дубовки; севернее они сохранились лишь в Сестринском и Балыклейском грабенах. В Приволгоградском районе в верхней части волгоградской свиты обособляется незначительная по мощности (5—6 м) пачка песчаных глин, которая была отнесена А. Д. Архангельским к киевскому ярусу. В принятой нами схеме эта пачка выделяется в верхне-волгоградские (елшанские) слои; вся же остальная часть волгоградской свиты составляет нижневолгоградские (мечеткинские) слои.

На подстилающие слои волгоградская свита ложится с ясно выраженными следами размыва и перерыва в накоплении осадков. В основании ее часто наблюдается слой фосфоритового конгломерата или прослой грубозернистого песка с гравием и галькой подстилающих пород.

В Приволгоградском районе над этим базальным горизонтом следует изменчивая по мощности (от 2—3 до 7—8 м) пачка зеленовато-серых часто ожелезненных мелкозернистых кварц-глауконитовых песков с одной или двумя прослойками мелких желвачков сильно песчаного фосфорита. Выше следует весьма характерная пачка чередующихся слоев коричневатых песчаных тонких до микрослоистых глин и кварц-глауконитовых мелкозернистых песков с 2—3 прослоями плотного кремнистого песчаника в нижних горизонтах пачки, общая мощность которой достигает 7—8 м.

Преобладают в этой пачке глины, некоторые слои которых достигают 1,0—1,5 м мощности. Верхняя часть мечеткинских слоев мощностью до 20—25 м слагается довольно однообразной толщей тонко- и мелкозернистых, реже среднезернистых кварц-глауконитовых песков; в песках встречаются желваки песчаного фосфорита, то сосредоточенные в отдельных прослоях, то редко рассеянные в толще песка.

В Балыклейском грабене волгоградская свита слагается толщей мелкозернистых кварц-глауконитовых песков с выдержанным горизонтом песчаной глины в их нижней части. В основании этой толщи наблюдается слой фосфоритового галечника с зубами акул. Вся серия этих слоев, достигающая 10—15 м суммарной мощности, отвечает, по видимому, мечеткинским слоям Приволгоградского района.

Пески верхней части нижневолгоградских слоев вверх по разрезу сменяются песчаными глинами елшанских слоев. Последние в правобережной части Волгоградско-Саратовского района распространены на еще более ограниченной площади, чем мечеткинские слои, протягиваясь на север лишь до бассейна р. Мокрой Мечетки.

В Приволгоградском районе елшанские слои слагаются пачкой до 5—6 м, изредка до 10 м, песчаных бескарбонатных глин, иногда опоковидных или мергелевидных, переходящих местами в плотные глинистые пески.

К востоку от Волги отложения волгоградской свиты вскрыты бурением в районе Волгоградского гидроузла. Они сохраняют здесь тот же тип строения, что и в Приволгоградском районе, но значительно уве-

личиваются в мощности: до 85 м мечеткинские слои и до 15 м елшанские слои.

Органическими остатками отложения волгоградской свиты Приволгоградского района чрезвычайно бедны. В песчаных глинах как мечеткинских, так и елшанских слоев довольно обычны чешуи рыб; в мечеткинских глинах постоянно присутствуют остатки радиолярий, а в елшанских глинах были обнаружены довольно многочисленные остатки фораминифер. Из этих слоев В. Г. Морозовой (1952) приводятся: *Caudryina* aff. *subbotinae* Welm., *Clavulina* cf. *szaboi* Hantk., *Vaginulinopsis fragarius* (Gümb.), *Bulimina sculptilis* Cushman., *Uvigerina costelata* Moroz., *U. hispida* Schwag., *U. asperopygmaea* Moroz., *U. ex gr. jaeksonensis* Cushman., *U. ex gr. pygmaea* (Orb.), *Eponides* cf. *umbonatus* (Reuss), *Valoulineria iphigenia* Saml., *Pullenia quinqueloba* (Reuss), *Globigerina compacta* Moroz. et Nik., *Gl. ex gr. bulloides* Orb., *Gl. aff. triloba* Reuss, *Cibicides pseudoacuta* Moroz., *C. perlucides* Nutt.

Аксайские и балыклейские слои. Буровыми скважинами в районе г. Красноармейска и Волгоградского гидроузла между отложениями волгоградской и майкопской свит была вскрыта толща мергелей и мергелистых глин до 20—25 м суммарной мощности. В естественных разрезах правобережья р. Волги слои этой толщи известны в южной части Балыклейского грабена. В 1952 г. те же слои были обнаружены в Сестринском грабене (несколько южнее г. Камышина), а также в ряде мест Приволгоградского района.

Вскрытые скважинами Волгоградского гидроузла мергельные породы связаны с подстилающими их песчаными глинами верхневолгоградских слоев постепенным переходом. Во всех скважинах описываемые отложения ясно распадаются на нижние, аксайские,¹ слои и верхние, балыклейские, слои, на границе которых в ряде разрезов присутствует прослой мелких желваков фосфорита.

Аксайские слои отвечают киевским, а балыклейские — харьковским слоям Нижнего Дона и бассейна р. Донца.

Аксайские слои начинаются светло-серым песчаным мергелем, который вверх по разрезу быстро переходит в белый мелоподобный мергель, заключающий многочисленные раковинки фораминифер. Слой мергеля достигает 4—5 м мощности и вверх по разрезу сменяется зеленовато-серой, слабо карбонатной глиной 4—6 м мощности с сильно обедненным комплексом фораминифер. Слоем этой глины аксайские слои заканчиваются.

Балыклейские слои начинаются вторым горизонтом белого мелоподобного фораминиферового мергеля, в подошве обычно песчаного и часто заключающего мелкие (до 0,5—1,0 см) угловатые желвачки черного глинистого фосфорита. В верхней части располагается очень выдержанный второй фосфоритовый горизонт, также состоящий из мелких угловатых черных желвачков глинистого фосфорита. В 2—3 м выше по разрезу от фосфоритового горизонта мергели постепенно переходят в зеленоватые известковистые глины, которые быстро сменяются вверх по разрезу темными бескарбонатными или слабо карбонатными глинами с остатками рыб майкопской свиты. Общая мощность балыклейских слоев достигает в районе Волгоградского гидроузла 12—15 м.

Сходное строение описываемые слои имеют в районе г. Красноармейска. Из-за плохой документации скважин здесь трудно уверенно выделить аксайские и балыклейские слои, но двучленное строение развитой здесь мергельной толщи намечается достаточно отчетливо.

¹ Эти слои вскрываются в хорошо известных разрезах по р. Курмоярскому Аксаю, левому притоку р. Дона.

Мергельная толща балыклейского горизонта по своему составу и строению совершенно подобна балыклейским слоям Волгоградского гидроузла.

В разрезах правобережья р. Волги в районе г. Волгограда описываемые слои представлены фосфоритовым горизонтом, залегающим в основании «мелеттовых глин». В некоторых разрезах над фосфоритовым горизонтом наблюдается 1,5—2-метровый пласт глинистого мергеля с фауной фораминифер, комплекс которых наиболее близок к комплексу верхнего горизонта балыклейских слоев.

Из органических остатков в аксайских и балыклейских слоях района Волгоградского гидроузла встречаются многочисленные раковины фораминифер. В. Г. Морозова (1952 г.) выделяет здесь (снизу вверх): зону с *Listerella subbotinae* Nik., зону с *Uvigerina volgensis* Mогоz., зону с *Clavulina cyclostomata* Gall. et Mогг., зону с *Globigerinoides conglobatus* Вгаду и зону с *Bolivina aenariensis* Costa. Две нижние зоны отвечают аксайским слоям, а три верхние — балыклейским.

Майкопская свита. Разрез палеогена Волгоградского района заканчивается толщей глинистых осадков, соответствующих майкопской свите Северного Кавказа.

Область сплошного распространения майкопской свиты ограничивается на севере бассейном р. Мокрой Мечетки; севернее незначительные пятна майкопской свиты имеются лишь в пределах Балыклейского и Сестринского грабенов.

В правобережной части Приволгоградского района майкопская свита, достигающая здесь 18—20 м мощности, представлена однообразной толщей глин от темно-серой до зеленовато-серой окраски, тонко- и микрослоистых, дающих при выветривании характерные листоватые осыпи. Глины заключают обычно тончайшие линзочки и микропластики пылеватого песка; из органических остатков в них встречаются лишь чешуи и кости рыб.

Значительно большей мощностью (до 70—80 м) и сложностью строения майкопская свита характеризуется в районе Волгоградского гидроузла, где залегаёт в грабене и вскрыта буровыми скважинами на левом берегу р. Волги. В средних горизонтах вскрытой здесь глинистой толщи встречаются довольно многочисленные раковины мелких пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков, из которых Г. П. Леоновым (1952 г.) указываются (определения В. П. Казаковой) *Pseudamussium cossmanni* Коен., *Cuspidaria varicostata* Когоб., *Astarte* sp., *Cardita* sp. и др. В этом же горизонте майкопской свиты из района г. Красноармейска, кроме перечисленных форм, были еще обнаружены *Nucula compta* Goldf. и *Dentalium novaki* Коен. Все эти формы характерны для хадумских слоев и можно думать поэтому, что майкопская свита Приволгоградского района соответствует лишь самым нижним слоям одноименной свиты Северного Кавказа.

К югу от г. Красноармейска благодаря общему погружению слоев в южном направлении разрез майкопской свиты становится все более мощным и одновременно стратиграфически более полным.

В Северных Ергенях по балкам восточного склона (балки Тингута, Ластва и др.) вскрываются слои майкопа, стратиграфически более высокие, чем описанные выше глины Приволгоградского района. Они представлены толщей песчаных слюдистых глин и тонкозернистых слюдистых кварцевых песков, заключающих остатки пластинчатожаберных и брюхоногих моллюсков.

Из песчаных слоев этой толщи В. П. Казаковой (Казакова и Леонов, 1961) определены: *Tellina (Peronidia) nystii* Desh., *Psammobia (Macropsammus)* cf. *biali* Cossm. et Peyrot., *Siliqua* cf. *bavarica*

May. - Eum., *Lutraria lutraria* Bast. var. *jeffreysi* de Greg., *Sphenia* cf. *panonaeoides* Mayer, *Sph.* cf. *paulina* Mayer, *Sph.* cf. *papyracea* Sandb., *Corbula* cf. *applanata* Gumb., *Aporrhais margerini* Koen., *Fusus* cf. *multisulcatus* Nyst., *Pleurotoma* cf. *duchastelii* Nyst., *Succuridacna* cf. *goriensis* Dav. и др.; в глинистых слоях той же толщи, в отдельных горизонтах встречаются многочисленные отпечатки и ядра *Oncophora dubiosa* Hoerp.

В пределах Прикаспийской синеклизы максимальная мощность 485 м фаунистически охарактеризованных образований палеогена отмечена в Новоузенской опорной скважине. Здесь выделяются отложения сызранской, камышинской и пролейской свит. Сызранская свита сложена темно-серыми глинами, содержащими *Cryptodon* cf. *goodhalli* Sow., *Leda* cf. *symmetrica* Roem. Камышинская свита представлена серыми глинами с прослоями серых мелкозернистых песчаников. К пролейской свите условно относятся глины серые и зеленовато-серые с тонкими прослоями песков и песчаников.

Палеогеновые отложения Саратовско-Ульяновского района. К северу от г. Саратова после небольшого перерыва, вызванного появлением на поверхности меловых и юрских отложений района Саратовских поднятий, палеогеновые отложения вновь получают широкое распространение, захватывая обширную территорию, простирающуюся от верхнего течения рек Медведицы и Суры на западе до р. Волги на востоке и от широты г. Саратова на юге до широты г. Ульяновска на севере. К этому же району по общему типу своего строения относятся небольшие останцы палеогеновых отложений Заволжья.

Описание палеогеновых отложений Саратовско-Ульяновского района дается в работах И. Ф. Синцова (1870, 1888), А. П. Павлова (1896, 1897), С. Н. Никитина и Н. Ф. Погребова (1898), А. Д. Архангельского (1904, 1905, 1916), А. Д. Архангельского и С. А. Доброва (1913), А. Н. Розанова (1910, 1913_{1, 2}), Г. Ф. Мирчинка (1912), В. Г. Хименкова (1913), Е. В. Милановского (1925, 1940), Е. М. Великовской (1934, 1936), Г. П. Леонова (1961) и многих других исследователей Поволжья. Основы наших современных представлений о строении, распространении и возрасте отдельных горизонтов палеогена рассматриваемого района определили работы А. П. Павлова, А. Д. Архангельского, С. А. Доброва и А. Н. Розанова. Общая схема строения палеогеновых отложений Саратовско-Ульяновского района в их типичном развитии представлялась, по данным авторам, в следующем виде (снизу вверх):

Сызранский ярус. Нижнесызранские слои. 1. Толща опок с подчиненными прослоями трепелов и песчаников с пластом конгломератовидного песчаника в основании. Мощн. от 15—20 до 100—130 м.

Сызранский ярус. Верхнесызранские слои. 2. Кварц-глауконитовые мелкозернистые кремнистые песчаники. Мощн. от 0 до 40—50 м.

Саратовский ярус. Нижнесаратовские слои. 3. Толща разнообразных кварцевых и кварц-глауконитовых песков с прослоями и конкрециями песчаника. В нижних горизонтах встречается обильная морская фауна; в большей, верхней части толщи — обычные куски окремнелой древесины и реже отпечатки листьев деревьев. Мощн. от 30—40 до 50—60 м.

Саратовский ярус. Верхнесаратовские слои. 4. Толща песчаных опок и опоковидных песчаников. Мощн. до 12—14 м.

5. Толща разнообразных песков и песчаников, подобных горизонту 3. Мощн. до 40—50 м.

Царицынский ярус. 6. Толща кварцевых глауконитовых песков и песчаников с несколькими фосфоритовыми горизонтами.

7. Толща песчаных тонкослойных глин, заключающих чешую рыб. Мощн. 5—8 м.

8. Толща переслаивающихся глинистых кварц-глауконитовых песков, глинистых песчаников и песчаных глин.

В отношении большей, нижней части разреза палеогеновых отложений (сызранских и саратовских слоев) приведенная выше схема со-

храняет свое значение до настоящего времени и в основе своей принимается всеми исследователями палеогеновых отложений Среднего Поволжья (табл. 19).

В принятой в данном томе схеме расчленения соответствующей части палеогена Среднего Поволжья в качестве самостоятельных стратиграфических единиц выделяются: слои Белогродни, сызранская, нижнесаратовская и верхнесаратовская свиты. Следуя Е. В. Милановскому, верхнесаратовские слои схемы А. Д. Архангельского рассматриваются в данной работе как самостоятельная стратиграфическая единица. В связи с этим теряет, очевидно, всякий смысл выделение «саратовского яруса», объединяющего ниже- и верхнесаратовские слои схемы А. Д. Архангельского. Но уже в отличие от Е. В. Милановского и некоторых других геологов в пределах Среднего Поволжья в качестве самостоятельной стратиграфической единицы — нижнесаратовской свиты — в данной работе рассматриваются также и нижнесаратовские слои схемы А. Д. Архангельского.

Нижняя граница нижнесаратовской свиты в пределах Вольского и смежных районов Среднего Поволжья (бассейн р. Терешки, верховья рек Кадады, Узы и Сызрани) проводится при этом несколько выше, чем это делалось А. П. Павловым и А. Д. Архангельским, а именно на том уровне, где эта граница проводилась Н. Т. Зоновым (1932). При таком разделении сызранской и нижнесаратовской свит, объем первой из них будет соответствовать объему одноименной свиты Нижнего Поволжья (см. табл. 18); нижнесаратовская же свита Среднего Поволжья будет отвечать камышинской свите Волгоградско-Саратовского района. Это соответствует в известной степени представлениям А. П. Павлова и ранним взглядам А. Д. Архангельского (см. табл. 19). Верхнесаратовская свита Саратовско-Ульяновского района, естественно, сопоставляется при этом с пролейской свитой Волгоградско-Камышинского Поволжья. Подобное сопоставление подтверждается и полученными в последнее время, правда пока еще очень скудными, палеонтологическими данными (А. П. Жузе, Е. В. Чибрикова), указывающими на нижнеэоценовый возраст верхнесаратовских слоев Среднего Поволжья.

Что касается вышележащей части разреза палеогена Саратовско-Ульяновского района (царицынского яруса схемы А. Н. Розанова), то последующие исследования Е. М. Великовской, В. В. Буцура и других дополнили ее пачкой опоковидных песчаников и глин, подстилающей глауконитовые пески с фосфоритами слоя 6, приведенного выше сводного разреза. Эта глинисто-опоковая пачка вполне правильно, по-видимому, была сопоставлена с нижецарицынскими слоями схемы А. Д. Архангельского палеогена Нижнего Поволжья¹. С другой стороны, в толще отложений, отнесенных предположительно А. Н. Розановым к царицынскому ярусу, стали выделять впоследствии (Н. Т. Зонов, Е. М. Великовская и др.), кроме царицынских, еще «киевские» и «харьковские» слои, объем которых различными авторами понимался различно (см. табл. 19).

В принятой схеме нижняя часть рассматриваемых слоев до характерного и широко распространенного горизонта конгломератовидного песчаника (отвечающего слою 8 разреза) Е. М. Великовской (1934) по р. Дарьевке-Дюп выделена в аткарскую свиту, которая соответствует, вероятно, царицынской свите Нижнего Поволжья. Вышележащая часть разреза палеогена Среднего Поволжья, развитая почти исключительно

¹ Как показали последующие исследования (В. В. Буцура и др.), нижецарицынские слои Петровской котловины были неправильно сопоставлены Е. М. Великовской со сходными литологически верхнесаратовскими слоями Кузнецовского района и более северных районов Среднего Поволжья (труевскими слоями).

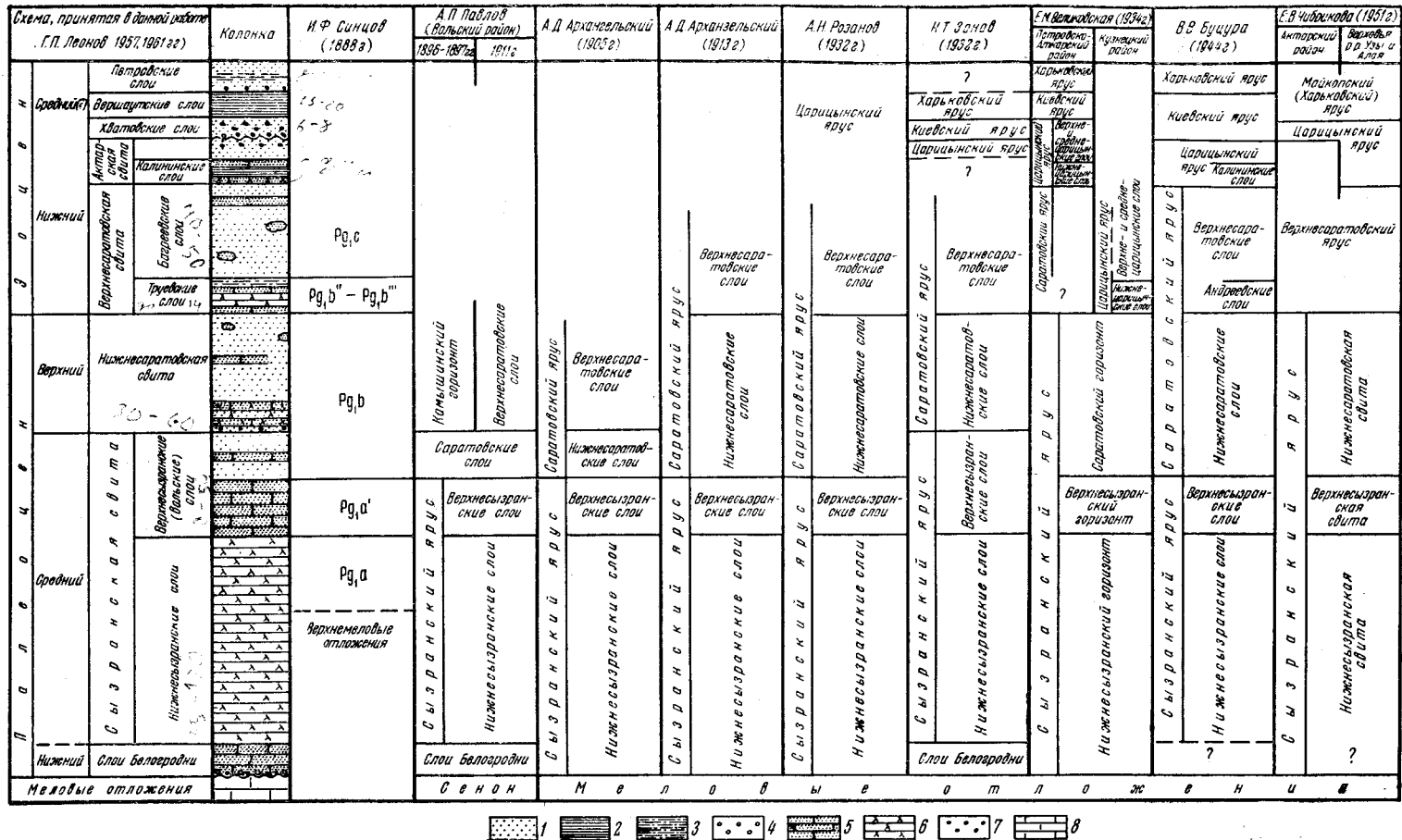


Табл. 19. Сводный разрез палеогеновых отложений Саратовско-Ульяновского района и его расчленение различными исследователями
1 — пески; 2 — глины; 3 — песчаные глины; 4 — гальки; 5 — песчаники; 6 — опоки; 7 — фосфориты; 8 — мел

только в пределах Петровской котловины, довольно ясно распадается на три толщи слоев: кварц-глауконитовые пески с фосфоритами, песчанистые плитчатые глины с чешуями рыб, пески и песчаные глины. К киевскому и харьковскому ярусам эти слои отнесены совершенно условно, так как палеонтологически они охарактеризованы чрезвычайно слабо. Поэтому более правильно выделить их под местными названиями, что в принятой схеме и сделано (см. табл. 19). Все эти три толщи (хватовские, вершаутские и петровские слои) соответствуют, вероятно, волгоградской свите Нижнего Поволжья.

Слои Белогродни. Присутствие этих слоев в правобережной части Саратовско-Ульяновского района установлено лишь на участке между г. Вольском и с. Березняки. Слои Белогродни слагаются здесь незначительной (до 12—15 м) толщиной мягких кварц-глауконитовых песчаников зеленовато-серого цвета, переходящих к югу в глинистые опоковидные породы. В этой толще В. Г. Морозовой обнаружен довольно обильный и разнообразный комплекс фораминифер *Arenobulimina presli* Reuss, *Plectina convergens* Keller, *Bolivina primatimida* Withl и др., близкий к комплексу «датских фораминифер» Северного Кавказа. Из этих же слоев А. Д. Архангельским указываются: *Nodosaria raphanistrum* L., *Trochocyathus* (?) *calcitrapa* Коен., *Nucula* cf. *koeneni* Arkh., *Circe* cf. *angelini* Коен., *Solecirtus* (?) *pavlowi* Arkh., *Nautilus pavlowi* Arkh. — форма, весьма близкая к *Nautilus danicus* Salth.

Слои Белогродни первоначально пользовались, вероятно, широким распространением в Заволжской части Саратовско-Ульяновского района, где они, как и вообще палеогеновые отложения, сохранились от размыва лишь в западной части Общего Сырта и на возвышенности Чита к югу от г. Вольска.

В западной части Общего Сырта к слоям Белогродни должна быть отнесена, по-видимому, толща известковистых глин и мергелей, выделенная Г. П. Леоновым (1956, 1961) под названием цыгановских слоев, с фауной фораминифер *Bolivinopsis carinatus* (Ogb.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *Gyroidina caucasica* Subb. и др., до 30—40 м мощности, непосредственно подстилающая отложения сызранской свиты.

Имеются указания, что эта толща ложится с размывом на белые мшанковые известняки с *Echinocorys pyrenaicus* Seun., *E. sulcatus* Goldf. и другими формами датского яруса.

Сызранская свита. Большая часть Саратовско-Ульяновского района является областью классического развития сызранской свиты. Здесь эти отложения представлены наиболее полно и впервые были подробно изучены и описаны в работах А. П. Павлова и А. Д. Архангельского. Отложения сызранской свиты распадаются на те же две толщи слоев: нижнесызранские и верхнесызранские, которые выделяются в области правобережья р. Волги южнее Саратова, соответствуя им по своему общему литологическому составу и по заключенным в них органическим остаткам. Только по северной и северо-восточной окраинам области распространения палеогеновых отложений строение сызранской свиты меняется и в составе ее появляются породы, чуждые отложениям этой толщи на всей остальной площади ее развития.

В основании сызранской свиты Саратовско-Ульяновского района, в нормальном типе ее развития, там, где она налегает непосредственно на отложения маастрихта, располагается обычно пласт глауконитовой песчаной опоки или глауконитового неоднородного песчаника, заключающего гальку мела или только пустотки от нее, а местами также многочисленных ископаемых плохой сохранности.

Среди последних отмечаются банки мелких *Ostrea*, колониальные кораллы, мшанки, пустоты от раковин *Nodosaria raphanistrum* L. и др. Мощность этого слоя составляет обычно 0,3—0,5 м. Выше следует толща разнообразных опок, которым в отдельных районах подчинены прослой и линзы мелкозернистых глауконитовых песчаников и трепелов; толща этих опок слагает нижнесызранские слои сызранской свиты, мощность которых колеблется от 15—20 до 120—130 м. Опоки, являющиеся всегда преобладающим, а часто почти единственным компонентом нижнесызранских слоев в нормальном типе ее развития, представляют собой довольно разнообразные по внешнему виду кремнистые породы, бедные ископаемыми, из которых наиболее обычны: *Nodosaria raphanistrum* L., *Trochocyathus* (?) aff. *calcitrata* Кoen., *Nucula proava* Wood., *N. triangula* Arkh., *Lucina proava* Arkh., *Cryptodon goodhali* Sow., *Solecurtus* (?) *pawlowi* Arkh., *Cerithium koeneni* Arkh.

В большинстве случаев опоки нижнесызранских слоев представляют собой в химическом отношении почти чистый водный кремнезем с содержанием SiO_2 до 70—80%; породы эти тверды, обладают характерным раковистым изломом с режущими краями и залегают обычно тонкими (в среднем 0,1—0,4 м) слоями, на поверхности легко выветриваются, давая осыпи из массы остроугольного щебня, сильно маскирующего разрезы.

Среди описываемых пород можно выделить ряд петрографических разновидностей, связанных постепенными переходами и различающихся окраской, твердостью, большей или меньшей примесью песчаных и глинистых частиц, содержанием листочков слюды и зерен глауконита. В верхних, а также в самых нижних горизонтах опоки обогащаются обычно песчаным материалом и переходят в песчаные разности. В некоторых случаях в краевой части области нормального типа строения сызранской свиты подобное опесчанивание захватывает всю толщу нижнесызранских опок, среди которых появляются тогда прослой и линзы мелкозернистых глауконитовых песчаников.

В верхнем течении рек Инзы, Барыша, Свяги и Сызрана среди нижнесызранских опок появляются прослой и линзы трепелов до 30—35 м мощности. Это тонкие, нежные на ощупь породы, состоящие главным образом из скорлупок диатомовых водорослей с большей или меньшей примесью глинистых и песчаных частиц. Трепела, как правило, связаны постепенными переходами с вмещающими их опоками, а иногда переходят в тонкие мучнистые пески. Нижнесызранские опоки вверх по разрезу сменяются толщей песчаных верхнесызранских слоев. Последние в нижних горизонтах слагаются обычно опокovidными мелкозернистыми кварц-глауконитовыми слюдястыми песчаниками с характерными охристыми полосками и разводами. Средние горизонты тех же слоев представлены большей частью неоднородными по степени цементации зеленовато-серыми глинистыми мелкозернистыми кварц-глауконитовыми песчаниками, в общем довольно рыхлыми, но заключающими плотные темные, синевато-серые участки окремнения и распадающиеся при выветривании на неправильные глыбы. В верхних горизонтах развиты аналогичные песчаники, но с меньшим содержанием зерен глауконита, участками окварцованные и переслаивающиеся с песками. Общая мощность верхнесызранских слоев, как и нижнесызранских, подвержена значительным колебаниям (от 0 до 30—40 м), причем увеличение мощности одних из них сочетается обычно с уменьшением мощности других. По А. Д. Архангельскому (1904, 1905) наиболее характерными ископаемыми верхнесызранских слоев, главным образом для окрестностей г. Вольска и верховьев р. Барыша, являются: *Nucula bowerbanki* Sow.,

N. inflata Arkh., *N. kryshtafovich* Arkh., *Crassatella stukenbergi* Netsch., *Cardita trigonica* var. *volskensis* Arkh., *Protocardium semidecussatum* Koen., *Cyprina morrisoni* Sow., *Corbula volskensis* Arkh., *Turritella kamyschinensis* Netsch., *Natica detrita* Koen., *Pleurotoma ludmilae* Arkh.

По наблюдениям Е. В. Милановского (1925), в верховьях р. Барыша в распределении ископаемых в толще вольских слоев наблюдается определенная закономерность, а именно — преобладание в нижних более тонкозернистых горизонтах представителей Nuculidae, а в верхних — относительно грубозернистых — крупных *Crassatella*, *Pholadomya*, *Tellina* и др.

Вышеописанный тип строения сызранской свиты характеризует, как уже указывалось, большую западную и южную части Саратовско-Ульяновского района. Такое строение сызранской свиты на север прослеживается до бассейна р. Инзы (кроме верховьев рек Аргаша и Юлово), в верховьях рек Барыша, Свяги и Сызрана, наблюдается по правобережью Волги до г. Вольска, а также в Заволжье и на Общем Сырте. По правым же притокам рек Инзы, Аргаша и Юлово, в области среднего течения р. Барыша, в большей части бассейна р. Свяги, в бассейне р. Усы, в среднем и нижнем течениях р. Сызрана ниже устья р. Канадея и, наконец, везде в полосе правобережья Волги к северу от г. Вольска строение сызранской свиты существенным образом меняется.

Фациальное замещение нижнесызранских опок песками и песчаниками у северной границы распространения палеогеновых отложений в Поволжье было отмечено А. П. Павловым (1911) и А. Д. Архангельским (1905, 1913). Последним были отмечены и одновременные изменения фаунистического облика этих слоев, выражающиеся в появлении нескольких видов рода *Tellina*, характеризующих обычно более высокие слои палеоцена Поволжья.

Позднее Е. В. Милановский (1925) в бассейне р. Барыша и других правых притоков р. Суры изучил и описал особый, весьма своеобразный тип развития сызранских слоев, получивший от него название сосновского. Последний, по наблюдениям Е. В. Милановского, характеризуется появлением в толще нижнесызранских опок прослоев и линз кварцевых песков до 20 м мощности с прослоями и отдельными конкрециями кварцевых сливных песчаников, имеющих иногда брекчиевидную и конгломератовидную структуры. Как пески, так и песчаники сосновской фации не заключают органических остатков. «Граница песков с подстилающими и покрывающими породами, — пишет Е. В. Милановский, — везде очень резка: выклинивание этой песчаной толщи в стороны быстрое, что указывает на линзообразный характер ее залегания. Весьма возможно, что песчаная толща может представлять собой ряд линз, разобщенных одна от другой» (1925, стр. 24). Пески и песчаники сосновской фации подчинены обычно нижней половине нижнесызранских слоев, залегая иногда непосредственно на мелу или отделяясь от него незначительной толщей опок. Сосновская фация сызранских слоев распространена в пределах очень неровной, дугообразно изгибающейся полосы, протягивающейся от бассейна р. Сарки (левый приток р. Суры) через бассейн р. Барыша и среднее течение р. Канадея к г. Хвалынску на Волге, примыкая с севера и северо-востока непосредственно к площади распространения нормального типа строения сызранской свиты.

Несколько иной характер фациальных изменений претерпевают отложения сызранской свиты в крайней северо-восточной части области распространения, охватывающей бассейны рек Свяги, Усы и нижнего течения р. Сызрана, где в ее составе также играют большую роль раз-

личные песчаные породы. Но последние как в вертикальном, так и в горизонтальном направлениях связываются обычно постепенными переходами с отложениями нормальной фации сызранских слоев.

По данным Е. В. Милановского и других, рассматриваемые фациальные изменения сызранских слоев можно хорошо проследить, двигаясь из района среднего течения р. Сызрана на северо-восток через верховья р. Усы, по направлению к р. Волге. Уже в разрезах по рекам Томышевке и Крымзе (левые притоки р. Сызрана) в составе нижнесызранских слоев появляются многочисленные прослои и линзы мелкозернистых кварц-глауконитовых песков и песчаников, слагающих местами до половины мощности свиты. Еще большим развитием, преимущественно в нижних и средних горизонтах сызранских слоев, песчаные глауконитовые породы пользуются в верхнем течении р. Усы и верхнем течении р. Свяги. На всей этой площади основание сызранской свиты слагается непостоянной по мощности толщей опок, подобных обычным опокам нижнесызранских слоев, от которых они отличаются только присутствием прослоев грубой песчаной глауконитовой опоки и мелкозернистых кварц-глауконитовых песков и песчаников. Последние, нередко замещающая опоки, получают преимущественное развитие уже в самых нижних горизонтах свиты, но более характерны для средней их части, где суммарная мощность песчаных пачек достигает 30—40 м. Заканчивается сызранская свита довольно постоянной по мощности (до 15—20 м) и литологическому составу пачкой опок с прослоями трепелов.

Далее к северо-востоку в области междуречья Свяги, Тукшума и Тушны, в бассейне Б. и М. Тищереков (правые притоки р. Усы) в средних горизонтах сызранской свиты получают развитие толщи кварцевых преимущественно мелкозернистых песков с прослоями и линзами кварцевых сливных песчаников, нередко заключающих куски окремнелой древесины и изредка отпечатки листьев деревьев. По мере движения к северу толщи кварцевых песков и песчаников все больше и больше увеличиваются в мощности, фациально замещающая глауконитовые пески, песчаники и опоки более южных разрезов.

В описываемой части Саратовско-Ульяновского района в составе сызранской свиты отсутствуют, таким образом, песчано-глауконитовые породы верхнесызранских слоев, и опоки, слагающие здесь верхнюю часть сызранской свиты, кроются по резкой границе толщей кварцевых песков и песчаников нижнесаратовской свиты. Подобные взаимоотношения сызранской и нижнесаратовской свит отмечаются для многих пунктов бассейна рек Усы, Свяги, Сызрана. Интересно отметить, что подобные же соотношения сызранских (опоковых) и нижнесаратовских (песчаных) слоев отмечались в свое время С. Н. Никитиным и Н. Ф. Погребовым (1898) для бассейна р. Сызрана, а в последнее время О. В. Флеровой и Н. В. Кулясовой для района верховьев р. Суры.

Еще дальше к северо-востоку по направлению к р. Волге описанные толщи кварцевых и кварц-глауконитовых песков и песчаников, слагающие большую часть сызранской свиты в бассейнах Усы, Тукмуша и Свяги, очень быстро фациально замещаются опоками, кремнистыми глинами, трепелами. В результате этого замещения в полосе правобережья р. Волги к югу от г. Ульяновска сызранская свита оказывается нацело сложенной толщей опок, обычно более или менее песчаных, с подчиненными горизонтами трепелов и кварц-глауконитовых песчаников. Возможно, что сызранская свита не отделяется здесь от нижнесаратовской и даже верхнесаратовской свит, слагаясь вместе с последними мощной (до 150 м) толщей опок и трепелов с подчиненными

слоями песков и песчаников, которая большинством геологов, изучавших этот район целиком, относилась к сызранской свите.

Аналогичное строение имеют, по-видимому, палеогеновые отложения Общего Сырта и северо-западной части Прикаспийской впадины, где также нижняя часть разреза палеогена представлена мощной толщей глинисто-опокowych пород, соответствующих, возможно, не только нижнесызранским, как это обычно считается, но и более высоким (нижнесаратовским, верхнесаратовским) слоям Среднего Поволжья.

Отложения сызранской свиты вверх по разрезу сменяются толщей песков с прослоями и конкрециями песчаников нижнесаратовской свиты. Эта песчаная толща, достигающая 30—40 м суммарной мощности, подтверждена значительным и быстрым колебаниям своего состава, вследствие чего дать ее общую характеристику довольно трудно.

В нижней ее половине преобладают мелкозернистые слабо глауконитовые серые, светло-серые или зеленоватые кварцевые слюдистые пески, заключающие прослои и линзы зеленоватых плитчатых сливных, реже опокovidных песчаников. Местами (Вольский район, верховья р. Кадады) в основании нижнесаратовской свиты отмечаются слои грубозернистых песков с галькой меловых опок и мергелей. Описываемые нижние горизонты нижнесаратовской свиты часто заключают большое количество растительных остатков, а также отпечатки и ядра пластинчатожаберных, реже брюхоногих моллюсков, из которых, по А. Д. Архангельскому (1904, 1905) и Е. В. Милановскому (1925), наиболее обычны такие формы, как *Tellina deshayesi* Netsch., *T. saratowensis* Arkh., *T. brimonti* Desh., *Lucina netschaewi* Arkh., *L. sokolowi* Netsch., *Ostrea reussi* Netsch., встречающиеся нередко в массовых количествах. В большинстве случаев в фауне нижнесаратовских слоев Саратовско-Ульяновского района резко преобладают пластинчатожаберные моллюски, и только местами заметное участие в ней принимают и брюхоногие. В ряде районов (Вольский район, бассейны рек Терешки, Кадады) нижней части нижнесаратовских слоев подчинен довольно выдержанный горизонт опокovidных песчаников и песчаных опок до 6—8 м мощности.

Верхняя половина нижнесаратовской свиты слагается более разнообразными по составу и окраске песками, среди которых заметная роль принадлежит среднезернистым и даже грубозернистым разностям. Окраска песков нижнесаратовской свиты меняется от светло-серой до охристо-желтой и вишнево-красной. Пескам верхней половины описываемой толщи подчинены прослои, линзы и отдельные конкреции, часто неправильной сrostковидной формы, сливных кварцевых песчаников. Из органических остатков здесь встречаются почти исключительно куски окремнелой древесины и изредка отпечатки листьев древесных растений.

Отложения верхнесаратовской свиты почти везде в пределах Саратовско-Ульяновского района начинаются характерным слоем кремнистого опокovidного песчаника с крупными зернами глауконита, выше которого следует небольшая пачка опок, опокovidных глин или опокovidных песчаников, кроющихся в свою очередь толщей кварцевых и кварц-глауконитовых песков и песчаников.

Нижняя опокovidная пачка верхнесаратовской свиты, с небольшими вариациями мощности (от 6—8 до 14—18 м) и литологического состава, выражающимися в переходе опок и трепелов в опокovidные мелкозернистые кварц-глауконитовые песчаники, реже в опокovidные слюдистые глины, сохраняет свой общий характер на всей площади своего распространения.

Верхние слои верхнесаратовской свиты слагаются мощной толщей (до 50 м) кварцевых и кварц-глауконитовых песков и песчаников, довольно разнообразных по механическому составу, окраске и содержанию глауконита.

Из органических остатков в отложениях верхнесаратовской свиты Е. В. Чибриковой (1954) указываются: *Astarte cf. bosqueti* Nyst., *Lucina cf. volginica* Netsch., *Dosiniopsis fallax* Desh., *Argyromya ex gr. margaritacea* Lam., *Meretrix cf. triangula* Desh., *Marcia* sp., *Nucula striatella* Wood, *N. tumescens* Edw., *Cyprina subscutellaria* Netsch. Комплекс этих форм определяет, по мнению Е. В. Чибриковой, нижнеэоценовый возраст верхнесаратовской свиты. На это указывают и встреченные в ней остатки диатомовых, изученные А. П. Жузе.

Комплекс более высоких слоев палеогена пользуется в пределах Саратовско-Ульяновского района значительно меньшим распространением. Область развития этих отложений ограничена центральной частью Ульяновско-Саратовского прогиба и протягивается от района г. Кузнецка на севере до г. Аткарска на юге. На небольших участках нижние слои этого комплекса встречаются также на водоразделах по правобережью Волги к югу от г. Вольска. К этому же комплексу относится, вероятно, верхняя часть палеогеновых отложений Общего Сырта (озинковские слои).

Отложения аткарской свиты наиболее полно развиты в районе Петровской мульды. Нижняя их часть, получившая от В. В. Буцуры название калининских слоев, представлена толщей серых песчанистых опоквидных глин мощностью до 6—8 м, в подошве которых наблюдается обычно характерный прослой плотного кремнистого песчаника с гнездами опоки и крупными ярко-зелеными зернами глауконита; прослой подобного же песчаника отмечается Е. М. Великовской в кровле калининских слоев. Верхняя часть аткарской свиты слагается толщей кварц-глауконитовых песков и песчаников мощностью до 8—10 м, близ кровли которой встречаются крупные желваки песчанистого фосфорита.

В палеонтологическом отношении отложения аткарской свиты до настоящего времени остаются почти совершенно не охарактеризованными. Из нижней их части (калининских слоев) указываются лишь единичные остатки фораминифер *Gumbelina globulifera* Brady, *Globigerina* sp., *Eponides* sp., *Pseudowigerina* sp.

Вышележащие слои палеогена Саратовско-Ульяновского района отчетливо разделяются на три толщи. Нижняя из них — **хватовские слои** — слагается разнозернистыми кварцевыми и кварц-глауконитовыми песками, до 6—8 м мощности, с прослоями мягких песчаников и несколькими фосфоритовыми горизонтами. В основании этой толщи располагается характерный слой грубозернистого песка или конгломератовидного песчаника, заключающего окатанные желваки фосфорита, гальку песчаника и опоки, а также зубы акул и изредка отпечатки и ядра моллюсков (*Astarte tenera* Mor., *Patella globra* Desh., *Scutum* sp.).

Располагающиеся выше **вершаутские слои** слагаются толщей (до 15—20 м мощности) коричневато-серых слюдистых песчаных глин, тонкослоистых с микропластками пылеватого песка. В глинах встречаются чешуи рыб, принадлежащих (по Н. Т. Зонову) роду *Clupea* и реже родам *Sparnodus* или *Lyrolepis*.

В районе Кузнецка, по наблюдениям М. П. Цуканова и И. В. Скворцова, описываемая глинистая толща залегает на размытой поверхности подстилающих слоев и распадается на три пачки: нижнюю до 14—15 м мощности, сложенную тонкослоистыми глинами коричневатой и зеленоватой окраски, среднюю — синевато-серых жирных на ощупь глин до

2—3 м мощности и верхнюю — слоистых зеленоватых глин с пропластками пылеватого песка. Описанные глины окрестностей г. Кузнецка включают большое количество скелетов радиолярий и диатомовых водорослей.

Петровские слои. Разрез палеогена Саратовско-Ульяновского района заканчивается толщей мелкозернистых кварц-глауконитовых песков с прослоями песчаных глин и песчаников до 10—15 м общей мощности. Е. М. Великовская (1934) указывает, что местами в основании этих слоев присутствует прослой разнотельного кварцевого песка с редкими желваками песчаного фосфорита и обломками зубов акул, залегающий на неровной поверхности подстилающих глин.

В последнее время появились указания на присутствие континентальных олигоценовых отложений в области Горьковского Заволжья, на междуречье Волги и Ветлуги. По данным Г. И. Блома (1960), эти отложения общей мощностью до 65 м распадаются на две свиты. Нижняя из них — **ильино-заборская** (до 40 м мощности) сложена светло-серыми кварцевыми мелкозернистыми песками с тонкими прослоями глин, по-видимому, аллювиального генезиса. Верхняя — **александровская** (до 25 м общей мощности) в нижней своей части также сложена в основном мелкозернистыми кварцевыми песками с тонкими прослоями глин, а в верхней — светло-серыми и желтовато-серыми глинами, тонко переслаивающимися с алевролитами озерного происхождения. По данным спорово-пыльцевых анализов, возраст нижней из этих свит датируется средним олигоценом, а верхней — верхним олигоценом или олигоцен-миоценом.

КРАТКИЙ ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЙ ОЧЕРК

Для Поволжья, как и вообще для всей Русской плиты, конец мелового периода явился временем крупной регрессии моря. В это время (датский век) в пределах интересующей нас территории море сохраняется лишь на юго-востоке, в районе Общего Сырта, где продолжается накопление карбонатных осадков (известняков, мергелей) с богатой фауной морских ежей, мшанок и других ископаемых. По общему характеру эти отложения мало чем отличаются от осадков маастрихтского века верхнемеловой эпохи. На всей остальной территории Поволжья и Заволжья в датское время, по-видимому, развиты процессы денудации и разрушения ранее образовавшихся отложений.

В начале палеогенового периода Русская плита охватывается новой волной морских трансгрессий. Первая из них, оставившая свои следы в виде отложений березовских слоев и слоев Белгородни, продвинулась еще сравнительно недалеко. Она распространилась в область западной части Прикаспийской низменности и Заволжье, но в пределы Поволжья проникла лишь местами, захватив лишь небольшие участки к югу от Камышина и в районе Вольска. Существенно, что, несмотря на расширение по сравнению с датским веком площади моря, свойственный последнему карбонатный тип осадконакопления уступает место терригенному (на западе) или терригенно-карбонатному (на востоке).

Новый этап развития морской трансгрессии начинается с начала сызранского времени. С этого момента море значительно расширяет свои пределы, особенно в области Среднего Поволжья, благодаря чему сызранская свита на большей части своего распространения ложится трансгрессивно на размытую поверхность верхнемеловых (маастрихтских) отложений. Современная граница распространения отложений сызранской свиты обусловлена в основном процессами позднейшего размыва: только на юго-западе вдоль восточного крыла Доно-Медве-

дицких поднятий и на севере она совпадает, вероятно, с границей морского бассейна сызранского времени, вследствие чего на этих участках сохранились краевые, прибрежные фации сызранской свиты.

В типичном своем развитии, отвечающем условиям центральной части бассейна, характер отложений сызранской свиты с течением времени закономерно и постепенно менялся, что обусловило смену в вертикальном разрезе свиты литологически различных слоев: нижнесызранских верхнесызранскими.

Во время накопления первых принос терригенного материала в сызранский бассейн был незначительным и в нем накапливалась толща преимущественно органогенных осадков — диатомитов, дошедших до нас в виде разнообразных опок и трепелов. С течением времени принос терригенного материала в сызранский бассейн усиливается и органогенные осадки нижнесызранских слоев сменяются преимущественно песчано-глинистыми, а затем песчаными осадками.

Терригенный материал поступал, по-видимому, в сызранский бассейн главным образом с севера и северо-запада, так как именно в этом направлении в составе сызранской свиты появляются и приобретают все большее и большее значение толщи кварцевых песков. Указанным положением источника сноса может быть объяснено различие краевых фаций сызранской свиты на юго-западе области ее распространения, с одной стороны, и на севере — с другой.

Можно предположить, что с севера и северо-востока в сызранский бассейн впадала одна или несколько крупных рек, доставлявших главную массу песчаного материала, слагающего северные фации нижнесызранских слоев. Некоторая, а может быть и значительная часть последних может представлять собой дельтовые накопления. Характер изменения отложений сызранской свиты при движении снизу вверх по разрезу указывает на прогрессирующее усиление эрозионной деятельности этих рек и постепенное увеличение количества выносимого ими обломочного материала.

В конце сызранского времени в области Поволжья имели место дифференциальные тектонические движения, в результате которых отдельные участки дна сызранского бассейна оказались приподнятыми, осадконакопление на них прекратилось и начался размыв ранее образовавшихся осадков. Такими приподнятыми участками явились западный и восточный борта Ульяновско-Саратовского прогиба, район Доно-Медведицких и Саратовских поднятий и, возможно, некоторые другие районы, где отложения камышинской и нижнесаратовской свит ложатся на размытую поверхность пород сызранской свиты. На других участках рассматриваемой территории, например в полосе правобережья р. Волги южнее устья Балыклея или в средних частях Ульяновско-Саратовского прогиба, эти поднятия проявились значительно слабее и осадконакопление продолжалось непрерывно, хотя и в более мелководных или даже континентальных условиях.

Начало камышинско-нижнесаратовского времени характеризуется ослаблением приноса обломочного материала и новым общим региональным опусканием всей области Среднего и Нижнего Поволжья и Заволжья, в результате морские опоково-глинистые фации, сходные с аналогичными фациями нижнесызранских слоев, снова продвигаются к северу. Это продвижение, однако, быстро сменилось новой фазой регрессии и наступанием к югу песчаных (в основном, вероятно, дельтовых и континентальных) фаций. Есть все основания полагать, что конец камышинско-нижнесаратовского времени ознаменовался общим подъемом значительной части области Поволжья и Заволжья, обусловив-

шим прекращение на всей этой территории осадконакопления и развитие здесь процессов денудации.

Последовавшее затем опускание в начале пролейско-верхнесаратовского времени приводит к развитию новой широкой морской трансгрессии, общее направление которой уже существенно иное. С этого времени под уровень моря, помимо области Нижнего и Среднего Поволжья и Заволжья, погружается южная часть полосы Доно-Медведицких поднятий и восточное окончание Донецкого кряжа. Палеогеновый бассейн распространяется на запад и северо-запад в пределы Днепровско-Донецкой впадины и южного склона Воронежского массива.

На первом этапе этой трансгрессии морской бассейн Поволжья, Заволжья и Днепровско-Донецкой впадины, несмотря на свои большие размеры, отличался, по-видимому, значительным мелководьем; на большей части его площади шло накопление однообразных толщ кварц-глауконитовых песков, заключающих местами (Донской район) сростки песчанистого фосфорита. Лишь в Среднем Поволжье в начальную фазу этой трансгрессии отлагались тонкозернистые кремнисто-глинистые осадки (труевские слои). С началом царицынско-аткарского времени морской бассейн, не изменяя существенно своих размеров и очертаний, несколько углубляется и в палеогеновом бассейне Поволжья в последний раз устанавливаются условия, благоприятные для накопления кремнисто-глинистых осадков.

Вторая половина царицынско-аткарского времени явилась опять эпохой обмеления, а местами, по-видимому, и полного осушения палеогенового бассейна Поволжья; на многих участках бассейна (Волгоградское Поволжье, Петровская котловина, Вольский район) в конце этого времени возникают условия, благоприятные для фосфоритообразования.

Начало волгоградского времени характеризуется развитием новой морской трансгрессии. В пределах Поволжья начало этой трансгрессии везде отмечено развитием процессов фосфоритообразования, с одной стороны, и перемывом ранее образовавшихся осадков — с другой. Развитие морского бассейна волгоградского времени отличалось значительным непостоянством; несколько раз в середине и в конце волгоградского времени он углублялся, благодаря чему на значительных пространствах началось накопление тонкозернистых глинистых осадков с остатками радиолярий и диатомей; моменты этого углубления чередовались с эпохами обмеления, когда на всей площади волгоградского бассейна шло накопление однообразных песчаных осадков.

Время образования аксайских и балыклейских слоев являлось, несомненно, одним из наиболее своеобразных и интересных моментов палеогеновой истории юга Европейской части СССР. Образование песчаных и кремнисто-глинистых отложений, господствовавшее на протяжении всех предшествующих веков палеогена, сменяется в это время накоплением карбонатных и глинисто-карбонатных осадков. Эта смена в характере осадконакопления не сопровождалась, по-видимому, сколько-нибудь значительным расширением границ Поволжского бассейна, а связана была, вероятно, с одной стороны, с его углублением, а с другой, со значительным ослаблением денудационных процессов на прилегающих участках суши.

На грани балыклейского и майкопского времени, т. е. примерно на границе нижнего и среднего олигоцена, произошло, по-видимому, резкое сокращение площади палеогенового морского бассейна Русской плиты: к этому времени море покидает область Среднего Поволжья и сильно сокращает свои размеры в пределах Днепровско-Донецкой впадины и южных склонов Воронежского массива. Резко усилившийся принос об-

ломочного материала привел к быстрой смене карбонатных осадков балыклейских слоев глинистыми и песчано-глинистыми толщами майкопа, накопление которых продолжалось вплоть до начала неогена включительно. В бассейне Дона и Днепра глинистые слои майкопа сменяются песчаными прибрежно-морскими и континентальными накоплениями, выделяющимися здесь обычно под названием полтавских слоев, или полтавского яруса.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

История исследования неогеновых отложений Поволжья начинается с трудов П. М. Языкова (1843 г.). По его мнению, к югу от устья р. Камы на левобережье р. Волги существовал в геологическом прошлом бассейн Каспийского моря, который он предложил назвать Приволжским или Болгарским.

Эти представления Языкова нашли отражения на картах и в описании Э. И. Эйхвальда (1846 г.) и Р. Мурчисона (1849 г.). В дальнейших исследованиях деятельное участие принимали Н. А. Головкинский (1865, 1866), Ф. Ф. Розен (1874), А. А. Штукенберг (1877), А. М. Зайцев (1878), П. И. Кротов (1882—1910 гг.), С. Н. Никитин (1886—1899 гг.), А. П. Павлов (1887—1910 гг. и 1925, 1936 гг.), А. Д. Архангельский, С. А. Добров (1913), М. Э. Ноинский (1913), а также В. В. Докучаев, С. С. Неуструев, А. И. Бессонов, Л. И. Прасолов и др.

В работах послереволюционного времени выделяются два периода. В первый период главным образом изучались естественные обнажения и неполные разрезы неогеновых образований. Сюда входят исследования А. В. Миртовой (1927, 1940 г., 1951), Б. А. Можаровского (1929, 1934), Г. Ф. Мирчинка (1932, 1935 г., 1936 г.), Е. В. Милановского (1935), Е. И. Тихвинской, Н. Н. Мазаровича (1935), Н. И. Николаева, П. А. Герасимова и М. П. Казакова (1939 г.) и др. Большой вклад в изучение неогеновых отложений внесли исследования В. П. Колесникова (1940 г.).

Новые данные по строению неогеновых отложений описываемой территории были получены после Великой Отечественной войны при съемочных и геологоразведочных, инженерно-геологических и тематических работах А. В. Вострякова (1953 г., 1955, 1963 г.), В. И. Баранова (1954 г.), В. И. Курлаева, И. Я. Жидовинова (1954 г.), С. А. Жутеева (1955, 1962), Г. И. Горецкого (1956, 1958 г., 1964), П. Г. Трушкина (1958 г.), А. И. Москвитина (1958—1962 гг.), А. И. Башлева (1959 г., 1963 г.), Н. В. Кирсанова (1959), А. В. Кожевникова (1959, 1960 г., 1963 г.), Н. Н. Нелидова (1960 г.), В. В. Богачева (1961), В. Б. Бондаренко (1961 г.), В. П. Мурылева (1961), В. А. Морозова (1962 г., 1963, 1964 г.), А. И. Отрешко (1963 г.) и др. В этот период был получен большой фактический материал по всему разрезу неогеновых отложений, выявлены условия их залегания и дано стратиграфическое подразделение.

В пределах рассматриваемой территории отложения неогена развиты довольно широко, но недостаточно полно. Они отмечаются в Прикаспийской синеклизе, в Саратовском и Куйбышевском Заволжье, южных отрогах Общего Сырта, в пределах Жигулевской излучины и к северу от нее вдоль долины Волги и Камы. Кроме того, они распространены по долинам рек Терешки, Терсы, Сызрана, Кубры, Усы, Свияги, в Приволжской возвышенности, а по р. Вятке — в Вятском Прикамье.

Стратиграфическое подразделение неогеновых отложений в пределах рассматриваемой территории окончательно не разработано и в настоящее время является дискуссионным.

Некоторые геологи (В. И. Громов, 1950; Б. П. Жижченко, 1950 г.; Н. Н. Николаев, 1950 г.; С. Я. Яковлев, 1950 г.; Г. И. Горецкий, 1956; Е. В. Шанцер, 1961) считают, что верхняя граница описываемых пород должна проводиться под апшеронским или акчагыльским ярусами, куда большинство геологов включают кинельские образования. Б. П. Жижченко (1960) помещает ее под акчагылом.

А. И. Москвитин (1958—1960 гг.) относит к неогену (среднему плиоцену) только кинельские отложения. Все вышележащие (от выделенного им «таежного горизонта») породы акчагыльского и апшеронского ярусов отнесены к плейстоцену.

П. В. Федоров (1964 г.) считает такое подразделение необоснованным, так как биостратиграфические данные по Каспийской области противоречат этому. Он отмечает, что «... акчагыльская конхилиофауна генетически связана с сарматской фауной. В составе апшеронской фауны преобладают акчагыльские реликты и появляются предковые формы каспийских форм, поэтому граница плиоцен-плейстоцена должна проводиться по подошве бакинских отложений». Однако, по мнению А. И. Москвитина, не фаунистические комплексы, а признаки оледенений отличают плейстоцен от плиоцена.

Необходимость сохранения границы между плиоценом и четвертичными образованиями в основании бакинских отложений отмечают Г. И. Горецкий (1956) и другие. Решением Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР («Решение Межведомственного совещания...», 1964) эта граница проводится по кровле апшеронского яруса. Наряду с неясным положением верхней границы мнения исследователей о возрастной принадлежности различных горизонтов, ярусов и свит также расходятся. Эти расхождения не только спорны, но и противоречивы.

А. П. Павлов (1936) в разрезе домашкинских вершин выделил все горизонты поволжского неогена от понтического яруса до домашкинской серии куяльницкого яруса включительно, а слои Волчей балки отнес к апшеронскому ярусу. Несмотря на такие серьезные разногласия, по официальной принятой стратиграфической шкале в составе неогена Поволжья выделяются миоценовые, средне- и верхнеплиоценовые отложения.

ПРОБЛЕМАТИЧНЫЕ МИОЦЕНОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ (?)

Миоценовые отложения имеют ограниченное распространение и выделяются условно в юго-западной части Саратовского Заволжья, в районе с. Озинки. По данным П. Е. Харитонова (1960 г.), они представлены кварцевыми песками средне- и разнотернистыми, слоистыми, с гравием, окрашенными в серый, кирпично-красный и фиолетовый тона. В отдельных местах встречаются глины красного, малинового, синего, голубого и фиолетового цвета. Описываемые породы залегают в эрозионно-тектонических понижениях в пределах солянокупольной зоны северного борта Прикаспийской синеклизы. В некоторых местах описываемые породы разбиты мелкими сбросами. Они залегают на меловых и палеогеновых породах, мощность их изменяется от 4 до 20 м. Органических остатков в них не обнаружено. Возраст их определяется по сходству литологического состава с миоценовыми отложениями (континентальными пестроцветными породами) Приуралья и Нижнего Урала.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ПЛИОЦЕН

Кинельская свита. Породы кинельской свиты являются древними слоями плиоцена. Многие геологи помещают их в основании акчагыльского яруса. Однако единого мнения о времени их образования не существует. А. П. Павлов (1925 г.), А. Н. Мазарович (1936), А. В. Миртова (1954—1955 гг.), Е. И. Тихвинская (1961 г.) относят их к среднему плиоцену, а А. И. Москвитин (1958), Н. В. Кирсанов (1959), А. И. Башлев (1963 г.), А. В. Востряков (1963 г.), А. И. Отрешко (1963 г.) — к верхнему плиоцену; В. В. Богачев (1961) считает кинельскую толщу эквивалентом куяльницких отложений; В. И. Курлаев (1963 г.), В. А. Морозов (1963) сопоставляют их с продуктивной толщей Азербайджана и красноцветной толщей Туркмении, Г. И. Горецкий (1964) связывает нижнюю, основную часть разреза с продуктивной толщей Каспия.

Описываемые породы (за исключением нижних горизонтов) наблюдаются в обнажениях и вскрываются буровыми скважинами на всю их мощность в погробенных неогеновых долинах. Вследствие сильного размыва в Поволжье эти отложения залегают на самых разнообразных породах (от каменноугольных до палеогеновых включительно) (рис. 87).

Кинельские слои впервые были выделены А. Н. Мазаровичем (1936) в Куйбышевском Заволжье, в бассейне р. Кинели. Ранее они изучались в Среднем Поволжье А. П. Павловым (1925, 1936) и Е. В. Милановским (1935). По данным А. Н. Мазаровича (1936), описываемые отложения в бассейне р. Б. Кинели представлены бурыми глинами и глинистыми песками, содержащими пресноводную фауну (*Patudina* и *Dreissensia*). Мощность их не превышает 20—30 м. Обычно при описании кинельской свиты приводятся *Paludina* и *Unio*, *Puludina* и *Dreissensia* (Мазарович, 1936), *Planorbis* и *Limnaea* или *Planorbis* и другие мелкие гастроподы (Милановский, 1928, 1935), *Sphaerium*, *Pisidium*, *Dreissensia*, *Planorbis* и рачки (Миртова, 1951).

В оврагах Студенецком и Лепиловом, восточнее с. Ново-Рачейки (к юго-западу от г. Сызрани), А. П. Павлов (1925) определил из верха кинельских отложений: *Paludina leiostraca* B r u s., *Pal. fuchi* Ne u m., *Pal. syzranica* P a v l., *Pal. kaschpurica* P a v l., *Anodonta* aff. *problematica* C o b., *Dreissensia polymorpha* var. *berbestiensis* F o r n t., *Dr. fischeri* A n d r., *Dr. angusta* (R o u s s.) A n d r., *Unio* sp., *Valvata contorta* S a n d b., *V. interposita* S t e f., *Bythinia rumana* P o r., *B. vucotinovici* B r u s., *B. reticulata* P a v l., *B. cf. leberonensis* F. et T o u r n.

Не все исследователи согласны с наличием кинельских отложений над урезами рек. С. А. Жутеев (1962) считает, что кинельские отложения в естественных обнажениях в Куйбышевском Заволжье отсутствуют. Они лежат там ниже дна современных долин. То, что признавал А. Н. Мазарович за обнаженные слои кинельского горизонта, в действительности относится (по его мнению) к глинисто-сланцевому горизонту

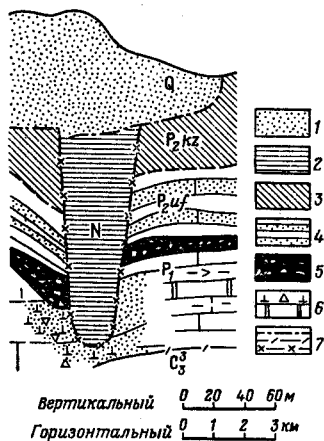


Рис. 87. Схема размыва на р. Каме у с. Камские Поляны, в 10 км ниже устья р. Вятки. По Ф. А. Бегишеву и В. В. Сахарову (Т. П. Афанасьев, 1949)

1 — аллювиальные террасовые отложения; 2 — неогеновые отложения; 3 — нижнекавказские морские отложения; 4 — уфимская свита (уплотненные глины, слабые песчаники); 5 — брекчии и брекчиевидные породы, сцементированные красными известняками; 6 — известково-доломитовая мука; 7 — возрастные границы

иргизской свиты среднего акчагыла, выделенного им в Нижнем Поволжье.

Такое положение кинельских отложений в современном и древнем рельефе объясняется исключительно проявлением местных тектонических движений, восходящих в момент выработки врезов и нисходящих позже в кинельском веке. По мнению А. И. Москвитина, в тектонически спокойных местах урез русла Волги и Камы едва ли опускался ниже 80—100 м против современного. Однако, по имеющимся материалам, неогеновый врез палео-Волги и ее притоков прослеживается на огромном протяжении от р. Белой до Прикаспийской низменности включительно. Подошва описываемых отложений в этих долинах опущена ниже уровня моря от 100 до 430 м; Булдырь — до минус 101 м, М. Толкши — минус 114 м; Сосновка — минус 137 м, район Куйбышевской ГЭС — минус 200—230—350 м, в Нижнем Поволжье она снижается до 400 м, а в пределах северного борта Прикаспийской синеклизы до 432 м.

Кинельские отложения в глубоких долинах состоят преимущественно из серых и темно-серых глин с бедной пресноводной фауной. В районе Жигулевской излучины глины жирные, желтоватой и зеленоватой окраски; на разных глубинах в верхней половине толщи они содержат (определения А. В. Миртовой): *Valvata piscinalis* Müll., *Bythinia tentaculata* L., *B. sp.*, *Viviparus viviparus* Nüll., обломки *Unio* и *Dreissensia*, *Pisidium amnicus* Müll., остракоды (на Каме, по Кирсанову, 1948), *Cytheriidea torosolittoralis* Gady.

По данным А. И. Отрешко (1963 г.), к северо-востоку от Жигулевской излучины рассматриваемые отложения встречаются по склонам неогеновых долин от минус 35 до плюс 140—160 м абс. высоты. Они состоят преимущественно из серых известковистых глин и прослоев песков и песчаников, которые подстилаются галечником и конгломератом. Мощность 150—200 м. В них обнаружены *Cardium* и *Avimactra*, а также остракоды из рода *Loxococoncha*, *Limnocythere*.

В отношении стратиграфического подразделения толщи кинельских отложений высказываются различные мнения. Е. В. Милановский в районе г. Сызрани в плиоценовой толще предлагал выделить кашпировскую или неверовскую свиты и три горизонта, охарактеризованных фауной и различающихся по литологическому составу, но за пределами окрестностей г. Сызрани это расчленение оказалось неприемлемым. Мощные толщи кинельских глин при детальном исследовании подразделены были на 8 или 10 местных горизонтов (Либрович, 1958).

На Каме Г. И. Горецкий (1956) выделил среди кинельских отложений четыре горизонта (снизу вверх):

- | | |
|---|---------|
| 1) шешминский, преимущественно аллювиальный | до 40 м |
| 2) челнинский, преимущественно озерный | 60—70 „ |
| 3) сокольский, озерно-аллювиальный | 50—60 „ |
| 4) чистопольский, преимущественно озерный | 40—50 „ |

Выше залегают акчагыльские солоноводные осадки и домашкинская свита, сложенная озерными осадками биклянского горизонта (мощн. до 30 м) и аллювиальными породами икского и мензелинского горизонтов (мощн. до 15—30 м).

В районе Прикамья кинельская свита подразделяется (Н. В. Кирсанов) на шесть пачек:

- | | |
|--|------------|
| 1) нижнюю гравийно-песчано-глинистую | 2—45 м |
| 2) ленточных серых и темно-серых глин | более 50 „ |
| 3) песчано-глинистых, известковистых, аллювиальных отложений | 25—50 „ |

- | | |
|---|------------|
| 4) ленточных серых и темно-серых безызвестковистых глин | до 40—60 м |
| 5) песчано-глинистых, известковистых аллювиальных осадков | 8—25 „ |
| 6) верхнюю алевроито-глинистую, ленточную, безызвестковистую пачку глин с тонкими прослоями песка | 20—60 „ |

Аналогичные пачки выделяются в кинельской свите и на севере Куйбышевской области. Н. Н. Нелидов считает, что такая ритмичность в накоплении осадков кинельской свиты характерна только для эрозионно-тектонических областей. В эрозионно-карстовых и эрозионных понижениях кинельская свита слагается однородной толщей — в Прикамье глинистой с гальками карбонатных пород (озерный режим), вдоль Приказанского отрезка Волги почти исключительно песчаной и песчано-конгломератовой (речной режим), в Прибельском районе сменяющимися друг друга в пространстве то глинистой, то песчано-галечной фациями.

По мнению А. И. Москвитина, в кинельской свите не удастся выделить какие-либо постоянные горизонты. Большая часть ее состоит из чисто озерных, обычно глинистых и тонкослоистых осадков.

При палинологических исследованиях пород кинельской толщи различными исследователями была установлена удивительно постоянная картина постепенной смены (снизу вверх) пыльцы (выдержанного лесного спектра) хвойно-широколиственных лесов кинельских слоев чисто темно-хвойной, таежной.

Если низы отложений характеризуются наличием пыльцы нескольких видов сосны, ели, пихты (*Pinus, Picea, Abies*) в присутствии цуги, кипарисовых, каштанов, миртовых и бука (*Tsuga, Cupressaceae, Castanaceae, Myrtaceae, Fagaceae*), то вверх по разрезу постепенно выпадают сначала редкие экзоты *Taxodiaceae, Cupressaceae, Myrtaceae*, далее — все листопадные: *Fagus, Quercus, Corylus, Betulaceae*, даже *Alnus*, древние или экзотические хвойные: *Pinus peuce, Picea omorica* и т. д. и сверху кинельской толщи остается только пыльца наших обычных северных деревьев: сосны (*Pinus silvestris L.*), ели (*Picea excelsa Link.*) и пихты (*Abies*).

А. И. Москвитин (1957, 1958) вслед за П. А. Никитиным (1933 г.) и М. Н. Грищенко выделяет эти слои как «таежный горизонт». Содержащий такую пыльцу «таежный горизонт» отмечается в Отваженском овраге в Жигулях, у Киндяковки — близ Ульяновска, у пос. Красный, Новодевичского района, в Неверовом овраге, близ с. Кашпир и г. Сызрани, а также за пределами площади по р. Каме.

Используя анализы Е. Н. Анановой, Л. С. Короткевич и В. В. Зауер, Г. И. Горецкий (1956 г.) считает, что сокольскому горизонту соответствует климатический оптимум. В этом горизонте обнаружены пыльцевые спектры с господством широколиственной флоры. По мнению А. И. Москвитина, в это время произрастала темно-хвойная тайга, так как в сокольском горизонте преобладает пыльца ели от 50 до 80%!

В пределах Нижнего Поволжья, согласно данным А. И. Москвитина, кинельские отложения становятся трудно отличимыми от акчагыльских морских осадков и особенно при переходе последних в песчаные фации.

За последнее время В. А. Морозовым (1962—1963 гг.), В. И. Курлаевым (1963 г.) и Т. А. Бедриной (1964 г.) в Саратовском Заволжье получены новые данные по кинельским отложениям. Они вскрыты буровыми скважинами в погребенных глубоких неогеновых долинах палео-Волги и ее притоков под мощной толщей сыртовых и акчагыльских отложений. Подошва кинельских отложений к югу от р. Б. Иргиза

лежит ниже уровня моря на 150—400 м, а в пределах северного борта Прикаспийской впадины (по данным Т. А. Бедриной) до минус 430 м.

Представлены они аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями. Нижняя аллювиальная пачка сложена песками с гравием и галькой и слабо окатанными валунами, состоящими из местных каменноугольных пород и пермских известняков, доломитов, кварца и кремня. Пески серые, светло-серые, разнозернистые, мощность их изменяется от 0 до 50—70 м. Пески перекрываются озерно-аллювиальными образованиями, представленными глинами, алевролитами и глинистыми песками серой и зеленовато-серой окраски. Пески и алевролиты составляют до 80% всей мощности пачки. Пески кварцевые, серые, зеленовато-серые, мелко- и среднезернистые. Алевролиты слюдястые.

В описанных породах встречены *Unio* sp. indet., *Valvata* sp., *Dreissensia* ex gr. *polymorpha* (P all.) и своеобразный комплекс пресноводных остракод, состоящий из многочисленных *Cytherissa* aff. *bogatschovi* (Lip.) и единичных *Heterocypris incongruens* (R a m d.).

Здесь же был обнаружен спорово-пыльцевой спектр, в котором отсутствуют хвойные. Лиственные представлены: каштаном, дубом, кленом и многочисленной пылью травянистых (маревых). По комплексу микрофауны, спорам и пыльце эти отложения могут быть сопоставлены с нижними горизонтами кинельской свиты бассейна р. Камы, продуктивной толщей Азербайджана и красноцветной толщей Туркмении.

В пределах северного борта Прикаспийской впадины, по данным Т. А. Бедриной (1964 г.), в нижней части разреза описываемых отложений на глубине 259 м обнаружен спорово-пыльцевой комплекс миоцена, где древесные составляют 75,5% (хвойные 47,5% и лиственные 28%). Для указанного комплекса характерно наличие большого количества пыльцы *Taxodiaceae* (24%) и *Pinaceae* (род *Pinus* 15,5%). В небольшом количестве встречены *Abies*, *Picea*, *Tsuga*. Из лиственных преобладает пыльца широколиственных сем. *Juglandaceae* (8%), *Ulmaceae* (род *Celtis*, 3,5%), *Anacardiaceae* (8,5%). Единично встречена пыльца *Ilex*, *Euonymus*, *Quercus*, *Alnus*.

Мелколиственные представлены *Salix* (3,5%) и *Betula* (3,5%). Из кустарниковых присутствует пыльца *Corylus* (0,5%) и кустарничков сем. *Ericaceae* (0,5%). Пыльца травянистых составляет 10,5%; доминирующими являются сем. *Chenopodiaceae*, *Legumisae*. Споровые встречаются в количестве 10% и представлены спорами папоротников *Gleichenia* (4,5%), *Polypodiaceae* (2,5%). Единично присутствуют споры *Sphagnum*, *Bryales*, обнаружены остатки *Aedae* (водоросли) и диатомовые водоросли порядка *Centricae* (определения Н. Н. Коваленко).

Эти находки пыльцы позволяют сделать заключение о том, что рассматриваемые отложения накапливались в течение длительного времени. Они представляют собой разновозрастный комплекс пород, время накопления которых устанавливается с конца верхнего миоцена до продуктивных слоев Апшеронского полуострова (балаханского яруса) включительно, т. е. низов ачкагыла. Эти выводы подкрепляются и другими данными. За пределами описываемой территории, в долине р. Инзера, П. И. Дорофеев эти отложения датирует временем от понта до низов ачкагыла. Мощность кинельских отложений изменяется от 0 до 254 м, наибольшая совпадает с понижениями древнего рельефа.

Верхняя граница описываемых отложений не ясна. По данным Е. И. Тихвинской, между устьем Камы и Жигулями она обычно проходит по отметке 70—90, реже 100—118 м. Однако к востоку от левого склона р. Волги она намечается по фаунистически охарактеризованным ачкагыльским отложениям на глубине 120—170 м, т. е. ниже уровня моря на 100—150 м.

В пределах указанных глубин, к югу от р. Б. Иргиза, в двух скважинах на контакте описываемых отложений с акчагыльскими образованиями В. А. Морозов (1963) отметил горизонт погребенной почвы.

Эти новые данные не согласуются с высказываниями А. Н. Мазаровича (1936) и Н. В. Кирсанова (1948, 1957) о переходе кинельских слоев вверх в акчагыльские. Превращение древней гидрографической сети в цепь озер и болот, а затем и затопление озерными водами обширных придолинных участков в кинельском веке можно себе представить только как следствие общего погружения Заволжья, так как акчагыльская трансгрессия вошла в эти озера без заметного изменения их уровня, неся с собой массу соленой воды и фауну, т. е. совершалась на уровне моря.

ВЕРХНИЙ ПЛИОЦЕН

Акчагыльский ярус

Почти все сведения об отложениях акчагыльского яруса Поволжья (на 1939 г.) обобщены в сводной работе В. П. Колесникова (1940). Он использовал как основные наблюдения А. Н. Мазаровича (1936) по Заволжью, Е. В. Милановского (1928, 1933 г.) по «Сызранской бухте», П. А. Православлева (1932) и А. А. Богданова (1933) по Нижнему Поволжью. Позже сведения по акчагыльским отложениям были собраны в работах А. В. Миртовой (1927, 1932, 1939, 1951), Н. В. Кирсанова (1948, 1957, 1959), А. В. Вострякова (1954 г., 1955, 1959 г., 1962, 1964), В. И. Курлаева, Н. Я. Жидовинова (1955 г.), С. А. Жутеева (1958, 1962) и А. И. Башлева (1963).

Новые материалы были получены В. А. Морозовым (1963), В. И. Курлаевым (1963 г.), А. И. Отрешко (1963 г.).

Акчагыльские отложения в пределах описываемой площади довольно широко развиты; они занимают огромную территорию Прикаспия, Саратовского Заволжья и значительную часть Казанского Поволжья (рис. 88). На дневную поверхность выходят сравнительно редко, главным образом в Куйбышевском Заволжье.

По А. Н. Мазаровичу (1936), они наблюдаются почти во всех балках, спускающихся к Самаре, в долинах Бузулука, Тока, Б. и М. Урана, на Котлуке, Съезжей, Кинеле и в среднем течении Кондурчи.

К северу от Куйбышева, в Казанском Заволжье, выходы акчагыла встречаются реже. Все они описаны А. В. Миртовой (1951). Всюду отложения акчагыла представлены главным образом толщей темных глин черного, серого, желто-зеленого и коричневого цвета (Мазарович, 1936). По данным А. И. Отрешко (1963 г.), породы акчагыльского яруса в районе Куйбышева и к северу от него представлены лагунно-морскими образованиями. В основании их залегает галечник местных пород. Выше по разрезу, в наиболее пониженных участках неогеновых долин и в неглубоких заливах, отмечаются тонко отмученные монтмориллонитовые (отбеливающие) глины, содержащие тонкие прослои и линзы песка.

В описанных отложениях к северу от с. Ново-Семейкино обнаружены: *Cardium* и *Avimactra* (*Cardium dombra* Andr., *C. novakovskii* Andr., *C. pseudoedule* Andr., *C. konchini* Andr., *C. vogti* Andr., *Avimactra subcaspia* Andr., *A. karabugasica* Andr., *A. venjukovi* Andr., *A. inostranzevi* Andr., *A. ossoskovi* Andr.).

Севернее Самарской Луки акчагыльская фауна встречается в желто-бурых суглинках, мало характерных для морских осадков, например в разрезе у Служилой Шенталы. Пользуясь сводкой неогена И. В. Кирсанова (1957), мы можем отметить, что в Татарии, как и в Куйбышев-

ском Заволжье, развиты две фации: лагунно-морская с фауной *Cardium* и *Mastra* и пресноводная, в которой при наличии единичных форм морских раковин преобладают пресноводные из родов *Dreissensia polymorpha* P all., *Bithynia tentaculata* L., *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicus* Müll., *Viviparus viviparus* Müll. и мелкие гастроподы рода *Cleissinia*.

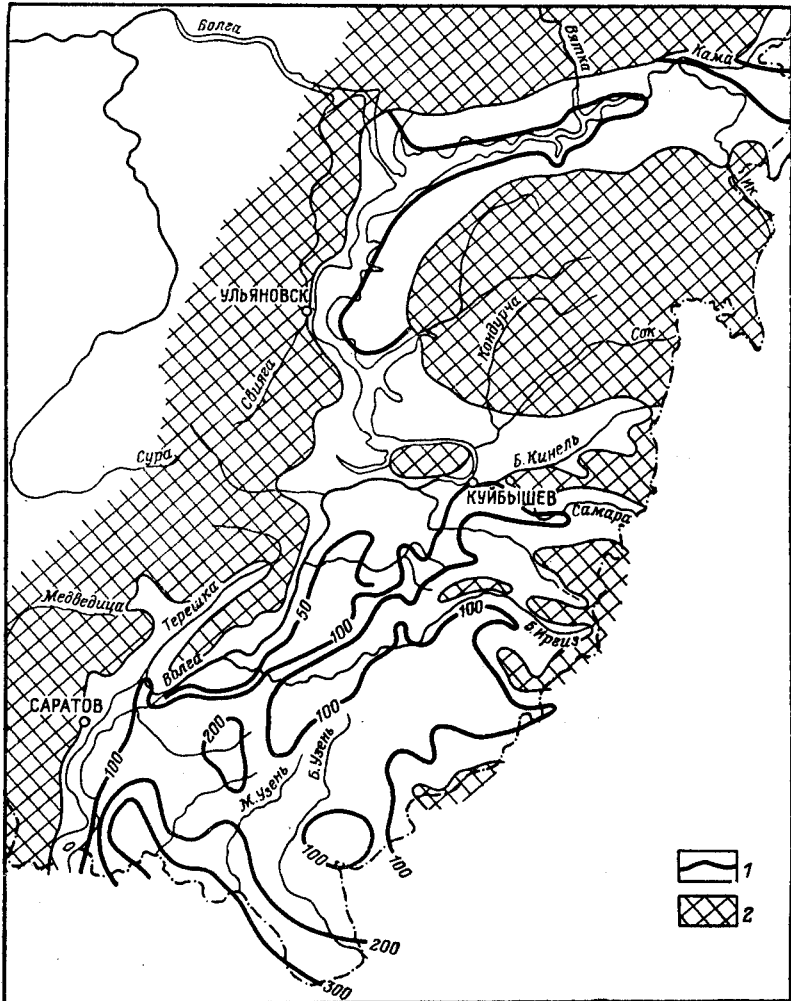


Рис. 88. Распространение ачкагыльского бассейна

1 — изопакеты мощностей ачкагыльских отложений; 2 — области отсутствия ачкагыльских отложений

Среди осадков ачкагыльского яруса имеются тонкопесчаные глины, известковистые желто-бурые, желто-коричневые и красновато-коричневые глины, иногда с тонкими прослойками желтоватых и зеленоватых мергелей. Менее распространены желто-бурые и желтовато-серые пески и песчаники известковистые, глинистые, слабо сцементированные, с включением гравия и гальки из кремневых и карбонатных пород. В общей массе ачкагыльских отложений глины составляют 70—75%, пески 15%, песчаники 8—10%, мергели и галечники редки.

А. В. Миртова и другие в морской фауне определили: *Cardium dombra* Andr., *C. pseudoedule* Andr., *Avimactra subcaspia* Andr., *A. ossoskovi* Andr., *A. carabugasica* Andr., *A. venjukovi* Andr. Раковины кардид обычно открыты, но не разобщены, что свидетельствует о погребении их в спокойном водоеме. Присутствует микрофауна: *Cassidulina crassa* Orb., *Cibicides lobatulus* Wal. et Jacob., *Discorbina* cf. *rosacea* Orb., *Nonionina* sp. и из остракод *Cytheridae* sp.

Распространенные в верховьях М. Черемшана черные жирные («тонкодисперсные») глины, выделяемые в последнее время казанскими геологами по представлениям одного из авторов (А. И. Москвитина), неправильно относятся к апшеронским отложениям.

В верховьях р. Кондурчи, по данным А. Н. Мазаровича (1936), «... намечается переход плиоцена из глинистой в песчаную фазию в западном направлении». Это обстоятельство отмечалось также Н. И. Николаевым (1935) и многими другими геологами. А. В. Кожевников (1956 г., 1961, 1962) считает этот период симптоматичным и объясняет отложением песков в западной части акчагыльского бассейна в полосе течений, обусловленных впадением большой реки ледникового питания.

К югу и юго-востоку от Самарской Луки (Мазарович, 1936) отложения акчагыла представлены главным образом глинами то жирными, то песчанистыми, черного, серого, желто-зеленого и коричневого цвета. Глины обычно мелкосланцеватые, иногда плитчатые, местами переходят в сильно глинистые горючие сланцы (Грачевка, Елховатка). У Старой Александровки они содержат сферосидериты, обычно же встречаются конкреции лимонита, масса мелких кристалликов гипса, выделения железистых окислов ярозита. В верхней части акчагыльских толщ наблюдаются глинистые желто-зеленоватые косослоистые пески, местами переслаивающиеся с ракушечниками.

Верхние горизонты имеют крайне непостоянный характер, местами вся толща акчагыла сложена глинами, местами глины встречаются только в нижней части. Смена фаций в акчагыле имеет крайне резкий характер, что зависит от высшей степени причудливой береговой линии: по направлению к ней глины расщепляются, в них вклиниваются песчаные прослои, которые постепенно утолщаются за счет уменьшения мощности глин, обогащаются гравием и гальками и, наконец, переходят в береговые конгломераты. Эта смена происходит на очень коротких расстояниях (до 0,5—1,0 км). Мощность отложений акчагыла обычно 15—20 м, редко больше. К береговой линии она быстро уменьшается, причем слои, составляющие толщу, ложатся на древние породы или на отложения нижнего плиоцена (кинельские, АМ) под углом 10—15°.

А. Н. Мазарович (1936) отмечал переслаивание акчагыльских глин с горючими сланцами, в которых ясно видна юрская фауна. Таким образом, имеется факт вторичного отложения целиком юрских сланцев на дне акчагыльского моря.

В районе Сызрани отложения представлены толщей черных глин (до 12—15 м) с *Cardium dombra* Andr., *C. cumuchicum* Andr., *C. novakovskiyi* Andr., *Mactra* sp., *Dreissensia* типа *Polymorpha* и *Valvata* sp. (определения А. П. Павлова, 1925 г.). Морская фауна встречается только в середине толщи, где смешана с пресноводной (*Dreissensia*, *Valvata*), а внизу и вверху толщи присутствуют только пресноводные формы.

Верхняя часть толщи темных глин, обнажающихся в оврагах Лепиловом и Студенецком, восточнее с. Ново-Рачейки, тонкослоистая за счет чередования темных глинистых прослоечек с более светлыми, содержа-

щими примесь тонкопесчаного материала и листочков слюды. По подсчетам Е. В. Милановского (1935), в среднем в слое породы в 1 см отмечается 15—20 пар прослоечек. Определяя мощность горизонта в 5—6 м, можно ориентировочно установить время его образования в 7 500—10 000 лет. На основании этого А. Н. Москвитин считает примерную продолжительность существования кинельских озер и акчагыльских трансгрессий в Среднем Поволжье около 250 000 лет. По подсчетам Н. В. Кирсанова (in litt.), время накопления осадков в акчагыле определено примерно в 200 000 лет.

Е. В. Милановский находил в акчагыльских породах семена с летучками, иглы хвойных (Лепиловый овраг) и отпечатки насекомых (жуков и мух), а также хорошо сохранившиеся остатки мелких рыб из рода *Sardinella*. П. А. Никитин (1933) из глин Студенецкого оврага выделил и определил таежную пыльцу пихты, ели и сосны (*Pinus silvestris*).

В Саратовском Заволжье и Прикаспийской низменности отложения акчагыла распространены очень широко и отличаются большой мощностью. На сыртовой равнине на дневную поверхность они выходят очень редко, но вскрываются там почти повсеместно под толщей (60—70 м) так называемых сыртовых суглинков и подсыртовых песков. Кровля их в верховье р. Самары находится на абсолютных высотах от 140 до 160 м, в бассейне р. Камелика отмечается на 80—100 м, а в верховьях рек Б. и М. Узень минус 20—40 м. К югу, в сторону Прикаспийской низменности, она опускается до минус 20 м, а в пределах северного Прикаспия до минус 50—70 м абсолютной высоты.

В. И. Курлаев и Н. Я. Жидовинов (1954 г.) в пределах Прикаспийской синеклизы расчленяют акчагыльские отложения на три подъяруса: нижний, средний и верхний.

Нижний подъярус содержит немногочисленные виды авимактр и потамид. В среднем подъярусе отмечаются кардиды, авимактры, клессионолы и др. В верхнем присутствуют только мелкие формы *Cardium pseudoedule* Andr., *Avimactra subcaspia* Andr.

А. В. Востряков (1963 г.) акчагыльские отложения в пределах Прикаспийской низменности и обширной территории Сыртового Заволжья подразделяет на три части (горизонты): нижний, средний, верхний и указывает на фациальные изменения отложений в северном направлении. Нижний горизонт в Саратовском Заволжье сложен преимущественно песками среднезернистыми, кварцевыми, содержащими прослойки глин. Количество и мощность прослоев увеличиваются с запада на восток и с севера на юг. В этих прослоях глина содержит морскую фауну. Мощность горизонта 50—70 м.

Средний горизонт представлен глинами и песками озерно-болотного происхождения, содержащими пресноводную и солоноватоводную фауну, растительный детрит. Глины преимущественно песчаные, комковатой структуры, содержат вивианит, включения дресвы и мелкие обломки местных палеогеновых и меловых пород, а также прослойки и линзы песка и гравия. В глинах присутствуют *Dreissensia polymorpha* Pall., *Corbicula fluminalis* Müll., *Planorbis* sp., *Anodonta* sp. Мощность горизонта 15—20 м.

Верхний горизонт состоит из тонкослоистых глин серой, темно-серой, зеленовато-серой окраски с характерной акчагыльской фауной. Мощность горизонта изменяется от 50 до 80 м.

Нижний горизонт акчагыльского яруса в Прикаспийской синеклизе представлен преимущественно глинами с морской фауной, которые в Саратовском Заволжье сменяются песками с мелкими раковинами кардид и авимактр, а севернее р. Б. Иргиза пески нижнего горизонта

акчагыла с морской фауной постепенно сменяются прибрежными и континентальными отложениями, которые характеризуются большой изменчивостью вещественного состава как в вертикальном разрезе, так и по площади распространения. Чаще всего они сложены глинами серого и коричневато-бурого цвета, сильно песчанистыми, содержащими многочисленные прослои и линзы песка и гравия; в глинах присутствует пресноводная фауна: *Planorbis* sp., *Valvata* sp., *Pissidium* sp., *Unio* sp., *Dreissensia polymorpha* P a 11.

Эти аллювиально-озерные образования заполняют там понижения древних речных долин, в результате чего мощность их непостоянна и изменяется от единиц до нескольких десятков метров. По долине Волги и ее притокам они распространяются далеко на север в Куйбышевском Заволжье, где впервые были описаны А. П. Павловым (1925), а затем А. Н. Мазаровичем (1927) и получили название кинельских. Эти отложения, по мнению последнего автора, представляют собой континентальную фацию нижнего морского горизонта акчагыла.

Описываемые отложения в Куйбышевском Заволжье покрываются серыми и зеленовато-серыми глинами, переслаивающимися с песками и алевролитами. В глинах встречается большое количество мелких раковин кардид и авимактр. Мощность глин не превышает 30—50 м. Они хорошо сопоставляются с верхним морским горизонтом акчагыльского яруса Саратовского Заволжья и Прикаспийской низменности. Средний горизонт Прикаспийской синеклизы аналогично нижнему также сложен глинами, содержащими богатый комплекс морской акчагыльской фауны. Мощность его свыше 100 м. На широте предсыртового уступа морские глины этого горизонта быстро уменьшаются в мощности и переходят в пресноводные озерные и болотные глины и прибрежные пески с прослоем щебня и гальки, севернее р. Б. Иргиза этот горизонт выклинивается и в Куйбышевском Заволжье в разрезах не встречается.

Такие изменения мощности и литологического состава пород А. В. Востряков связывает с резким прогибанием центральной части Прикаспийской синеклизы, обусловившим отток морских вод с периферических частей, и обмелением акчагыльского моря в Саратовском Заволжье. В Куйбышевском Заволжье в это время происходил размыв ранее накопившихся отложений. Во второй половине акчагыльского века прогибание земной коры распространилось от Прикаспийской синеклизы далеко на север, вследствие чего произошло накопление мощной толщи глин, образующих верхний горизонт акчагыльского яруса.

По данным А. В. Вострякова и А. И. Москвитина (1955), пресноводный горизонт акчагыльского яруса Нижнего Поволжья и Урала характеризуется пылью таежного комплекса, а в вышележащих морских осадках наблюдается резко выраженная ленточность — признаки ледникового климата. На тундрово-перигляциальные признаки указывают пыльцевые спектры и резко выраженная ленточность в вышележащих морских слоях, обнаруженная А. И. Москвитиным (1962) в акчагыле Балаковского Заволжья. Там же наблюдалось смятие осадков глубоко сидевшими в воде льдами.

Аналогичные смятия паковыми льдами отмечались им в песчаном пляже акчагыльского моря у с. Барсуково, в низовьях р. Белой, где также зафиксировано появление характерных мерзлотных текстур. Деятельностью паковых льдов А. И. Москвитин (1957) объясняет нахождение в акчагыльских отложениях целых пластов горючих сланцев, отмеченных А. Н. Мазаровичем еще в 1936 г.

На основании этих фактов и наличия моренных слоев в акчагыле Кабардинского хребта (Швецов, 1928 г.), а также таежных слоев (по пылице) верхнего плиоцена у Соликамска А. И. Москвитин (1957) счи-

тает возможным говорить об акчагыльском оледенении, как о первом великом оледенении Русской равнины, и вносит предложение о переносе нижней границы плейстоцена в акчагыл (под «таежный горизонт»).

В Сызранской бухте «таежный горизонт» совмещается, по его мнению, с морским акчагылом, а севернее Самарской Луки он опускается в верхнюю часть кинельских слоев. Отсюда делается вывод о соответствии значительной части кинельских отложений акчагыльскому ярусу — нижнему его горизонту в Нижнем Поволжье.

А. В. Востряков (1962) отмечает, что эпохи похолодания совпадают с накоплением осадков среднего пресноводного горизонта акчагыла и кинельских отложений. Однако, по его мнению, вопрос об оледенении в акчагыле в настоящее время не является решенным. Г. И. Горещкий (1964) по этому вопросу высказывается более определенно. Он указывает, что принятые А. И. Москвитиним мерзлотные смятия акчагыльских песков у с. Барсуково имеют мало общего с настоящими мерзлотными нарушениями, наблюдавшимися в отложениях плейстоцена, так как они обусловлены подводно-оползновыми смещениями слоев, которые Москвитин ошибочно принял за мерзлотные смятия. Е. В. Шанцер (1961) считает, что связь криотурбаций с вечной, а не сезонной мерзлотой еще не доказана.

С. А. Жутеев (1958, 1962), изучавший рассматриваемые отложения в пределах Нижнего и Среднего Поволжья, приходит к другому выводу. По его мнению, все ранее выделенные А. П. Павловым (1925), Е. В. Милановским (1935) и А. Н. Мазаровичем (1936) слои неогена, от мэотиса до апшеронского яруса включительно, представляют собой лишь фациальные разновидности осадков и того же времени, а именно среднего акчагыла. Последний подразделяется на три подъяруса: нижний, средний и верхний, в составе которых выделяются четыре свиты.

Нижний акчагыл (фурмановская свита) состоит главным образом из серых и черных глин мощностью до 100 м. Известны случаи залегания в основании толщи маломощных песчаников и песков. Внутри толщи глин встречаются прослой глинистого песка и песчаника. Глина содержит глинистых частиц (0,01 мм) 60—80%, алеврита (0,01—0,1 мм) от 10 до 45%, песка (0,1—0,25 мм) до 10% и (0,25—1,0 мм) до 3%. В глинах чаще всего отмечаются акчагыльские кардиумы и авимактры.

Средний акчагыл подразделяется на две свиты: нижнюю — пугачевскую и верхнюю — иргизскую. Пугачевская свита сложена преимущественно песками мощностью до 50—60 м. Иргизская свита представлена песчано-глинистыми отложениями, залегающими на абсолютных высотах от минус 50 до плюс 130 м. В отложениях преобладают морские фации; фации рек, озер, лиманов имеют подчиненное значение. Пачка чередования слоев морского и озерно-речного происхождения снизу и сверху ограничивается палеонтологически охарактеризованным морским акчагылом. Осадки домашкинской серии рассматриваются как прибрежные и связываются с береговой полосой иргизского моря.

Верхний акчагыл (отложения волго-уральской свиты) занимает водоразделы и склоны возвышений Общего Сырта и Бугульминско-Белебеевских высот.

Нижняя часть этой свиты сложена серыми песками и песчаниками, тонкими линзами ракушечника и желтыми глинами с валунами. В отдельных местах в песках появляются глинистые красноватые прослой. В верхней части отмечаются пески, которые перекрываются сырцовыми отложениями. Мощность свиты 35 м.

В пределах Куйбышевского Заволжья отложения волго-уральской свиты нередко ошибочно описывались геологами как аналоги подсыр-

того горизонта Саратовского Заволжья, тогда как эти осадки формировались в условиях крайнего обмеления акчагыльского моря.

Наблюдаются также озерные осадки. Они связываются А. И. Москвитиным с Болгарским бассейном. Указанные породы обнаружены к западу от долины р. Свияги А. П. Капустиным (1952 г.) по левобережью р. Карлы, у д. Ембулатово, в глубокой впадине (180—200 м) шириной до 20 км. Ложем впадины служили сложнодислоцированные породы мезозоя и татарского яруса.

В образцах из скважины у д. Ембулатово с глубины 145, 151 и 158 м Л. А. Скиба обнаружила значительное количество пыльцы «кинельского облика» с цугой, грабом и кипарисами среди преобладающей пыльцы хвойного леса.

Граница описываемых пород с четвертичными образованиями в этом месте проходит примерно на глубине 61 м. Здесь встречена фауна пресноводных *Dreissensia polymorpha* Pall. var. *sumbarica* K a l. акчагыльская по В. П. Колесникову (1950).

Рассмотрим общие тектонические условия в период формирования акчагыльских отложений. О наличии подвижек земной коры в Среднем Поволжье в это время можно судить по смещению прежнего русла Волги у Тетюшей, по дислокациям на р. Карле и по наклону акчагыльских осадков на Жигулевской флекуре до 15° (Москвитин, 1962).

В пределах Прикаспийской низменности происходило опускание. Вдоль ее северного борта отмечаются повышенные мощности акчагыльских отложений. А. И. Москвитин считает, что по левобережью р. Волги возникли Ровенский и Терсинский грабены. Однако это утверждение вызывает сомнения. В. А. Морозов (1963), изучавший левобережье р. Волги в районе возвышенностей Урас и Три Мара, грабена не обнаружил. Мощные накопления плиоценовых, кинельских и акчагыльских отложений приурочены здесь, как и в других районах, к погребенным доакчагыльским долинам, в направлении которых определяющую роль играли тектонические нарушения в виде флексур и сбросов и местных прогибов.

В частности, между Волгой и возвышенностями Урас и Три Мара существует не грабен, а сброс, который обусловил направление палео-Терсы до выполнения ее кинельскими образованиями. А. И. Москвитин определяет абсолютную отметку подошвы акчагыльских отложений по Балаковскому створу от 0 до плюс 10 м. По данным В. А. Морозова (1963), подошва их отмечается ниже уровня моря на 80 м. На этих глубинах была обнаружена не кинельская, а солоноватоводная акчагыльская фауна: *Avimactra subcaspia* A n d r., *Av. ossoscovi* (A n d r.).

В. А. Морозов (1964 г.) считает, что западнее современного русла р. Волги по линии с. Духовницкое — г. Балаково и к югу от последнего буровыми скважинами вскрывается не кинельская, как полагает А. И. Москвитин (1962), а акчагыльская погребенная долина. Кинельская Волга проходила восточнее Пугачева и западнее Ершова (рис. 88). В этом районе обнаружена, как указывалось выше, микрофауна, которая сопоставляется с фауной нижних горизонтов аналогичных отложений Камы, продуктивной толщей Азербайджана и красной толщей Туркмении. В пределах борта северной Прикаспийской синеклизы обнаружена пыльца миоценового времени.

Домашкинские слои. Под этим названием в настоящее время понимаются слои пресноводных осадков, залегающие выше морских акчагыльских отложений. Впервые они описаны в Самарском Заволжье С. С. Неуструевым (1911), а позже А. П. Павловым (1925). Последний на основании определения унионид в этих слоях верхнюю часть их отнес к апшерону, а остальная часть их помещалась в перерыв между

апшероном и акчагылом. Н. И. Николаев, изучавший эти осадки, указывает, что пестрая толща перемежающихся слоев желтовато-серой глины и желтых песчанистых суглинков, с тонкими песчаными прослоями (домашкинских отложений) переходит в нижней своей части совершенно постепенно в акчагыльские глины и образует как бы местные пресноводные фации акчагыла, находящиеся в сложных взаимоотношениях с морскими.

Подобные взгляды о стратиграфическом положении рассматриваемых отложений и взаимоотношениях их с акчагыльскими породами высказывал А. Н. Мазарович (1936).

Смена акчагыльских слоев домашкинскими связана, очевидно, с обмелением моря и возникновением на его месте мелководных озер, в которых шло отложение песчано-глинистого материала.

А. И. Москвитин (1958) полагает, что слои домашкинской свиты, перекрытые (по данным А. Н. Мазаровича) акчагыльскими морскими осадками, соответствуют пресноводному горизонту акчагыльского яруса, выделенному А. В. Востряковым (1953 г.) в Нижнем Поволжье.

В Нижнем Поволжье за аналог домашкинской свиты принимаются подсыртовые пески (Николаев, 1935; Васильев, 1961 г.). Однако полученные новые материалы показывают, что в отдельных местах эти пески залегают на фаунистически охарактеризованных морских апшеронских отложениях, которые отделяют их от акчагыльских образований. Поэтому вопрос об аналогах домашкинских отложений в Нижнем Поволжье в настоящее время не может считаться окончательно решенным.

Апшеронский ярус

В составе апшеронских отложений выделяются два различных генетических типа пород: морские и континентальные.

Морские отложения. Ранее (Востряков, 1955) распространение морских апшеронских отложений ограничивалось северным бортом Прикаспийской синеклизы и северная граница их проводилась вдоль предсыртового уступа, отделяющего территорию указанной низменности от Сыртовой равнины. Исследования последних лет, проводимые Средне-Волжским геологическим управлением в Саратовском Заволжье, позволили внести некоторое изменение в существующее представление.

В. П. Мурылев, В. В. Сухобокова (1961 г.), В. А. Седайкин (1964 г.) проследили апшеронские отложения по буровым скважинам за пределами указанных границ, т. е. в южной части Сыртовой равнины. Они вскрыты в районе г. Новоузенска, у пос. Красный Кут, к северо-западу от него у пос. Мухино, сел Усатово и Дьяковки. Описываемые отложения, по В. А. Седайкину, не имеют сплошного распространения и приурочены к древним эрозионным понижениям. Они представлены толщей переслаивающихся тонкослоистых слюдистых глин и тонкозернистых слабо ожелезненных песков. Мощность прослоев глин изменяется от нескольких миллиметров до 20—25 см, наиболее тонкие прослои отмечаются в верхней части, постепенно нарастая вниз. В этом же направлении меняется цвет пачки от желтовато-зеленовато-серого тона в верхней части до серого и темно-серого, очень сходного с окраской пород подстилающих их акчагыльских отложений внизу. Общая мощность описанных отложений изменяется от 4 м у г. Новоузенска до 30,5 м у с. Дьяковки. В этих глинах обнаружен комплекс остракод: *Lochoconcha babasanaica* (Liv.), *Caspiocypris rotulata* (Liv.), *Cytherissa bogatschovi* (Liv.), *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Caspiocypris candida* (Liv.), *Leptocythere multituberculata* Liv., *L. variabletuberculata*

Schw., *L. pirsagatica* Liv., *L. pravoslavlevi* Schw., *L. litica* Liv., *L. soljanica* Liv., *Candoniella platigena* Suz., *C. subellipsoida* (Schärap).

По мнению Г. И. Кармишиной, определявшей эту фауну, появление родов *Caspiolla*, *Cytherissa*, *Caspiocypris* и *Leptocythere* характерно для среднеапшеронского времени. Кроме того, среди указанных глин были встречены пелециподы: *Dreissena distincta* Andrus., *Monodacna* sp., *Apscheronia* ex gr. *raricostata* (Sjoeegrn), *Pseudocatillus* sp. indet. и др., которые по Н. Я. Жидовинову, подтверждают указанный возраст.

В Среднем Поволжье к северу от г. Куйбышева, по данным А. И. Отрешко (1963 г.), апшеронские отложения вскрыты буровыми скважинами по правобережью рек Кондурчи и Падовки, а также в районе сел Новый Буян и Гвоздевки. Они представлены песчано-галечными, алевроито-глинистыми и глинисто-углистыми образованиями. Глины обычно окрашены в красноватые, реже серые тона; пески серые, мелкозернистые, с галькой карбонатных пород. Мощность их колеблется от 40 до 60 м. Среди описанных пород обнаружена фауна: *Unio lenticulatus* S abba, *U. copernici* Teiss., *Sphaerium revicola* Leuch., *Pisidium amnicum* Müll., *Lytoglyphus naticoides* Ferguson, *Viviparus viviparus* Linne, *Valvata piscinalis* Müll., *Planorbis* sp.,

А. И. Москвитин считает, что характерных исключительно для нижнего апшерона форм в приведенном списке нет, поэтому возраст этих отложений остается невыясненным. По его мнению, он, вероятно, акчагыльский.

К северу от описываемого района в нижней части р. Камы и близ устья Вятки, по сведениям А. Н. Башлева (1963 г.), описываемые отложения встречаются в виде пятен, залегающих на верхнепермских и акчагыльских отложениях на отметках от 15—20 до 200 м абсолютной высоты. Представлены они песчано-глинистыми, песчано-алевролитовыми и гравийно-галечными образованиями озерного, аллювиального и пролювиального происхождения, мощность не превышает 50—60 м.

В. В. Богачев и Г. И. Попов в этих отложениях обнаружили следующие формы: *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. koleznikovi* nov. sp., *Unio lenticularis* S abba, *Bythinia tentaculata* Linne., *Valvata piscinalis* Müll., *Pisidium amnicum* Müll., *Vivipara vivipara* Müll.

В долине р. Камы, по данным Г. И. Горещкого (1964), апшеронские отложения представлены аллювиальными и озерно-аллювиальными образованиями. В составе апшеронского аллювия преобладают галечник, гравий с примесью тонкозернистого песка и супеси, желтовато-серого и серовато-коричневого цвета. Галечник (диаметром 4—5 см) состоит из хорошо окатанного кварца. Мощность аллювия 6,5 м.

Озерно-аллювиальные осадки представлены глинами и супесями коричневато-серой, коричневато-красной и буровато-коричневой окраски, с линзами и прослоями песков зеленовато-желтых и серых, разномызернистых с гравием и щебенкой известняка, мергеля и песчаника и обломками тонкостенной фауны. Мощность изменяется от 3 до 8 м. В описанных отложениях обнаружены следующие представители конхилиофауны: *Viviparus dresseli-hypertrophica* sp. nov. (B.), *V. lungershausenii* sp. nov. (B.), *V. elatior* sp. nov. (P.), *V. kagarliticus* Lung. (P.), *V. tiraspolitani* Pavl. (P.), *V. traspolitani* var. *subcrassa* Lung. (P.), *V. aff. pseudoartescicus* Lung. (P.), *V. diluvianus* Kunth. var. *subgracilis* Lung. (P.), *V. aff. goldfussiana* Wust. (P.), *Lytoglyphus acutus* Cob. (P.), *Sphaerium* aff. *nitidum* Cless. (P.), *Unio* sp. nov. (P.) cf., *Unio maslakovetzi* V. Bog.

Эти отложения покрываются аллювиальными и перигляциальными образованиями.

В Нижнем Поволжье над апшеронскими осадками залегают своеобразные отложения, называемые «подсыртовыми» песками. Подсыртовая толща представлена желтовато-серыми, мелко- и тонкозернистыми, то слоистыми, то неясно слоистыми песками и супесями с прослоями коричневатобурой и шоколадоподобной, а иногда синеватосерой глины. В отдельных местах, по-видимому, на участках новейших опусканий, пески или отсутствуют или замещены маломощной толщей, состоящей из тонкого чередования коричневатосерых и зеленоватобурых глин и охристо-желтых тонкозернистых слюдистых песков. Указанные пески характеризуются преобладанием в среднем 60—70% в своем гранулометрическом составе фракции размером 0,25—0,5 мм. Частицы размером меньше 0,1 мм составляют 60—97,5% породы, а частицы больше 0,01 мм составляют от единиц до 65% и имеют желтоватосерую окраску.

Вниз по разрезу описываемые пески постепенно переходят в подстилающие их морские среднеапшеронские отложения.

В верхней части подсыртовые пески содержат прослои красноватой или коричневатобурой глины. На участках новейших тектонических поднятий в кровле их развивались почвообразовательные процессы. Последние фиксируются по интенсивной карбонатности песков в виде известковистых стяжений или конкреций различной формы и размера. Мощность изменяется от 4 до 30 м.

Б. А. Можаровский (1927—1936 гг.), В. Г. Камышева-Елпатьевская (1936), А. Н. Москвитин (1958) относили их к акчагыльским отложениям, а А. Н. Розанов (1931) и Н. И. Николаев (1935) — помещали в апшеронский ярус. Все исследователи полагали, что подсыртовые пески залегают с размывом на фаунистически охарактеризованных акчагыльских отложениях. В последнее время А. В. Востряков, А. А. Корженевский, В. А. Морозов и В. А. Седайкин (1964) на основании новых материалов пришли к выводу, что описываемые образования залегают на акчагыльских породах несовместно. В отдельных участках они связаны постепенным переходом с фаунистически охарактеризованными апшеронскими отложениями, выполняющими древние понижения. В них обнаружены остракоды *Caspiolla acronasuta* (Liv.), *Leptocythere arevena* Liv., *L. propinqua* Liv., *L. aff. pravoslavlewii* Schw. На основании этого они должны рассматриваться как солонатоводные отложения среднеапшеронского времени.

Континентальные сыртовые отложения. Сыртовые глины аналогично вышеописанным акчагыльским отложениям распространены преимущественно по левобережью р. Волги к северу от Прикаспийской низменности. На правобережье Волги они отмечаются по долине р. Сызрана и к северо-востоку от нее.

Проблема возраста и происхождения «сыртовых глин» была выдвинута еще при почвенных исследованиях С. С. Неуструева и А. И. Бессонова (1909).

История изучения и состояние проблемы сыртовых глин Поволжья приведены в работах Н. И. Николаева и И. П. Герасимова, а позднее А. В. Вострякова, А. А. Корженевского, В. А. Морозова, В. А. Седайкина (1964). Название этой толще глин «сыртовая» (раньше они назывались просто «бурными») дал Н. М. Сибирцев. В литературу оно введено С. С. Неуструевым, который считал, что этот термин «кратко выражает область распространения этой породы» С. С. Неуструев выделял разновидности сыртовых глин в западной части Сыртовой равнины — «опесчаненные сырты», в образовании которых принимала

участие река. Основная масса сыртовых глин отлагалась, по его мнению, в озерах, связанных с разливами той же реки. Отнесение к сыртовым толщам так называемых «опесчаненных сыртов» было опротестовано И. П. Герасимовым, а позднее В. А. Морозовым (1963) и А. В. Востряковым, А. А. Корженевским, В. А. Морозовым, В. А. Седайкиным (1964). В последней работе на основании данных бурения подтверждено прислонение самой «высокой» надпойменной песчано-глинистой террасы р. Волги (высотой 70—85 м, шириной в несколько десятков километров) к толще типично желто-бурых «сыртовых глин».

С. С. Неуструев делил сыртовую толщу на две части: нижнюю — слоистую, песчано-глинистую, по мнению А. И. Москвитина, справедливо сопоставляемую Н. И. Николаевым (1935) с домашкинской свитой, и верхнюю — сложенную «бурыми степными глинами». Связав происхождение «опесчаненных сыртов» со стоком Волги в моменты максимального таяния Европейского ледника, С. С. Неуструев тем самым связал и образование всей толщи сыртовых глин с флювиогляциальными осадками. Такое мнение поддерживалось Ф. П. Саваренским (1927), А. Н. Мазаровичем (1927), А. Н. Розановым (1931) и др. Позже отдельные возражения сводились только к уточнению названия. Так, по А. П. Розанову, это не флювиогляциальные, а «типичные экстрагляциальные осадки континентального типа стоячих бассейнов с пресной, а иногда и с соленой или солоноватой водой, сменявших друг друга в хронологической последовательности, временами совершенно усыхавших и замещавшихся сушей, с развитием степной флоры и фауны». Время: миндель, миндель-рисс и рисс.

Ф. П. Саваренский различал в сыртовых отложениях три горизонта: верхний — светлые желто-бурые глины мощностью на водоразделах до 30 м, средний — бурые глины различных оттенков (сероватые, желтоватые, коричнево-бурые) мощностью до 20—25 м и нижний — красно-бурые глины, переходящие внизу иногда в пестрые и зеленовато-серые глины мощностью до 10—15 м. Нижнюю часть глин он относил к гюнц-минделю и миндель-риссу, среднюю — к риссу и верхнюю — к вюрму.

Н. И. Николаев (1935), основываясь главным образом на работах Ф. П. Саваренского, считал, что нижнюю красно-бурую часть сыртовых глин по отсутствию под ними следов континентального перерыва и горизонтальности контакта (со слабым плавным погружением его к югу) с нижележащими домашкинскими (апшеронскими, по его мнению) осадками следует относить к верхнему плиоцену, считая их верхнеапшеронскими, связанными с фазой затухания бассейна. Верхнюю часть сыртовых глин Н. И. Николаев считал возможным сопоставить с эолово-делювиальными осадками разного времени (миндель, рисс, вюрм).

На основании изучения большого количества кернового материала И. П. Герасимов (1935) делил сыртовую толщу на две части: нижнюю (красно-бурую, отождествленную им с верхнебакинским — астраханским горизонтом) он считал озерно-лиманскими осадками, имеющими «отчасти плиоценовый возраст», и верхнюю (желто-бурую часть сыртовых глин), которую он рассматривал как лёсс и относил его к «аридному циклу литогенезиса», протекавшему в промежутке от чаудинско-бакинского до хвалынского времени. Он полагал, что эти глины отложились тихими, подпиравшимися хазарской трансгрессией, потоками флювиогляциальных вод, уже оставивших главную часть влекомого ими ледникового материала перед подпрудой «Самарских ворот».

А. И. Москвитин (1958, 1962) считает, что такое стратиграфическое подразделение сыртовых глин на две толщи, а также время их образования неприемлемы, поскольку эти глины представляют собой одну непрерывную серию осадков.

Сыртовые глины Балаковского створа представлены преимущественно желто-бурыми и коричнево-бурыми крепко ссыхающимися известковистыми глинами и суглинками. Красно-бурые разности встречаются значительно реже и в районе г. Балакова приурочены к слоистым «каспийским» глинам, лежащим глубже, вероятно, в морской (лиманной) акчагыльской толще. Мощность сыртовых глин в Заволжье достигает 50—60 м.

В толще глин встречаются темные гумусовые горизонты, напоминающие погребенные почвы, но более мощные (до 3 м) и расплывчатые, лишенные обычных структурных признаков почв (крупчатости, кротовин, псевдомицелин). На основании находок в этом горизонте скелета *Elasmotherium* (Теряев, 1948), а также учитывая присутствие среди очень редкой пыльцы в сыртовых глинах многочисленной пыльцы рогоза (*Thypha*) А. И. Москвитин полагает, что вся толща глин отлагалась водным путем в заливах по берегам угасавшего акчагыльского бассейна.

Многочисленные попытки выделить пыльцу из образцов сыртовых глин Среднего Поволжья, собранных рядом исследователей, не увенчались успехом. Не обнаружено пыльцы и в сыртовых глинах Нижнего Поволжья Балаковского створа. Южнее, за пределами площади, по описаниям М. Н. Грищенко (1952), И. М. Покровской и А. И. Животовской удавалось выделить пыльцу из темных прослоев этих глин. В спорово-пыльцевых спектрах господствует (до 80% и более всей пыльцы) травянистая растительность с участием типичных представителей южностепной флоры (*Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Plumbaginaceae*) и др. По этим данным можно допустить, резюмирует М. Н. Грищенко, что уже в акчагыле на юге Русской платформы сложился южностепной ландшафт страны. Засолоненная красноцветная толща, венчающая эти отложения, отвечает таким условиям формирования ее в акчагыле. Едва ли правильно рассматривать эти ландшафты как южностепные. Более достоверно, по-видимому, представление о своеобразных северостепных, почти пустынных, но холодных ландшафтах времени отложения сыртовых глин Поволжья.

Суммируя результаты 11 спорово-пыльцевых анализов, выполненных А. А. Чигуряевой для И. И. Малышева (1954), в глинах южного склона Общего Сырта встречена пыльца: ели (*Picea*)—1 п. з., сосны (*Pinus silvestris*)—5 п. з., травянистых—136 п. з. (94%), сложноцветных (*Compositae*)—71 п. з., лебедовых (*Chenopodiaceae*)—25 п. з., полыни (*Artemisia*)—26 п. з., зонтичных (*Umbelliferae*)—2 п. з., гвоздичных (*Caryophyllaceae*)—5 п. з., рогоз (*Thypha*)—9 п. з., спор—4; папоротника (*Polypodiaceae*)—3. В двух образцах обнаружены иглы губок.

Для более восточных мест того же южного склона Общего Сырта А. А. Чигуряевой (по материалам А. В. Вострякова и Н. В. Мизинова) в средней коричнево-бурой толще сыртовых глин найдена пыльца: сосны обыкновенной (*Pinus silvestris*)—6 п. з., ели (*Picea*)—1 п. з., лебедовых (*Chenopodiaceae*)—30 п. з., гвоздичных (*Caryophyllaceae*)—1 п. з., полыни (*Artemisia*)—27 п. з., сложноцветных (*Compositae*)—71 п. з. и рогоз (*Thypha*)—10 п. з. В большей части образцов, особенно в красно-бурых глинах из нижнего горизонта, ни спор, ни пыльцы не обнаружено.

На столь обширной территории, как Поволжье, весьма вероятно присутствие глин сыртового типа и иного (не акчагыльского) возраста и происхождения. По данным Г. Н. Родзянко (1947 г., 1961 г.), Г. И. Попова (1947, 1948 гг.) и других, следует различать красно-бурые глины, типа скифских, разного возраста—11 эпох «от миоцена до

четвертичного периода» (Подгородниченко, 1959). В последнее время высказано мнение о том, что «красно-бурые скифские» глины образуют слившиеся между собой развитые красноземы саванного типа, эоплейстоценового и даже среднечетвертичного возраста (Москвитин, 1963).

Ю. М. Васильев (1960 г., 1962) приходит к иному выводу о возрасте рассматриваемых отложений: перечисленные горизонты сыртовых суглинков и глин накапливались в течение четвертичного времени от хвалынского до бакинского включительно. Выделенный им нижний четвертичный горизонт синхронизируется с бакинскими отложениями, третий — с нижнехазарскими, второй — с верхнехазарскими (ательскими) и первый верхний — с нижнехвалынскими отложениями речных долин и Прикаспийской низменности.

Все перечисленные горизонты, по его мнению, отделены друг от друга погребенными почвами, которым он придает стратиграфическое значение. При этом автор указывает, что верхний горизонт сыртовой толщи опесчанивается в сторону р. Волги. В связи с геологическим картированием, проводимым Средне-Волжским геологическим управлением в Саратовском Заволжье, получены новые материалы.

В. А. Морозов (1963) указывает, что к толще сыртовых глин прилегают отложения самой высокой V надпойменной террасы р. Волги. Эта терраса находится выше фаунистически охарактеризованных отложений хазарской террасы. В отложениях этой террасы, как увидим ниже, обнаружена пресноводная фауна, которая в сыртовых отложениях на данных участках отсутствует. Наряду с этим указанный автор подчеркивает, что сыртовая равнина расчленена глубокими и очень широкими (до 10—15 км) речными долинами Б. Иргиза, М. Иргиза и других рек, которые за четвертичный период не могли выработаться. В этих долинах, как и в долине р. Волги, отмечаются хвалынские и хазарские террасы, аналогично самой высокой (бакинской) они прилегают к сыртовым глинам.

Группа геологов (Востряков, Корженевский, Морозов, Седайкин, 1964), изучавших материалы большого количества буровых скважин, указывает на ряд ошибочных заключений Ю. М. Васильева. Они утверждают, что никакого опесчанивания ни одного из сыртовых горизонтов в сторону р. Волги не происходит и нет никаких оснований для выделения особой песчаной фации и пяти выдержанных горизонтов погребенных почв, которым Ю. М. Васильев придает стратиграфическое значение. По их мнению, выдержанные отметки и повсеместное распространение имеет лишь горизонт погребенной почвы, залегающий в кровле коричнево-бурых глин. Авторы отмечают, что сырты не содержат никаких признаков ледникового происхождения. Процесс их образования происходил в мелководных водоемах типа лиманов. Сходство минерального состава подсыртовых песков и сыртовых глин можно объяснить привнесом терригенного материала при их формировании из одних и тех же областей, и это является одним из доказательств принадлежности подсыртовых песков и сыртовых глин к образованиям близкого геологического времени, т. е. апшерону.

А. И. Москвитин (1962) полагает, что однородность литологического состава апшеронских и сыртовых отложений можно объяснить переотложением материала сыртовых акчагыльских глин в апшеронском море.

На правобережье р. Волги сыртовые отложения отмечаются в долине р. Сызрани, в междуречье Сызрани и Усы. Впервые они описаны Е. В. Милановским (1928, 1935); В. А. Морозов (1959 г.) в их разрезе в некоторых местах выделяет все горизонты сыртов (от красно-бурого

до желто-бурого включительно), описанных Ф. П. Саваренским в Саратовском Заволжье, однако мощность их здесь значительно меньше и не превышает 24 м.

ОТЛОЖЕНИЯ, УСЛОВНО ОТНОСИМЫЕ К ПЛИОЦЕНУ

Кроме установленных плиоценовых отложений, в ряде пунктов Среднего и Нижнего Поволжья обнажаются и вскрываются буровыми скважинами комплексы пород, возраст которых в настоящее время не доказан и определяется разными исследователями от кинельских до четвертичных включительно. В связи с тем, что палеофаунистические и палинологические находки в них редки и единичны и вызывают сомнения в залегании их *in situ*, сопоставление их с установленными плиоценовыми отложениями затруднительно. Поэтому большинство исследователей при определении возраста исходят из геоморфологического положения этих отложений в современном и древнем (нередко погребенном) рельефе.

Так, распространение описываемых отложений по правобережью р. Волги в основном связывается с положением западного берега акчагыльского моря или древних долин, где они вскрываются буровыми скважинами под четвертичными образованиями. К таким отложениям относятся галечник и пески у г. Саратова, у сел Черный Затон, Ундоры, г. Тетюши и др. Эти образования залегают высоко над уровнем р. Волги (160—180 м абс. высоты). В районе г. Саратова многие исследователи относят эти отложения к прибрежным акчагыльским осадкам. А. И. Москвитин (1962) рассматривает их как аллювий древней гидрографической сети, возраст его он не указывает, А. И. Кукуев (1951 г.) относит их к ледниковым образованиям и связывает с максимальным оледенением севера территории.

У с. Черный Затон в галечном прослое в предполагаемых плиоценовых отложениях под суглинистыми образованиями найдены кости быка (*Bos bison priscus* В о j.), относящиеся к среднему плейстоцену. Аналогичный факт отмечен и у с. Урюм. К югу от г. Тетюши в предполагаемых доакчагыльских (?) галечниках найдены остатки (зуб) *Elephas cf. meridionalis* Nesti.

Однако относить всю толщу указанных пород к четвертичным образованиям также нет оснований, так как в отдельных пунктах (например, у г. Тетюши) в обнажающихся черных глинах, выполняющих древнюю долину обезглавленной Волгой речки, по данным А. И. Москвитина, найдена пыльца нижнекинельского состава с цугой и кипарисовыми. Под глинами в подошве древнего вреза здесь, как и в притоке этой долины, обнаружен галечник из местных пород юры и уральских пород (светло-серые кварциты, темные порфиристого состава изверженные породы, метаморфические сланцы, кварцы). По мнению А. И. Москвитина, последние могли быть принесены из верховьев этих речек с современного левобережья р. Волги из Базарно-Матаковского района. Подобные гальки встречаются там в триасовых отложениях, покрывающих водораздел Волги и М. Черемшана. Доакчагыльский возраст долин в Тетюшах устанавливается по составу пыльцы, заключенной в глинах, выполняющих эти долины, а также по наличию ее в Заволжье вдоль р. М. Черемшана.

В последнее время врезы этого же кинельского (?) возраста обнаружены по Волге у г. Чебоксары и севернее г. Горького по р. Керженцу.

Положение древнего вреза ниже по течению точно не установлено, но отмечается в некоторых местах под поймой и IV рисской террасой. Очевидно, этот врез распространяется далеко севернее р. Волги и про-

ходит по линии Отары-Липшинской ложбины. Под долиной р. Волги, по р. Чугунке, у пос. Надеждино, бурением вскрыты серые плиоценовые глины. Внизу (на глубине 43 м) отмечается большое количество обуглившихся остатков растений, которые подстилаются галечниками из местных известковистых пород и налегают на мергели татарского яруса.

В среднем и верхнем плейстоцене р. Волга сильно сместила свою долину вправо. А. И. Москвитин (1958) объясняет это подмывом правого берега р. Волги и частичным изменением гидрографии и вводом некоторых притоков. Таковы сквозные долины р. пра-Сундовика у г. Лысково Горьковской области и р. пра-Сызрани у г. Сызрани. Река Сундовик в плиоцене и нижнем плейстоцене протекала по хорошо оформленной долине от г. Лысково прямо на восток и впадала в низовье р. Суры. Река пра-Сызрань с притоками Крымзой, Курбой и Кашпировкой стекала раньше к северо-востоку в долину р. Усы (рис. 89), где намывала пески Муранского бора. Эти пески дали А. Н. Мазаровичу (1932 г.) и Е. Н. Пермякову (1935) повод для предположения стока Волги к западу от Жигулей в «рисское время». Во время разработки гравия в долине Усинского оврага, расположенного к северо-востоку от г. Сызрани, обнаружено древнее русло р. Кубры, имевшей направление с юго-запада на северо-восток.

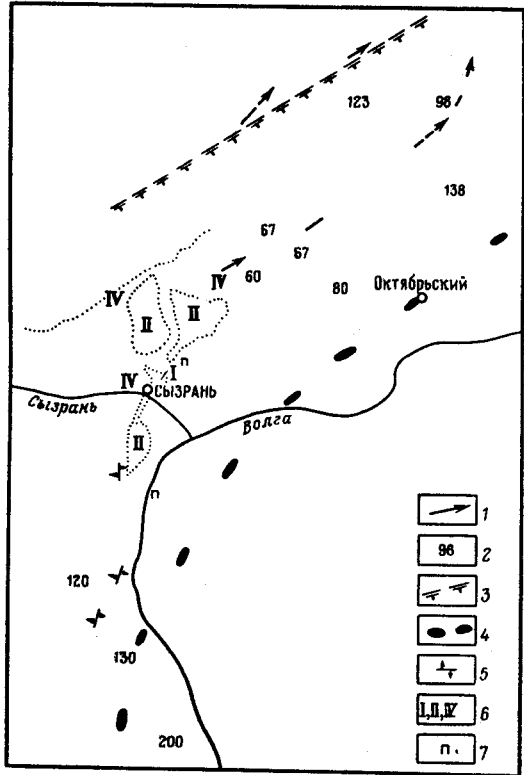


Рис. 89. Современная гидрография у г. Сызрани

1 — направление прежнего мезоплейстоценового стока рек палео-Крымзы и палео-Сызрани; 2 — отметки; 3 — ось флексуры; 4 — положение древнего водораздела; 5 — ось Кашпировкой антиклинали; 6 — древние аллювиальные террасы; 7 — пойма

На юге Горьковской области, в междуречье Теши и Серези (абс. высота 160 м), под мореной максимального оледенения и подстилающими ее флювиогляциальными песками, выполняющими древние понижения, в обнажениях и в разрезах скважин залегает толща озерных глин, иногда с торфом, общей мощностью от 18 до 28 м. В скважине, расположенной в 5 км от с. Венец, В. И. Игнатьевым было обнаружено два прослоя торфа на глубине 22,3 и 27,35 м мощностью от 0,5 до 0,8 м. Анализы пыльцы из верхнего прослоя торфа были сделаны Тузовой. В этом прослое обнаружены: *Picea* (ель)—1 п. з., *Abies* (пихта)—1 п. з., *Pinus* подрод *Diploxylon* (сосна)—3 п. з., *Sphagnum* (мхи)—2 споры, *Carex* (осоки)—5 п. з., корешки осок.

Из серой глины с глубины 22,3 м выделены: *Picea* — 5 п. з., *Pinus* подрод *Diploxylon* — 6 п. з., *Abies* — 2 п. з., *Salix* (ива)—4 п. з., *Corylus* (орешник)—1 п. з., *Quercus* (дуб)—4 п. з., *Alnus* (ольха)—4 п. з., *Carex* (осока)—2 п. з.

В темно-серой глине на глубине 25 м найдены: береза — 1 п. *Pinus* sp. *subgen.*, *Pinus* подрод *Diploxylon*. А. И. Москвитин полагает, что эти глины можно отнести к плиоценовым озерным образованиям. Накопление их он связывает с подпором р. Волги во время акчагыльской трансгрессии или с кинельскими озерами. В. И. Игнатъев и Г. И. Блом относят их к нижнечетвертичным образованиям.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ (АНТРОПОГЕНОВАЯ) СИСТЕМА

Проблема стратиграфического расчленения четвертичных отложений довольно сложна и во многом еще далека от окончательного решения. Более или менее однозначно решается вопрос о количестве и времени морских трансгрессий Каспия. Однако корреляция их с континентальными отложениями, с оледенениями и межледниковьями разными исследователями решается различно, а часто и противоречиво. Этому в значительной степени способствует отсутствие единого мнения о количестве самостоятельных оледенений и стадий, межледниковий и межстадиалов.

Стратиграфическое положение нижней границы четвертичной системы в последние годы является предметом дискуссии. Ряд исследователей, как было указано в разделе «Неогеновая система», проводят ее под верхним плиоценом. Однако в постановлении Межведомственного стратиграфического комитета отмечена целесообразность оставления ее на прежнем уровне, т. е. между апшеронскими и бакинскими отложениями.

Позднее, при рассмотрении вопроса о подразделениях единой шкалы четвертичной системы Межведомственный стратиграфический комитет принял решение о выделении в ней четырех основных стратиграфических подразделений и признал необходимым употреблять их названия без каких-либо классификационных терминов (отдел, ярус и т. д.). Эти подразделения следующие: нижнечетвертичные отложения (нижний плейстоцен), среднечетвертичные отложения (средний плейстоцен), верхнечетвертичные отложения (верхний плейстоцен) и современные отложения (голоцен). В каждом из них выделяются надгоризонты и горизонты.

Следует подчеркнуть, что указанное подразделение некоторыми геологами не принимается, в частности А. И. Москвитин, материалы которого используются в данном очерке¹. Он категорически возражает как против перемещения окского оледенения в самый верх нижнечетвертичных отложений (Q_1), так и против возможности выделения в Поволжье трех подразделений плейстоцена. По его мнению, здесь имеются только средний и верхний плейстоцен, нижний же представлен «апшеронским и акчагыльским ярусами плиоцена».

На состоявшемся в апреле 1964 г. совещании при Межведомственном стратиграфическом комитете была принята унифицированная региональная стратиграфическая схема четвертичных отложений Европейской части СССР («Решение Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР», 1964), а также корреляционная региональная стратиграфическая схема. В рамках этих схем и будет излагаться стратиграфия четвертичных отложений рассматриваемого региона. Однако прежде чем перейти непосредственно к изложению стратиграфии, необходимо сделать несколько общих замечаний.

¹ При составлении данного раздела широко использованы материалы А. И. Москвитина, которым в 1958 г. был написан первый вариант этой статьи.

В течение четвертичного времени различные части рассматриваемой территории находились в различных климатических условиях и подвергались воздействию разнообразных физико-географических процессов. Северная часть ее неоднократно подвергалась оледенениям, а южная — воздействию трансгрессий Каспийского моря. Эти различные условия наложили свой отпечаток на характер четвертичного покрова территории.

В северо-западной части ее широко развиты ледниковые и водно-ледниковые образования, в средней — аллювиальные и эолово-делювиальные, а в самой южной — морские лиманные отложения, которые языками вклиниваются по долине р. Волги. Такая пространственная дифференциация процессов позволяет выделить в рассматриваемой области две крупные зоны — внеледниковую и ледниковую. Рассмотрим их строение.

ОТЛОЖЕНИЯ ВНЕЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

Отложения внеледниковой области занимают огромную площадь левобережья р. Волги и значительную часть Приволжской возвышенности. Северная ее граница проводится нами по южной границе распространения максимального оледенения Русской равнины: по долине р. Медведицы вдоль ее левого берега, от южной границы Саратовской области на север до г. Петровска, далее через города Пензу, Саранск, Ардатов, Ядрин она переходит на левобережье р. Волги, к устью р. Ветлуги, затем вдоль р. Рутки на ст. Свеча, откуда поворачивает на восток через Котельнич, Киров и вдоль правого склона р. Чепцы уходит на г. Глазов, восточнее него пересекает долину р. Чепцы и далее на восток уходит за границу описываемой территории.

Четвертичные отложения внеледниковой области изучались: Н. А. Головкинским (1865, 1869), Ф. Ф. Розеном (1874, 1879), М. М. Жуковым, Е. В. Милановским (1928—1936 гг.), Б. А. Можаровским (1929), Г. Ф. Мирчинком (1933), Е. Н. Шукиной (1933), И. П. Герасимовым (1935), А. Н. Мазаровичем (1935), Н. И. Николаевым (1935, 1953), Е. Н. Пермяковым (1935), Е. В. Шанцером (1935, 1951), А. Г. Доскач (1947 г.), Л. Д. Шорыгиной (1948), В. А. Поляниным (1950), А. Е. Гостевым (1950 г.), М. Н. Грищенко и А. И. Коптевым (1955 г.), М. Г. Кипиани и А. Д. Колбутовым (1957 г.), Г. В. Обедиентовой (1957 г.), П. И. Рябковым (1957 г.), П. В. Федоровым (1957), А. В. Кожевниковым (1959), П. В. Федоровым и Ю. М. Васильевым (1960, 1961 гг.), А. И. Москвитиным (1954, 1958, 1962), В. А. Морозовым (1953, 1955, 1960, 1963), Г. И. Горецким (1956, 1958 г., 1964 г.), Е. И. Тихвинской (1957 г.), Ю. А. Лаврушиным (1959, 1964) и другими исследователями.

Изучение рассматриваемых отложений проводилось одновременно с изучением рельефа и главным образом террас р. Волги и ее притоков.

История изучения четвертичных отложений неоднократно детально описывалась многими исследователями, поэтому здесь отметим кратко только историю изучения террас р. Волги, которые имеют наибольшее значение для стратиграфии четвертичных отложений внеледниковой зоны.

В начале 30-х годов Г. Ф. Мирчинк, Н. П. Пермяков и Е. В. Милановский выделили три надпойменные террасы, сопоставляя их с оледенениями альпийской схемы. I надпойменная терраса относилась к вюрму, II — к риссу, III — к минделю. Позднее эти террасы увязывались с каспийскими трансгрессиями. А. М. Мазарович называл I над-

пойменную террасу хвалынской, II — хазарской и III — бакинской. Позднее Е. Н. Пермяков (1935) и Н. И. Николаев (1935) выделили «промежуточную террасу» между пойменной и вюрмской террасами, которую назвали неовюрмской. После исследований М. М. Жукова (1936 г.) ее стали называть сарпинской.

В 1953 г. Н. И. Николаев внес некоторые изменения в прежние представления. Бакинские отложения он сопоставил с двумя древними оледенениями эоплейстоцена, нижний хазар — с лихвинским межледниковьем, а верхний хазар — с двумя оледенениями (днепровским и московским) мезоплейстоцена и разделяющим их одинцовским межледниковьем. С микулинским межледниковьем сопоставлены нижнехвалыньские слои вместе с горизонтом шоколадных глин. Верхнехвалыньские слои отнесены к молого-шекснинскому и осташковскому векам, новокаспийские слои — к голоцену.

При детальных исследованиях в Среднем Поволжье А. И. Москвитин (1951 г.), а за ним и все геологи Гидрогеологической экспедиции МГУ, Гидропроекта и Гидрогеологического треста в отличие от Н. И. Николаева выделили пять надпойменных террас, которые коррелировались с ледниковыми событиями Русской равнины:

I надпойменная (сарпинская) — с позднехвалыньской трансгрессией и осташковским оледенением;

II надпойменная (хвалыньская) — с раннехвалыньской трансгрессией и калининским оледенением;

III надпойменная (белоярская) схемы авторов — с верхнехазарской трансгрессией и московским оледенением;

IV надпойменная (красноярская) — III по схеме Н. И. Николаева — подразделялась на два яруса: верхний сопоставлялся с нижнехазарскими отложениями и днепровым оледенением, а нижний — с бакинским и осадками Прикаспийской низменности;

V надпойменная — с апшеронскими отложениями и окским оледенением.

Позже, при исследовании Нижнего Поволжья, А. И. Москвитин (1962) отказался от признания чисто аллювиальной природы выделенной им V надпойменной террасы. Древний аллювий в ней, по его мнению, глубоко погребен под более поздними морскими ачкагыльскими осадками. В 1953 г. геологи (Е. А. Соболева, В. В. Шагаров, Е. И. Соколова и В. А. Морозов), изучившие строение склонов р. Волги в пределах Волгоградского водохранилища, выделили две надпойменные хвалыньские террасы, две хазарские и одну бакинскую.

П. В. Федоров (1953), М. П. Брицина (1954 г.), В. А. Морозов (1955), Ю. М. Васильев (1960 г.), развивая воззрения В. А. Ковды и Н. К. Лебедева (1933 г.), отмечают, кроме I надпойменной террасы, наличие двух уровней хвалыньской террасы: низкого и высокого, связанных с колебаниями Каспийского моря. При этом В. А. Морозов подчеркивает, что накопление шоколадных глин происходило не в максимальной трансгрессию, достигавшую 48—50 м абс. высоты, а в более позднюю ингрессивную фазу стояния Каспийского моря. По его мнению, шоколадные глины замещаются супесью и песками того же возраста только в пределах одной II надпойменной террасы. Ю. М. Васильев (1960 г.) распространение хвалыньской трансгрессии допускает гораздо шире: осадками ее покрывалась и IV надпойменная терраса. А. Д. Колбутов (1955 г.) этот вопрос развил еще дальше. Он указывает, что хвалыньская трансгрессия заняла не только Волжскую долину, но и прилегающее к ней плато, распространившись на всю Прикаспийскую низменность с абсолютными высотами до 100 м и более. К сожалению,

этот не подтвержденный фактическим материалом вывод нашел отражение и в сводке С. Я. Яковлева (1956).

А. И. Москвитин (1962) и Ю. А. Лаврушин (1964) указывают на ошибочность доводов этих исследователей и подчеркивают, что никакого замещения отложений II надпойменной террасы осадками IV террасы р. Волги не происходило и хвалыньские шоколадные глины прислоняются к красноярской террасе. Наряду с этим Ю. А. Лаврушин (1959—1964 гг.) указывает, что выделенные А. И. Москвитиным в Среднем Поволжье II надпойменная (белоярская) и IV надпойменная (красноярская) террасы сложены одними породами. III надпойменная терраса образовалась за счет размыва IV террасы.

А. И. Москвитин (1962) признал правильность выводов Ю. А. Лаврушина, но не для всей долины, а только для части ее, расположенной к северу от Жигулевской излучины. Южнее, по его мнению, аллювий III надпойменной террасы развит довольно полно. Образование его связывается с позднехазарской трансгрессией Каспийского моря. В Нижнем Поволжье оно распространялось по долине р. Волги до устья р. Б. Иргиза.

А. В. Кожевников (1959) в долине р. Волги выделил пять надпойменных террас. Образование V он относит к нижнему плейстоцену, IV и III — к среднему, а II и I — к верхнему. Отложения V террасы подразделяются на две свиты, причем повышенная мощность нижней свиты на отдельных участках р. Волги объясняется локальными погружениями земной коры.

В разрезе IV террасы Ульяновского Заволжья А. В. Кожевников выделяет не две, а три аллювиальные свиты, при этом он подчеркивает, что нижнюю свиту нельзя относить к хазарским образованиям, так как она древнее их и поэтому, по его представлениям, должна увязываться только с осадками бакинской трансгрессии Каспийского моря. Увеличенная мощность отложений верхней свиты IV надпойменной террасы объясняется своеобразными условиями режима реки, питающейся тающими водами ледника.

Накопление аллювиальных отложений III надпойменной террасы, по А. В. Кожевникову, происходило при сильном похолодании. В долине р. Волги эту террасу он сопоставляет с верхнехазарскими образованиями Каспийского моря.

Образование осадков II надпойменной террасы происходило во время калининского оледенения, вследствие чего реки имели малые расходы и были перегружены материалом, поступающим со склонов долин, на которых широкое развитие имели солифлюкционные и делювиальные процессы. Наличие межледниковых отложений в разрезе II террасы не отмечается.

Б. В. Бондаренко (1961 г.) при инженерно-геологических исследованиях створа Саратовской ГЭС выделил пять надпойменных террас и сопоставил I надпойменную террасу с осташкинским оледенением, II — с калининским, III — с московским, IV — с днепровским и V — с долихвинским.

Пять террас по р. Волге установил и В. А. Морозов (1963) к югу от указанного створа. I, II и III он связывает с колебаниями уровня хвалынского моря, отмечая при этом, что III надпойменная терраса имеет эрозионно-аккумулятивное происхождение; IV он именовал хазарской, а V — бакинской (условно).

З. П. Губонина (1963 г.) на основании спорово-пыльцевых анализов из разреза ставропольской IV надпойменной террасы р. Волги пришла к выводу, что отложения, слагающие ее верхнюю часть, относятся не к днепровскому времени, а к одинцовскому межледниковью.

Однако такое заключение, как правильно указывает Г. И. Горецкий (1964), не согласуется с палинологическими исследованиями аналогичных среднелепистоценовых отложений кривичской свиты на Каме у с. Афанасьево, выполненными Е. Д. Заклинской и интерпретированными В. П. Гричуком как лихвинские. Этот возраст в указанном пункте подтверждается и находками в этих отложениях *in situ* части скелета *Elephas trogntherii*.

П. В. Федоров (1953—1964 гг.) и Ю. М. Васильев (1960—1961 гг.) считают, что в формировании террас р. Волги к югу от Жигулей можно выделить три основных этапа. В первый этап происходило накопление нижнехазарской аллювиальной свиты, слагающей цоколь IV надпойменной террасы. Второй этап увязывается с формированием верхнеаллювиальной свиты разреза указанной террасы, а третий — с наступлением максимальной хвалынской трансгрессии, в результате которой III терраса была перекрыта лиманными осадками. Однако некоторые доводы, приведенные этими авторами, нуждаются в уточнении и встречают серьезные возражения.

В частности, по мнению Ю. А. Лаврушина (1964), лиманные отложения в районе с. Приволжье не перекрывают отложений III надпойменной красноярской террасы. Нет убедительных данных и о взаимоотношении ательских отложений с аллювием II надпойменной террасы в пределах долины р. Волги и на территории Прикаспийской низменности, а также синхронизации III террасы с московским оледенением. По Ю. А. Лаврушину (1961, 1963, 1964), четвертичная надпойменная терраса сложена не поледниковыми отложениями, как полагает Г. И. Горецкий, а русловым, пойменным и старичным аллювием. В отличие от А. И. Москвитина (1958) и А. В. Кожевникова (1959), он подчеркивает, что накопление осадков нижней свиты IV террасы происходило без участия ледниковых вод. Этот довод ставит под сомнение заключение А. В. Кожевникова о времени формирования нижней свиты в первую фазу днепровского оледенения.

Все своеобразие аллювия IV надпойменной (красноярской) террасы, по мнению Ю. А. Лаврушина, объясняется соотношением фаций, характерных для констративной фазы аккумуляции, происходившей, по Е. В. Шанцеру, во время отрицательных тектонических движений; формирование же верхней свиты было обусловлено ледниковым питанием реки и переполнением ее потока наносами. Возраст нижней части датируется концом лихвинского межледниковья и началом днепровского оледенения.

Большой вклад в изучение четвертичных отложений долины бассейна р. Камы внес Г. И. Горецкий (1964). В долине р. Камы он выделил четыре надпойменные террасы: I и II верхнелепистоценовые, III среднелепистоценовую и IV нижнелепистоценовую. В нижнелепистоценовых отложениях был отмечен погребенный аллювий, названный им венедской свитой. Образованию венедской свиты, как и более молодым аллювиальным отложениям, слагающим террасы Камы, предшествовал размыв: Г. И. Горецкий указывает, что самые глубокие четвертичные врезы — венедский, кривичский (хазарский) и верхнеантропогенный — совпадают с большими межледниковьями и крупными интерстадиалами или малыми межледниковьями. Относительно неглубокие врезы совпадают то с ледниковыми эпохами, то с предледниковьями, то с межледниковьями, то с позднеледниковьями. Наиболее глубокие врезы речных долин увязываются с наиболее интенсивными регрессиями Каспийского моря.

Из изложенного видно, что многие исследователи выделяют в долине р. Волги пять надпойменных террас.

Надпойменные террасы образуют широкую (до 70 км) полосу по левобережью р. Волги и вклиниваются по ее притокам в пределы Сыртовой равнины, Камского Заволжья и Приволжской возвышенности. Наибольшее развитие имеет IV терраса, идущая непрерывной полосой от Прикаспийской низменности до границ максимального оледенения. Ширина ее в Среднем Заволжье местами достигает 36 км. Почти такую же ширину имеет более высокая V надпойменная терраса. Другие террасы неширокие и отмечаются вдоль левого берега р. Волги не сплошными лентами, а с перерывами. Из них наиболее выдержана II надпойменная хвалынская терраса, III надпойменная терраса развита несколько лучше в Нижнем Поволжье, чем в Среднем. Низкие террасы обладают более выровненной поверхностью, чем высокие. Все террасы постепенно снижаются вниз по Волге, а в зоне северного борта Прикаспийской синеклизы погружаются под более молодые хвалынские отложения. В Среднем и Нижнем Поволжье высокие террасы, по представлению А. И. Москвитина, в отдельных местах заметно деформированы новейшими тектоническими движениями, вследствие чего их поверхность не имеет выдержанных отметок.

Формирование рассматриваемых террас сопровождалось рядом последовательных врезов, сменявшихся накоплением осадков. Указанные врезы, по мнению А. И. Москвитина, были обусловлены главным образом климатическими изменениями в связи с оледенениями и в меньшей мере — колебаниями уровня Каспийского моря, также связанными с оледенениями. Однако отрицать роль новейших тектонических движений в формировании террас р. Волги, нам кажется, нет никаких оснований, так как формирование уступов связано не только с опусканием уровня Каспийского моря вследствие увеличения испарения воды, как думает А. И. Москвитин, но обусловлено и восходящими тектоническими движениями, охватывающими территорию Нижнего и Среднего Поволжья.

В настоящее время отмечено, что ритмично чередующиеся во времени процессы размыва и аккумуляции можно уверенно связать с положительными и отрицательными движениями земли (Геренчук, 1960; Мещеряков и Николаев, 1949—1960 гг.). Описываемая территория в четвертичное время испытывала поднятие, однако величина положительной слагающей меньше, чем на Приволжской возвышенности и Высоком Заволжье.

Следует обратить внимание и на следующее заключение А. И. Москвитина (1962): «...области V надпойменной террасы представляют собой не аллювиальные накопления в долинах, а только не вполне затопленные морскими осадками долины и низины доакчагыльского рельефа». Это утверждение совершенно необоснованно и не может быть подтверждено фактическим материалом. Как известно, весь доакчагыльский рельеф и акчагыльские породы на огромной территории Заволжья, и особенно Саратовского, перекрыты мощной (до 60 м) толщей сыртовых образований и на поверхность выступают лишь вследствие глубокого размыва перекрывающих их отложений. Кровля акчагыльских пород близ р. Волги, как правильно показано и самим А. И. Москвитиным, отмечается примерно на 40 м абс. высоты, тогда как поверхность среднечетвертичной (хазарской) и нижнечетвертичной (бакинской) террас фиксируется на отметках от 50 до 80 м абс. высоты, т. е. значительно выше кровли акчагыльских пород. Если А. И. Москвитин не учитывает этот бесспорный факт и принимает за акчагыльские образования всю сыртовую толщу, то и в этом случае его доводы не могут считаться убедительными, так как в подошве сыртовых образований залегают фаунистически охарактеризованные апшеронские

отложения, а поэтому рассматривать их в качестве верхнего горизонта акчагыльского яруса (как полагает А. И. Москвитин) нет никаких оснований. Здесь уместно отметить, что А. В. Востряков (1964), занимавшийся изучением плиоценовых отложений в Нижнем Поволжье в течение ряда лет и ранее разделявший точку зрения А. И. Москвитина в отношении акчагыльского возраста сыртов, в последнее время отказался от этого.

А. В. Востряков, А. А. Корженевский, В. А. Морозов и В. А. Седайкин (1964) пришли к заключению, что вся толща сыртовых образований, за исключением самой верхней части желто-бурого горизонта, относится к апшеронскому ярусу и никакого опесчанивания сыртов в сторону р. Волги не происходит. Ближе к Волге наблюдается нарастание мощности прослоев песка, что характерно для террасовых отложений, а не для сыртовой толщи. Об этом свидетельствует и наличие пресноводных моллюсков в отложениях V террасы и отсутствие их в сыртовых образованиях. Поэтому в настоящее время имеется больше оснований для подтверждения мнения прежних исследователей — Н. И. Николаева (1935) и И. П. Герасимова (1937 г.) — о наличии высокой террасы р. Волги, а не для отрицания ее, как это делают Ю. М. Васильев (1960 г.) и А. И. Москвитин (1962).

В заключение следует остановиться на вопросе о времени накопления рассматриваемых отложений и сыртовых образований. Среди геологов существует мнение, что накопление четвертичных отложений и сыртовых образований в Нижнем Поволжье происходило одновременно. Ю. М. Васильев (1960 г.) сопоставляет, например, нижний краснобурый горизонт сыртов с астраханским горизонтом бакинского яруса, средний — с нижнехазарскими слоями, верхний второй — с ательскими (континентальными), а верхний первый — с раннехвалынским горизонтом. По мнению В. А. Морозова, такая синхронизация указанных отложений не может считаться правильной. Формирование террас р. Волги и сыртовых отложений происходило в разное время в различных условиях и было обусловлено тектоническими движениями различной направленности. Об этом свидетельствует характер напластования пород и их взаимоотношения между собой. В строении сыртовых и четвертичных отложений, слагающих террасы р. Волги, отмечается одна характерная особенность: все горизонты сыртовых отложений, начиная от предсыртовых песков до желто-бурого горизонта включительно, залегают на акчагыльских породах друг над другом в стратиграфической последовательности.

В террасовых отложениях этой особенности не наблюдается. Для них характерен глубокий врез в сыртовые суглинки, подсыртовые апшеронские пески и даже в акчагыльские породы. При этом поверхность каждой более молодой террасы находится гипсометрически ниже сыртов, вследствие чего происходит прислонение террас друг к другу, а самой высокой — к сыртам. Этот факт дает основание говорить о том, что аккумуляция сыртовых суглинков происходила раньше и при прерывистом погружении обширной территории Заволжья, начавшемся еще в акчагыле. По-видимому, этот довод и склонил А. И. Москвитина к мысли о связи сыртов с акчагыльскими отложениями. Формирование же террас Волги и отложений, их слагающих, происходило в условиях прерывистых поднятий. Эти тектонические движения, по-видимому, совпадали с периодами похолоданий и сменяющих их потеплений и способствовали врезу и аккумуляции разновозрастных террасовых отложений.

Из изложенного видно, что накопление сыртовых и четвертичных отложений одновременно происходить не могло — они разделены фазой

тектонических движений различной направленности, проявившихся в Поволжье в плиоцене и в четвертичное время. Этот вывод хорошо согласуется с заключениями Н. И. Николаева о наличии восходящих тектонических движений в рассматриваемом районе и увязывается с общей геологической историей развития Нижнего Поволжья.

Таким образом, в пределах долины р. Волги, во внеледниковой области, в настоящее время большинство исследователей выделяют пять надпойменных террас, возраст которых они определяют несколько различно. Это вполне естественно, так как террасы обычно имеют сложное геологическое строение, состоят из нескольких наложенных друг на друга разновозрастных аллювиальных свит, недостаточно хорошо изученных и палеонтологически слабо охарактеризованных. К этому можно добавить недостаточно хорошую обнаженность и большое литологическое сходство аллювиальных осадков, а также не всегда полную документацию буровых скважин. Тем не менее к настоящему времени уже накоплен большой фактический материал, позволяющий достаточно полно представить строение и возраст отдельных террас, хотя не все эти вопросы (как это будет показано ниже) могут быть решены вполне однозначно.

Общая схема строения террас р. Волги и слагающих их четвертичных отложений, а также взаимоотношения с подстилающими породами показаны на рис. 90, 91, 92, а по долине р. Камы — на рис. 93, 94.

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нижнечетвертичные отложения как в долинах рек, так и на между-речьях изучены еще недостаточно, поэтому единого мнения у исследователей о их возрасте и условиях формирования не существует. В связи с этим выделить в нижнем плейстоцене горизонты унифицированной региональной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР в настоящее время можно лишь с большой условностью. Чтобы показать всю сложность и слабую разработанность стратиграфии нижнечетвертичных отложений, отметим только, что А. И. Москвитин, специально занимавшийся изучением антропогенных отложений Нижнего и Среднего Поволжья, не считает возможным выделять их в долине Волги вообще. Тем не менее существует целый ряд геологов-четвертичников, высказывающих противоположные точки зрения.

Выше уже упоминалось, что в долине р. Волги выделяется V надпойменная терраса. Морфологически она устанавливается с большими затруднениями и не всеми исследователями. Абсолютные высоты ее изменяются от 70—85 м в Нижнем Поволжье до 100—120 м в Среднем Поволжье, ширина несколько десятков километров. Однако ввиду неясного сочленения с сыртовой равниной, эта граница должна считаться весьма условной. Поверхность V надпойменной террасы сильно изменена эрозионными процессами, но хорошие обнажения отсутствуют. Отдельные выходы нижнечетвертичных пород в виде песков интерпретировались различными исследователями по-разному. В Нижнем Поволжье ряд исследователей (Саваренский, Можаровский, Мазарович, Васильев) рассматривают их как своеобразные опесчаненные фации сыртовых отложений. Другие (Николаев, Герасимов, Худяков и Игнатова, Рогозин и Дунаева) принимают их за аллювий самой высокой террасы р. Волги. В связи с существующими разногласиями при геологическом картировании был пройден ряд буровых скважин, расположенных по профилю на левобережье р. Волги, к югу от устья р. Б. Иргиза, и один профиль через долину р. Б. Иргиза, в 50—60 км от ее

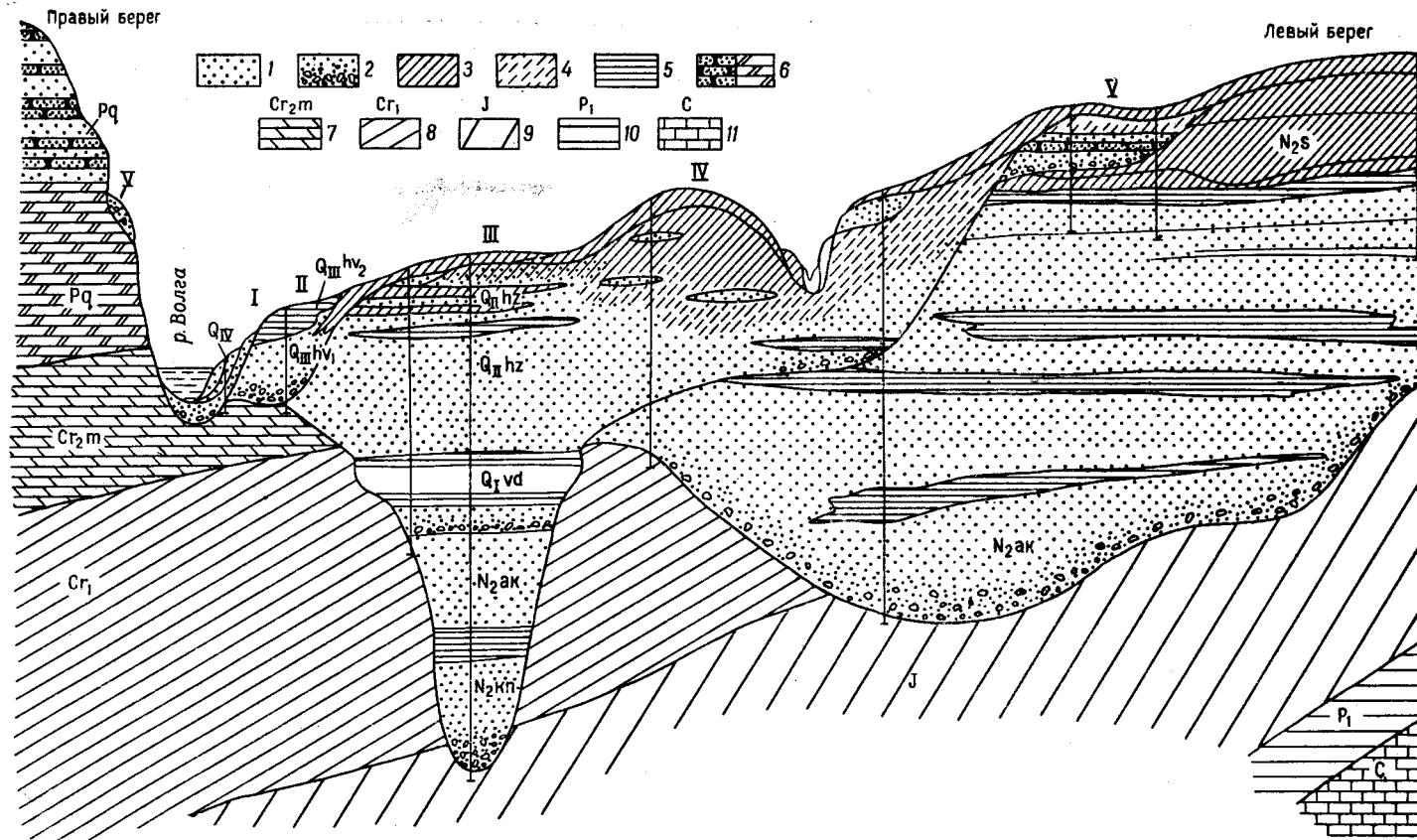


Рис. 90. Схематический разрез через долину р. Волги в Саратовском Поволжье. По В. А. Морозову

1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — суглинки; 4 — суглинки глинистые; 5 — глины; 6 — отложения палеогена; 7 — отложения верхнего мела; 8 — отложения нижнего мела; 9 — отложения юры; 10 — нижнепермские отложения; 11 — отложения карбона; Q_{IV} — современные отложения; Q_{III} — верхнетерцичные (хвалыньские) образования; Q_{II} — среднетерцичные (хазарские) образования; Q_I — нижнетерцичные образования V террасы; Q_Ivd — нижнетерцичные образования венедской свиты; N₂s — сыртовские отложения; N₂ak — акчагыльские образования; N₂kp — кинельские отложения. Римскими цифрами I, II, III, IV, V показаны надпойменные террасы

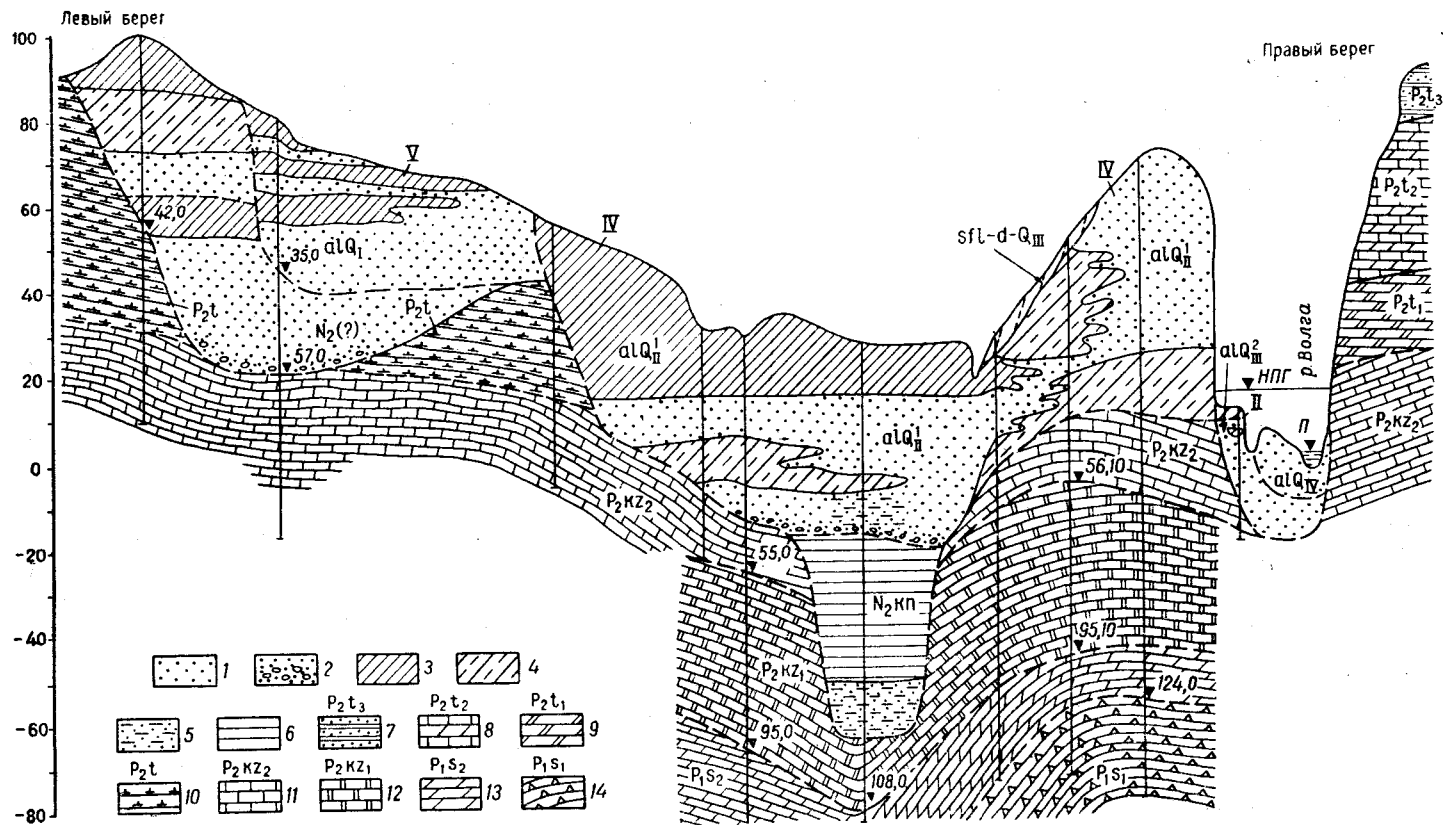


Рис. 91. Разрез через долину р. Волги в верхней части Куйбышевского водохранилища. По А. В. Кожевникову

1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — суглинки; 4 — переслаивание суглинков и супесей; 5 — пески илистые; 6 — глины; 7 — отложения вятского горизонта татарского яруса; 8 — отложения северодвинского горизонта татарского яруса; 9 — отложения нижнетатарского подъяруса; 10 — отложения татарского яруса нерасчлененные; 11 — отложения верхнехазарского подъяруса; 12 — отложения нижнеказанского подъяруса; 13 — отложения верхнесакмарского подъяруса; 14 — отложения нижнетатарского подъяруса alQ_{IV} — пойменные образования; alQ_{III}^2 — верхнечетвертичные отложения, слагающие II надпойменную террасу; alQ_{II}^1 — среднечетвертичные отложения, слагающие IV надпойменную террасу; $sfl-d-Q_{III}$ — солифлюкционно-делювиальные среднечетвертичные отложения; alQ_I — нижнечетвертичные отложения, слагающие V надпойменную террасу; $N_2(?)$ — отложения плиоцена (выделены условно); N_{2kp} — кинельские отложения. Римскими цифрами II, IV, V показаны надпойменные террасы

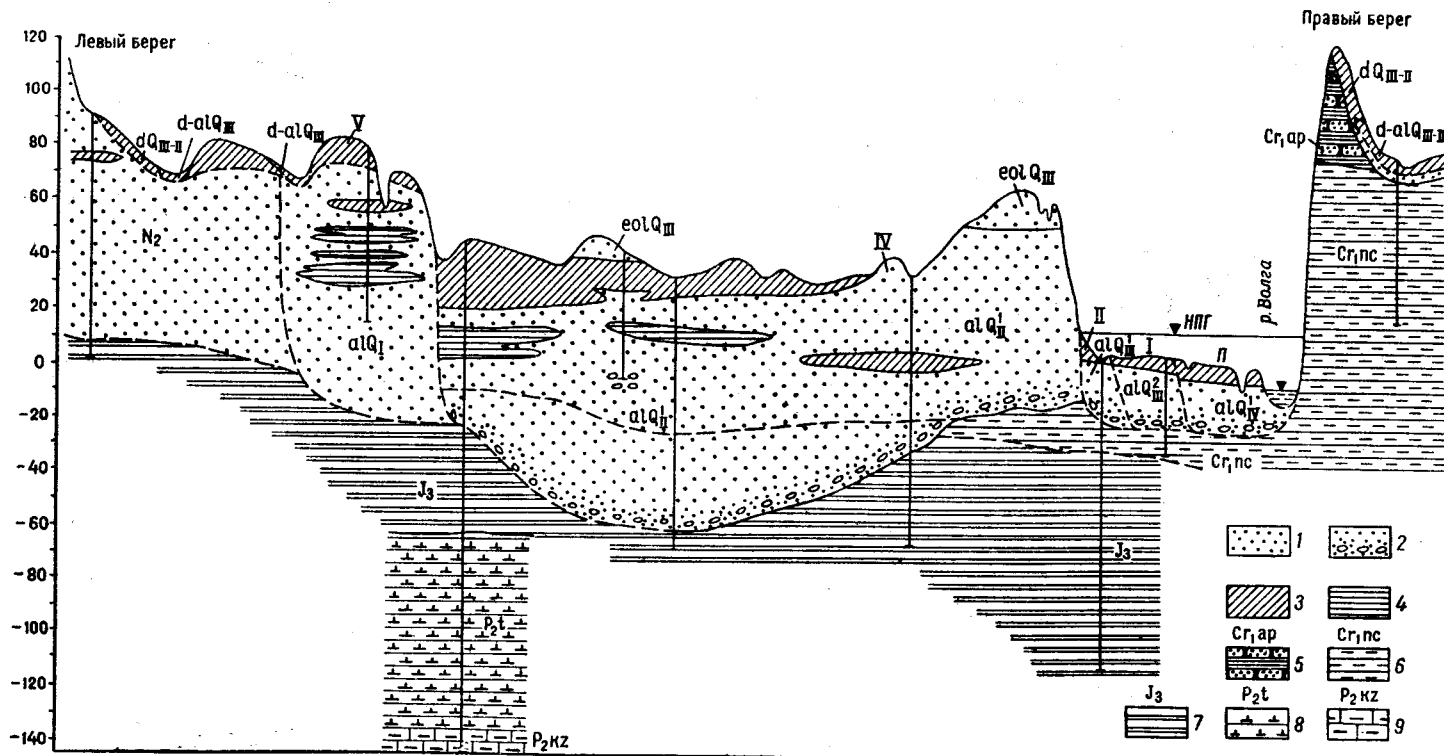


Рис. 92. Разрез через долину р. Волги в средней части Куйбышевского водохранилища. По А. И. Пряшину

1 — пески; 2 — пески с галькой; 3 — суглинки; 4 — глины; 5 — отложения апта; 6 — отложения неокома; 7 — отложения юры; 8 — татарские образования; 9 — казанские отложения; alQ_{IV}^1 — аллювиальные голоценовые отложения, слагающие пойменную террасу; alQ_{III}^2 — аллювиальные верхнечетвертичные отложения, слагающие I надпойменную террасу; alQ_{III}^3 — аллювиальные верхнечетвертичные отложения, слагающие II надпойменную террасу; $d-alQ_{III}$ — делювиально-аллювиальные верхнечетвертичные образования; $d-alQ_{III-II}$ — делювиально-аллювиальные средне-верхнечетвертичные отложения; dQ_{III-II} — делювиальные средне- и верхнечетвертичные отложения; $eolQ_{III}$ — золовые образования; alQ_{II}^1 — аллювиальные среднечетвертичные отложения, слагающие IV надпойменную террасу; alQ_I — аллювиальные нижнечетвертичные отложения, слагающие V надпойменную террасу. Римскими цифрами I, II, IV, V показаны надпойменные террасы

устья (В. А. Морозов, 1963). Скважины пересекали весь комплекс волжских террас, от поймы до сыртовой равнины включительно. Буровые скважины закладывались на каждом элементе рельефа, причем на поверхности V террасы было пробурено четыре скважины. Все скважины вскрыли не только полную мощность террасовых и сыртовых отложений, но и прошли всю толщу подстилающих их апшеронских и акчагыльских пород. Полученный материал подтвердил существование пяти надпойменных террас в долине р. Волги.

Отложения V надпойменной террасы р. Волги отмечаются по левому и правому склонам (рис. 90). На левобережье Волги они представлены суглинками и супесями с прослоями песков (последние имеют подчиненное значение), залегающих в основании. Вся толща имеет буровато-серую окраску. Пески мелкозернистые, кварцевые, с зернами черных минералов, в основании содержат небольшое количество мелкой гальки. Наибольшая мощность прослоев (7,5 м) отмечается ближе к р. Волге, в сторону сыртов она уменьшается до 0,5 м.

По разрезу суглинки и супеси, без ясно выраженного контакта, сменяют друг друга и приобретают серовато-бурый цвет. Мощность прослоев 1—8 м. Вся аллювиальная толща (до 20—40 м) врезана в поверхность сыртовых отложений; подошва аллювия, таким образом, отмечается на уровне 40—60 м абс. высоты. Результаты микрофаунистического анализа описываемых отложений очень скудны. По определению Г. И. Кармишиной, в них встречены: *Candoniella subellipsoidea* (Schärap.), *Iliocypis bradyi* Sars, *Il. bella* Schärap., *Candona candata* Kauf., *Limnocythere* aff. *alveolata* (Sugr.), *Eucypris* sp. indet.

Аналогичные отложения, связанные с V надпойменной террасой, установлены на левобережье р. Волги исследованиями А. В. Вострякова, А. А. Корженевского и В. А. Седайкина (1964) близ северного борта Прикаспийской синеклизы. По правому склону долины р. Волги рассматриваемые отложения отмечены к юго-западу от с. Рыбного, где они представлены галечниками и слоистыми песками пылеватыми, мелкозернистыми, желтовато-серыми, буроватыми с прослоями суглинков и крупных почти неокатанных обломков песчаников и мергелей размером от 3,5 до 10—15 см. Описанные образования прислонены к нижне-сызранским опокам, кровля их совпадает с поверхностью V террасы, отметки которой составляют здесь около 80 м абс. высоты, а подошва, как правильно отметил Н. И. Николаев, находится на 20—25 м выше уровня р. Волги. Общая мощность отложений изменяется от 20 до 40 м. Строение террасы показано на рис. 90.

В Среднем Поволжье V надпойменная терраса выделяется А. И. Отрешко (1963 г.), Е. И. Тихвинской (1961 г.) и А. В. Кожевниковым (1959). Последний аллювий указанной террасы в районе долины р. Б. Черемшана подразделяет на две свиты: нижняя сложена мелкозернистыми песками серовато-бурого цвета (до 35 м), в строении верхней (до 50 м) наряду с песками принимают участие супеси и суглинки.

Условия залегания описанных отложений и взаимоотношение их с подстилающими и более молодыми осадками показаны на разрезе (рис. 91 и 92).

К югу от Казани, у с. Ямбухтино, мощность описываемых отложений возрастает до 90 м. Увеличение мощности А. В. Кожевников связывает с погружением земной коры в зоне Мелекесской впадины. В основании эти отложения сложены буровато-серыми песками, в средней части песков встречены многочисленные прослои (до 4 м) супесей и суглинков. Верхняя часть разреза (мощностью до 35 м) представлена

лессовидными, слоистыми светло-бурыми суглинками, А. В. Кожевников рассматривает их как аналоги пойменных отложений.

Выше по р. Волге, в Марийском Полесье, строение аллювия заметно меняется: в основании его в отдельных местах залегают довольно мощные прослой галечника (до 4 м), состоящего из кварца, кремня, кварцита, песчаника. В местах развития V террасы в разрезе преобладают пески мощностью от 35 до 55 м.

В Среднем Поволжье, у Казани, Е. И. Тихвинская в основании нижнечетвертичных отложений отмечает песчано-галечный горизонт мощностью до 3 м, выше по разрезу — тонкозернистые пески кварц-кремнистого состава. Для верхней части характерны прослой серых и коричневых озерных глин и суглинков. К северо-западу от Казани в разрезе выделяются светлые кварцевые пески с прослоями суглинков и глин и алевролитовые пески с горизонтальной ленточной слоистостью.

В долине р. Камы нижнеплейстоценовые отложения приурочены, как и в долине р. Волги, к современному и древнему погребенному рельефу, т. е. они связаны с самой высокой IV надпойменной террасой р. Камы и древним погребенным ее руслом. Накопление отложений, слагающих IV надпойменную террасу, по данным Г. И. Горецкого (1964), происходило в два этапа. В первом этапе сформировался высокий уровень, подошва аллювия которого отмечается на 14—23 м выше уровня р. Камы (54—73 м абс. высоты). Постель аллювия низкого уровня фиксируется на 4—7 м над меженным уровнем р. Камы. Аллювий высокого уровня представлен в нижней части галькой и гравием уральских и местных карбонатных пород, состоящих из песчаника и известняка. Мощность базального горизонта 3—5 м. Выше по разрезу отмечаются пески разнозернистые, в разной степени глинистые, прослоями мелкозернистые, серой, оранжево-желтой и коричневой окраски, с прослоями суглинков того же цвета. Завершается разрез суглинками, а в некоторых местах глинами грубыми, известковистыми с гнездами темно-серого загрязненного песка. Общая мощность 12—13 м.

Аллювиальные отложения низкого уровня сильно размыты. Они вскрываются буровыми скважинами под толщей делювия. В основании их залегают галечник (4 м), встречаются гальки уральских и местных пород. Вышележащая часть разреза (до 7,3 м) представлена фациями русла и стариц. Вся толща аллювия окрашена в коричневые и светло-коричневые, а иногда красновато-коричневые тона. Аллювиальные отложения низкого уровня перекрыты нижеантропогеновым делювием (9,8 м), состоящим из окатышей красной глины и прослоев камневидных желваков. Выше залегают делювий среднеантропогенового возраста мощностью до 15,3 м. Фаунистических остатков в описанном аллювии не обнаружено, поэтому возраст его предположительно определяется как нижеантропогеновый.

В заключение следует отметить, что возраст V террасы, несмотря на приведенные данные, не определяется однозначно, хотя в корреляционной стратиграфической схеме она отнесена к бакинскому времени. По мнению А. И. Москвитина, слагающие ее породы имеют большое сходство с пресноводными акчагыльскими осадками и, следовательно, имеют дочетвертичный плиоценовый возраст.

Отложения вenedской свиты

Помимо описанных отложений V террасы в долине р. Волги и IV надпойменной террасы р. Камы, к нижнему плейстоцену относятся образования, выделенные Г. И. Горецким под названием вenedской свиты. По его мнению, она залегают ниже уровня указанных рек на

30—50 м в виде мощной (от 15—20 до 40—50 м) аллювиальной толщи. Стратиграфическое положение венедской свиты в Нижнем Поволжье он определяет, с одной стороны, ее врезом в подстилающие бакинские отложения в районе устья р. Волги, а с другой, налеганием на нее хазарского аллювия, формировавшегося в течение длительной окско-днепровской (миндель-рисской) эпохи. Наиболее полно эти отложения изучены в долине р. Камы.

Отложения венедской свиты залегают в глубокой долине пра-Камы, расчленяющей поверхность IV надпойменной террасы.

По данным Г. И. Горецкого, эта долина имела глубину от 40 до 50 м, а ширину от 1,5 до 5—6 км. Выполняющие ее аллювиальные отложения залегают на размывтой поверхности пермских и кинельских пород. Подошва их лежит ниже уровня р. Камы на 29—31 м, т. е. на 20 м, а кровля 65—68 м абс. высоты. В верхней части свиты Г. И. Горецкий выделяет аллювиальные осадки орловского комплекса (рис. 93). Отложения венедской свиты представлены в основании гравийно-галечным прослоем с линзами разнозернистого песка. Среди галек и гравия много кремней, роговиков, кварца, песчаников, доломитов, известняков; встречаются яшмовидные породы. Мощность горизонта изменяется от 1,5 до 7,7 м. Выше по разрезу залегают русловые пески тонко- и мелкозернистые, глинистые, темно-серые (7—8 м). В осадках пойменной фации преобладают глины жирные и суглинки слоистые, коричневого и коричневатого-серого цвета. Общая мощность свиты в долине Нижней Камы от 22 до 30 м.

Отложения венедской свиты в долине р. Вятки, как и на Каме, залегают в глубоко врезанной долине, на пермских и кинельских породах. Близ устья р. Вятки подошва аллювия лежит ниже меженного уровня реки на 29—30 м, а выше по реке, у с. Мари-Малмыж, — на 19—23 м (рис. 94). Здесь отложения описываемой свиты представлены гравийно-галечным горизонтом (1—8 м) и мелкозернистыми песками русловой фации (2—3 м).

Отложения венедской свиты, согласно палинологическим исследованиям Е. Е. Зауер, характеризуются спектрами с явным преобладанием пыльцы ели, в составе травянистой растительности доминируют *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. Наряду с этим в аллювии венедской свиты встречена семенная флора. В составе руководящих ее форм отмечаются: *Azolla interglacialica* Nikit., *Selaginella selaginoides* Link., *Potamogeton filiformis* Pers., *P. cf. asiaticus* Benn., *P. cf. pygmaeus* Ch., *Epipremnum* sp. (cf. *E. reticulatum* Kir ch h. и *E. crassum* Reid.), *Salix* sp. (cf. *S. polaris*, *S. reticulata*), *Morus alba* L., *Ranunculus sceleratoides* Nikit., *Bunias cochlearioides* Murr., *Potentilla ex gr. nivea* L., *Betula rotundifolia* Sprach., *Polygonum viviparum* L.

Из описанных форм для венедской свиты Нижней Камы свойственны экзоты: *Potamogeton cf. pygmaeus* Ch., *Epipremnum* sp., *Morus alba* L., *Salvinia natans* (L.) All., *Bunias cochlearioides* Murr., *Menyanthes trifoliata* var. *interglacialica*.

Отложения венедской свиты отмечаются в Среднем и Нижнем Поволжье, где они вскрыты буровыми скважинами в районе Куйбышевской ГЭС и по Балаковскому створу. У Куйбышевской плотины описываемые отложения состоят в нижней части из серых песков, постепенно укрупняющихся книзу, в основании в основном гравия и гальки (кремня, кварца, опоковидного мергеля и окатанных кинельских глин диаметром до 0,3 м). В верхней части пески зеленовато-серые, пепельно-серые, мелко- и тонкозернистые, с выдержанными прослоями глин. Мощность аллювия 20—30 м. Близ правого берега р. Волги по Куйбы-

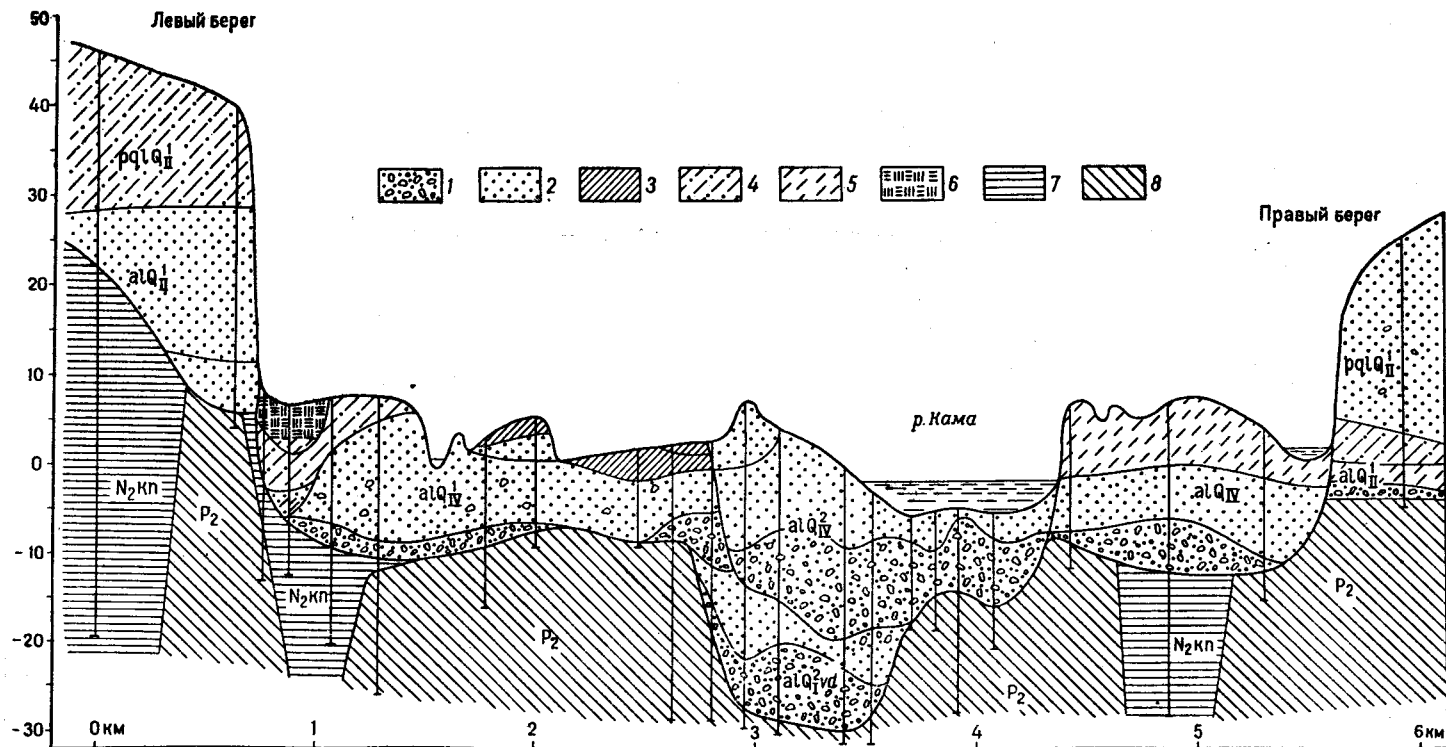


Рис. 93. Схематический геологический профиль через долину р. Камы у с. Набережные Челны. По Г. И. Горецкому
 1 — пески с гравием и галькой; 2 — пески; 3 — суглинки; 4 — суглинки песчаные с прослоями песка; 5 — суглинки глинистые; 6 — торф;
 7 — глины; 8 — верхнепермские отложения; alQ_{IV} — аллювиальные верхнечетвертичные отложения, слагающие пойменную террасу; alQ_{II}^1 —
 аллювиальные среднечетвертичные отложения; $pgIQ_{II}^1$ — перигляциальные среднечетвертичные отложения; alQ_{I}^{2vd} — аллювиальные нижнечетвертичные отложения (венедская свита); N_2Kn — отложения кинельской свиты

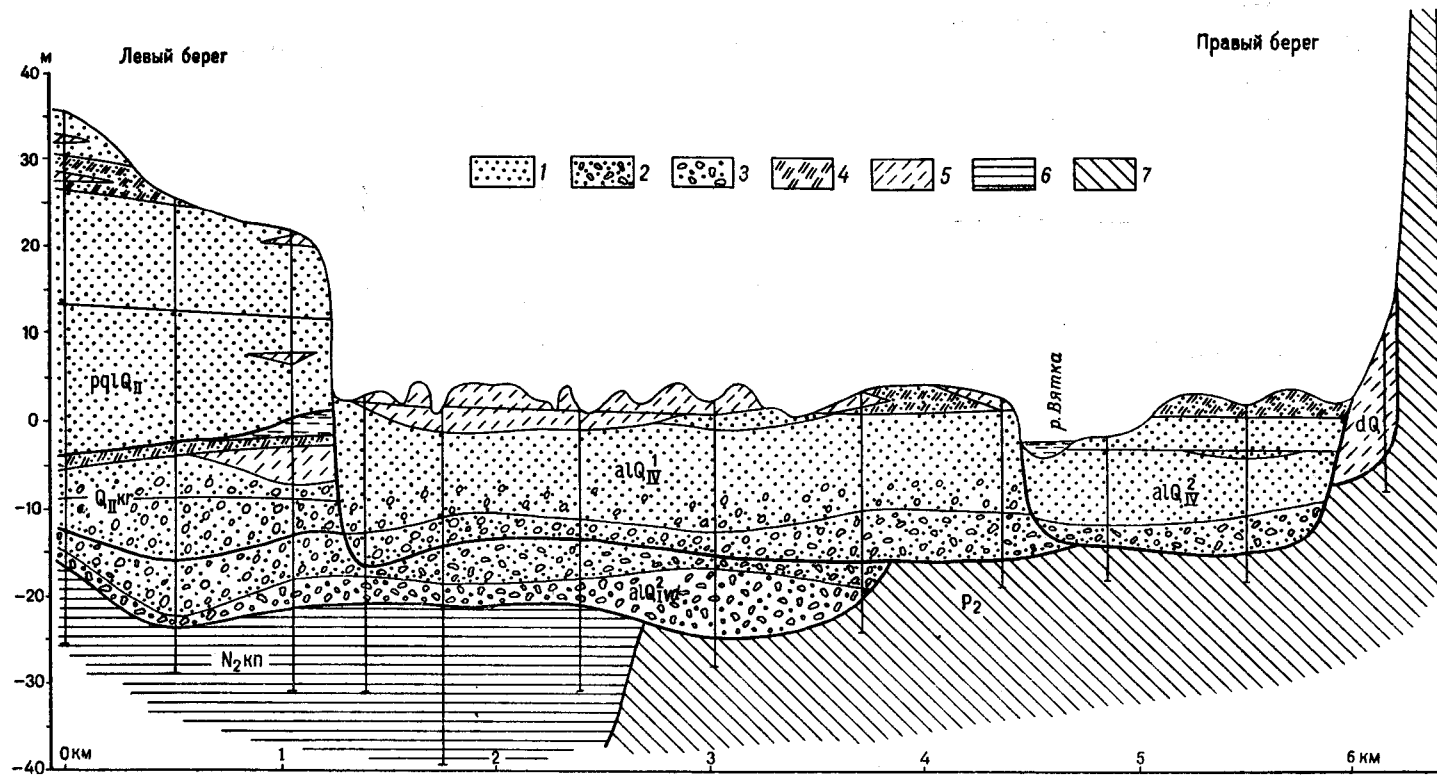


Рис. 94. Схематический геологический профиль через долину р. Вятки у с. Мари-Малмыж. По Г. И. Горецкому
 1 — пески; 2 — пески с гравием и галькой; 3 — галечники; 4 — переслаивание суглинков и песков; 5 — суглинки; 6 — глины кинельской свиты; 7 — верхнепермские образования; alQ_{IV} — аллювиальные современные отложения поймы; $pgIQ_{II}$ — перигляциальные среднечетвертичные отложения; alQ_{IVd} — аллювиальные среднечетвертичные образования (кривичская свита); alQ_{IVd} — аллювиальные нижнечетвертичные отложения (венедская свита); dQ — делювиальные образования

шевшскому створу в толще аллювия обнаружены небольшие оползневые блоки, состоящие из кинельских глин и пермских доломитов.

По мнению А. И. Москвитина, отдельные глыбы кинельских глин (мощностью до 1 м) были занесены речным льдом. В разрезе Балаковско-го створа рассматриваемые отложения представлены песками, переходящими вверх в илы. Из последних получен спектр темнохвойной тайги. Описанные отложения залегают на размытой поверхности акчагыльских и кинельских глин. В районе Куйбышевской ГЭС подошва аллювия отмечается ниже уровня моря на 44—48 м, а по Балаковскому створу — на 35 м. Кровля отложений у Куйбышевской ГЭС от минус 8 до плюс 9 м абс. высоты, а в Балаковке — от минус 31,5 до минус 10,7 м.

В Нижнем Поволжье описываемые отложения выделяются В. А. Морозовым (1963) в долине р. Волги ниже устья Б. Иргиза и в долине р. Б. Иргиза. Здесь они в отличие от отложений V надпойменной террасы залегают в глубоко врезанной долине на размытой поверхности акчагыльских отложений и покрываются хазарскими образованиями. Подошва их в долине р. Волги лежит ниже уровня моря на 50 м, а кровля — на отметках минус 20 м. Начинаются они зеленовато-серыми и серыми глинами и мелкозернистыми кварцевыми песками с глауконитовыми зернами и мелкими обломками песчаников. Выше залегают глины светло-серые с зеленоватым оттенком, с многочисленными остатками перегнившей растительности, с тонкими примазками песка и с галькой из опок. В глинах наблюдается два горизонта погребенных почв. Подобные же отложения вскрыты скважинами в долине р. Б. Иргиза, но на более высоких отметках; кровля их отмечается на 11 м, а подошва на 4 м абс. высоты. Здесь на размытой поверхности акчагыльских пород лежат крупнозернистые пески с гравием и галькой кремня и известняка. Выше залегают пески кварцевые, серые, мелкозернистые, с окатышами (0,3—2 см) из темно-серой плотной глины. Мощность отложений 16—36 м. Они содержат обломки пресноводной микрофауны и растительные остатки.

По определению Г. И. Кармишиной, в них встречены следующие формы: *Gliocipris bradyi* S a r s., *Leptocythere propinqua* L i v., *L. propinqua* var. *cymbula* L i v., *Cytherissa bogatschowi* var. *triformis* L o v., *Cypris* aff. *candonaeformis* (S c h v.). Отложения с таким составом микрофауны, по ее мнению, имеют условно нижнеплейстоценовый возраст. Данные спорово-пыльцевого анализа из этих отложений очень скудны. По определению П. И. Кузнецовой, в них встречена пыльца следующих растений: *Chenopodiaceae*, *Artemisia*, *Labiatae*, *Convolvulaceae* — 8%, *Betula*, *Quercus*, *Salix*, *Acer* — 11%, *Sphagnum*, *Briales*, *Selaginella* — 11%.

Образования венедской свиты были обнаружены Т. А. Бедриной также к югу от Б. Иргиза, в междуречье Б. Карамана и Нахой. Г. И. Кармишиной из них были определены остракоды: *Cypridopsis tantilla* S t e r., *Candonella subellipsoida* (S c h a r.), *Eocypris* sp. indet. Этот состав приведенных остракод, по ее мнению, можно сопоставлять с комплексом аналогичных форм из бакинских отложений Северо-Западного Прикаспия и Западной Туркмении.

По Г. И. Горецкому, отложения венедской свиты древнее лихвинского межледниковья, но моложе отложений бакинской трансгрессии. А. И. Москвитин полагает, что накопление этого аллювия происходило в начале днепровского оледенения. В старой схеме он сопоставляется с миндель-рисским межледниковьем.

В корреляционной региональной стратиграфической схеме большая часть венедской аллювиальной свиты рассматривается как нижняя свита

IV надпойменной террасы рек Волги и Камы и соответственно датируется временем лихвинского межледниковья. На междуречьях, во внеледниковой зоне, согласно корреляционной схеме, в нижнем плейстоцене происходило накопление красновато-бурых, коричневатобурых и желтобурых горизонтов сыртовой толщи.

Однако в последние годы (В. И. Курлаев, 1963; В. А. Морозов, 1963; А. В. Востряков, А. А. Корженевский, В. А. Седайкин, 1964), как указывалось в разделе «Неогеновые отложения», все горизонты сыртовой толщи отнесены к плиоцену. Исключение представляет лишь самая верхняя часть желтобурого горизонта мощностью 5—10 м. Эти образования представлены неслоистыми комковатыми суглинками, содержащими от одного до трех прослоев погребенных почв. Они покрывают чехлом водоразделы, их склоны и спускаются в долины рек, поэтому неоднократные попытки отчленить эти отложения от сыртовой толщи до сих пор не увенчались успехом.

Таким образом, рассмотрение осадков внеледниковой зоны, датируемых некоторыми исследователями как нижнечетвертичные, показывает, что выделить среди них горизонты в соответствии с корреляционной схемой в настоящее время невозможно. Для решения вопросов стратификации они нуждаются в дальнейшем тщательном изучении.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения этого времени приурочены главным образом к долинам рек Волги, Камы и других, где они слагают III и IV надпойменные террасы. Палеонтологически не весь разрез среднечетвертичных отложений охарактеризован достаточно полно, поэтому стратиграфическое подразделение и корреляция их с ледниковыми и морскими осадками разными исследователями проводятся несколько различно. Существенной особенностью среднечетвертичных террас является их двухъярусное строение. Сложены они, как правило, двумя наложенными друг на друга аллювиальными свитами, возраст которых определяется в довольно широком диапазоне времени.

Отложения лихвинского горизонта

К отложениям лихвинского горизонта относятся аллювиальные образования, слагающие нижнюю свиту IV надпойменной террасы рек Волги, Камы, Вятки, Б. Иргица. В естественных обнажениях образования этого времени зафиксированы лишь в отдельных местах (у сел Красного Яра, Спасского, у г. Мамадыша на р. Вятке и др.). Нижняя часть разреза этих отложений находится ниже современного уровня р. Волги и ясно связана с ее дохазарской долиной, поэтому известна она преимущественно по буровым скважинам. Представлена эта часть разреза типично русловым аллювием, состоящим из крупнозернистых и разнородных песков светло-серой окраски, содержащих гравий и галечник. Галечный материал состоит в основном из кремней, реже встречаются опоковидные мергели, доломитизированные и перекристаллизованные известняки, кварц, мел, железистые корки, опоки; северные кристаллические породы встречаются очень редко. Вверх по разрезу галечник сменяется крупнозернистыми песками, но основную часть разреза составляют пески мелкозернистые светло-серые с зеленоватым оттенком.

В Нижнем Поволжье, в долине р. Волги, к югу от р. Б. Иргица, в составе гальки преобладают местные породы, опоки и реже фосфориты. Этот горизонт хорошо выделяется и по долине р. Б. Иргица.

Здесь наряду с галькой отмечается довольно выдержанный прослой перемятого ракушечника, вскрытый у с. Мал. Быковки.

Ю. А. Лаврушин (1959—1964 гг.), изучавший образования IV надпойменной террасы в различных участках долины р. Волги и, в частности, в обнажениях у с. Спасского, указывает, что в этих отложениях довольно отчетливо выражена косая слоистость, характерная для русловой фации аллювия. Вверх по разрезу описываемые отложения переходят в старичную фацию аллювия. Последний представлен иловатыми оглеенными слоистыми суглинками, содержащими тонкие прослой и линзы песков, в нижней части желтовато-серых и сизоватых, а в верхней — желто-бурых. Мощность прослоев суглинков изменяется от 0,3 до 0,5 м, а пески не превышают 0,1 м. В илистых песках различаются мелкие песчанистые линзы. В песках этих линз содержатся растительные остатки. Н. Г. Кипиани среди них определила семена следующих растений: *Fungi*, *Oomycetes*, *Chara* sp., *Azolla interglacialica* Nikitin, *Salvinia* cf. *nafans* L., *Selaginella selaginoides*, *Bryales* sp., *Sphagnum* sp., *Coniferae* gen., *Typha* sp., *Alisma* sp., *Sagittaria sagittifolia*, *Zannichellia* sp., *Gramineae* gen. 1—2, cf. *Juncus* sp., *Lusula* sp., *Heleocharis palustris* L., *Carex* sp., *Cyperaceae* gen., *Betula* sp., *Salix* sp., *Atriplex* sp., *Chenopodium* sp. 1—2, *Urtica* sp., *Nasturtium palustre*, *Comarum*, *Potentilla supina*, *Potentilla* sp. 2—3, *Myriophyllum verticillatum*, *Viola* sp., *Elatina* sp., *Linnaria* sp., *Cirsium* sp., *Cristatella* sp.

Эти же отложения были изучены Л. А. Скибой. Среди пыльцы древесных растений выделяется пыльца *Pinus silvestris*, среди недревесных растений преобладает пыльца *Chenopodiaceae* и *Artemisia*. В составе спор преобладают *Bryales* и *Sphagnules*. Из приведенных данных можно сделать вывод о том, что во время формирования описываемых отложений существовали участки открытых и облесенных ландшафтов, характерных для обширных крупных пойма. Наличие в списке палеокапорологических определений остатков *Azolla interglacialica* Nikit. и *Salvinia* cf. *nafans* L. указывает на сравнительно теплые климатические условия. Но присутствие большого количества спор *Selaginella selaginoides* (до 80 шт.) и очень незначительного количества пыльцы древесных пород в палинологическом спектре позволяет думать, что накопление осадков происходило в условиях умеренного, а может быть, даже холодно-умеренного климата. Эти данные не позволяют согласиться с мнением А. И. Москвитина (1958) и А. В. Кожевникова (1959) о существовании мерзлоты в это время. Наличие прихотливо изогнутой слоистости пород и нарушений типа неправильной складчатости, по видимому, объясняется сезонными мерзлотными процессами (Лаврушин, 1959 г.).

Кроме того, и в песчанистых породах старичного аллювия встречаются раковины пресноводных моллюсков (определения Я. И. Старобогатова): *Valvata piscinalis* Müll., *Sphaerium solidum* No gm., *Pisidium amnicom* Müll., *P. henslowanum* (Shepp.).

Мощность рассматриваемых отложений колеблется от 3—4 до 10—12 м.

По данным Н. И. Николаева, Е. В. Шанцера, Г. Ф. Мирчинка, в описываемых отложениях встречаются кости млекопитающих, принадлежащих к хазарскому комплексу: *Elephas trogontherii* Poh l., *Bison priscus* var. *longirostris* V. Grom., *Cervus euriceros* var. *germanii* Poh l., *Camellus knoblochi* Nehg., *Equus caballus chasaricus* W. Grom., *Eq. cab. missi* M. Pavl. А. И. Москвитин считает, что присутствие костей позвоночных в этих отложениях еще не доказано, так как находки их встречаются на отмелях пойма и берегах р. Волги. Наряду с этим он указывает, что в илах нижнего горизонта, участвующих

в строении IV террасы у с. Белого Яра (против г. Сенгиля), найдена обильная пыльца лебедовых и полыней, в смешанном и травянистом (до 80—94%) комплексе, совместно с пыльцой ели и спор сфагновых, папоротниковых и плавунов *Selaginella selaginoides* Link.

Кроме того, в этой же части илов А. И. Москвитиним отмечаются обильные лугово-речные моллюски: *Peraspira (planorbis) spirorbis* L., *Planorbis submarginatus* Crist. et Jan., *Stragnicola polustris* var. *fusca* Pfeif. (мелкие субвариететы), *Planorbis planorbis* L., *Pupilla muscorum* Müll., *Succinea* cf. *pfeifferi* Ross., *Radix* aff. *pereger* Müll., *Cyraululus* sp., *Physa* sp.

Общая мощность отложений нижней аллювиальной свиты в районе с. Спасского около 20 м, у Жигулей 30 м, а у с. Красный Яр 35—40 м. Повышенная мощность пород этой свиты, по мнению Е. В. Шанцера (1951), связана с погружением земной коры во время их накопления.

В долине р. Камы среднеплейстоценовые отложения приурочены к III надпойменной террасе. Г. И. Горецкий (1964) аллювий этой террасы подразделяет на две подсвиты: нижнекривичскую и верхнекривичскую. Подошва нижней подсвиты отмечается на 34—41 м, а кровля — на 46—54 м абс. выс. Верхняя подсвита врезана в аллювий нижней подсвиты, подошва ее вскрыта буровыми скважинами в районе г. Набережные Челны на 46—53 м, а кровля на уровне 56—62 м абс. выс. В обеих подсвитах описываемого аллювия хорошо выражен базальный горизонт (от 1,5 до 7 м) и русловая фация (5—8 м). Строение аллювия этой террасы дано на рис. 93.

В петрографическом составе галек отмечаются кварц, кремь, яшма, известняки, глинисто-известковистые песчаники; изредка среди них встречаются валунчики пермских известняков (до 10—15 см в диаметре), а также разнозернистые серовато-желтые, серовато-коричневые и буровато-желтые пески, содержащие обломочный материал до 60—80%. Старичные отложения состоят из суглинков, реже глин, окрашенных в темно-серые, голубовато-серые и темно-коричневые тона, с остатками перегнившей растительности. Общая мощность 18—23 м.

В старичных илах у с. Афанасьево были обнаружены части скелета *Elephas trogontherii*. В других пунктах в рассматриваемых аллювиальных отложениях была обнаружена конхилиофауна: *Dreissena kolesnikovii* sp. nov., *Viviparus sokolovi* Pavl., *Corbicula flaminalis* Müll., *Valvata aliena* West. Описанные отложения перекрываются перигляциальными образованиями среднего антропогена. Последние представлены разнозернистыми песками горизонтально-слоистыми, иногда хорошо промытыми, реже пылеватыми, местами глинистыми, с незначительной примесью темноцветных минералов. Мощность 40 м.

Аллювий кривичской свиты отмечается в долине р. Вятки, он залегает на размытой поверхности венедской свиты. Ложе его вскрывается буровыми скважинами ниже меженного уровня. Близ устья р. Вятки оно находится ниже уреза воды на 9—13 м, у с. Мари-Малмыж — на 10—14 м, а ниже г. Советска — на 24 м (см. рис. 94). Как и по долине р. Камы, описываемые образования представлены преимущественно базальным горизонтом, мощность которого в указанных пунктах изменяется от 1—3 до 3—8 м. Русловые пески сильно размыты и имеют незначительную мощность. Старичные образования развиты довольно широко, их мощность равна 8—10 м.

В палинологических спектрах нижнего комплекса аллювия, характеризующего базальный горизонт, пыльца травянистых растений преобладает над древесной пылью. В составе древесной пыли господствует ель (до 80%). В верхнем комплексе превалирует древесная пыльца (до 60—70%). В составе древесных преобладает ель (более 90%). Из

изложенного видно, что образование описываемых среднечетвертичных отложений сопровождалось лесной ассоциацией растительности. По данным палинологических исследований Е. Д. Заклинской, в спектрах лесного типа, полученных из старичного аллювия (в котором были обнаружены части скелета *Elephas trogontherii* Pohl.), отмечается до 26% теплолюбивых растений, в том числе граба — до 3%, падуба, дуба до 10—12%, липы, вяза, клена — до 3% и значительное содержание орешника — до 40%, характерных для оптимума лихвинского межледниковья (рис. 95).

Эти палинологические исследования верхней части III надпойменной террасы Нижней Камы у с. Афанасьево позволили В. П. Гричуку датировать описываемые отложения второй половиной лихвинского меж-

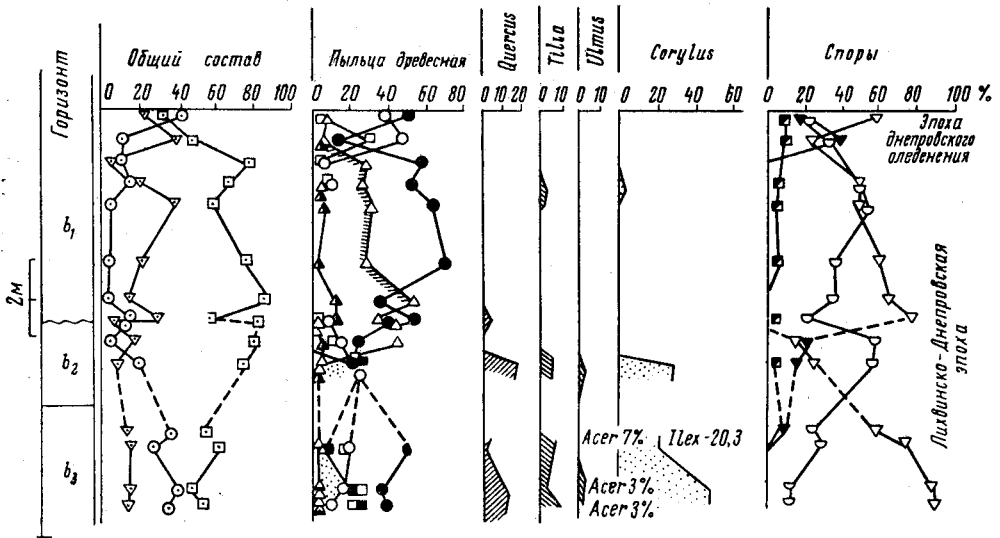


Рис. 95. Палинологическая диаграмма III надпойменной террасы р. Камы у д. Афанасово. По исследованиям Е. Д. Заклинской, В. П. Гричук, 1950 г.

ледниковья. Это подкрепляется и находками в кривичском аллювии (в старичных илах) остатков костей млекопитающих хазарского комплекса.

Отложения днепро-донецкого горизонта

Описываемые отложения слагают верхнюю часть IV надпойменной террасы р. Волги и ее крупных притоков. Рассматриваемая толща пород известна (А. И. Москвитин, Е. В. Шанцер) под названием верхней аллювиальной свиты или верхнего яруса хазарских отложений. Последние налегают с размывом на лихвинские образования и представлены косослоистыми песками, крупнозернистыми, с гравием и галькой из опок, кремня и песчаника, сидерита, иногда диорита, гранита и окатанных глин и суглинков. Пески по минеральному составу и окраске аналогичны описанному нижнему горизонту террасы. Вверх по разрезу они становятся мелкозернистыми, слюдистыми, с остатками перегнившей растительной ткани, пески переходят в иловатые озерные супеси; последние перекрываются пойменными образованиями, состоящими из супесей, суглинков и илов, сходных с отложениями ранее описанной аллювиальной свиты. В мергелистом прослое песка, вверху этой свиты

аллювия, присутствуют мелкорослые угнетенные формы: *Planorbis spirorbis* L. и *Stragnicola palustris fısca* sbv *reticulata* pow. — более мелкие, чем представители тех же моллюсков из илов.

Мощность описываемых образований достигает 40 м. Следует отметить, что характер их в разных частях Волжской долины не везде одинаков. Ю. А. Лаврушин в разрезе днепровского горизонта IV террасы у с. Спасского выделяет две пачки: нижнюю и верхнюю. Нижняя — пески мелкозернистые, светло-серые, слоистые; выше по разрезу они приобретают буровато-коричневую окраску и переходят в супесь; мощность 16—17 м. Верхняя — тонкозернистые глинистые пески с прослоями суглинков серого, буровато-серого и желто-бурого цвета.

По представлениям Ю. А. Лаврушина, накопление осадков нижней пачки происходило в основном в русле реки, а осадки верхней формировались небольшими рукавами и протоками, расчленяющими пойму. В разрезе описываемой свиты IV надпойменной террасы у с. Красного Яра преобладают пески серовато-желтой и светло-серой окраски, мелко- и среднезернистые с тонкими прослоями глинистых песков. Вверх по разрезу они замещаются песчано-глинистыми осадками, с хорошо различимыми мелкими линзами и горизонтальной слоистостью. Линзы сложены песками, замещающимися по простиранию песчано-суглинистыми осадками. В прослоях суглинков отмечается узловатая слоистость (Шанцер, 1951).

На разных уровнях в толще встречаются прослой сизовато-серых суглинков (мощностью до 10 м) с раковинами пресноводных моллюсков: *Limnea palustris* (N a 11.), *Anisus strirorbis* (L.), характерных для старичных ложбин. К супесям приурочены кротовины и находки почти полных скелетов грызунов. Среди них Л. И. Алексеева определила *Marmota babas* и *Citellus major* — обитателей открытых ландшафтов. В этой же пачке в 9 м над уровнем Волги обнаружены кости *Cervus* sp. (определение Л. И. Алексеевой).

В разрезе верхней аллювиальной свиты у Красного Яра среди описанных отложений в песчаной пачке, с прослоями сизоватого суглинка, обнаружен целый скелет желтой пеструшки *Lagurus leteus*. Л. И. Алексеева, определявшая эти находки, считает, что этот вид довольно часто встречается в отложениях среднего и верхнего плейстоцена. Споры и пыльца из описываемых отложений изучались Л. А. Скибой, результаты этих исследований приведены на рис. 96.

Абсолютная высота подошвы аллювия IV террасы, по данным А. И. Москвитина, севернее Жигулей изменяется от минус 9 до плюс 8 м, к югу от Жигулевской излучины у с. Приволжье от минус 10 до минус 16 м, а по Балаковскому створу от минус 12 до минус 15 м.

Полная мощность аллювия IV террасы к северу от Жигулей составляет 76—84 м, у Ставрополя 100—110 м, по Сызранскому Заволжью, у с. Спасского, 60—70 м, по Балаковскому створу 40—50 м, у с. Подлесного 70—80 м. Увеличение мощности связано с усилением многоводности рек в днепровское время.

Вверх по Волге, в Марийском Заволжье, IV терраса, по наблюдениям Е. Н. Щукиной (1933 г.) и А. И. Москвитина, смыкается с зандрами периферии максимального оледенения, а в толще слагающих ее песков, против устья р. Суры (д. Починок), содержатся прослой моренных образований. Эти факты позволяют уверенно говорить о том, что образование террасы происходило в век максимального оледенения. По А. И. Москвитину, эти перигляциальные условия обусловили особенности отложений верхнего яруса: пылеватость и известковистость осадков, увеличенную мощность и присутствие только угнетенных форм

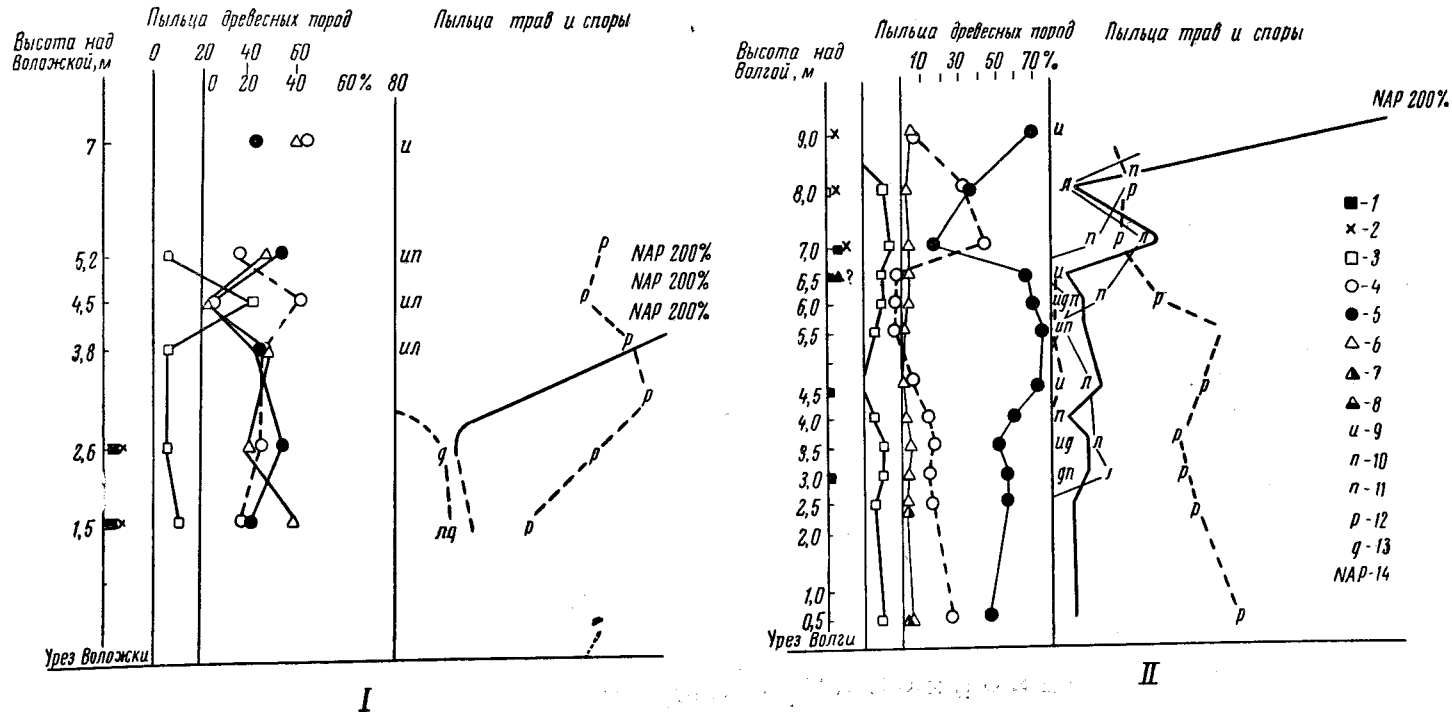


Рис. 96. I — Красный Яр, пыльцевая диаграмма горизонта илов кровли нижнего яруса; II — Спасское, пыльцевая диаграмма илов низа обнажения

Пыльца древних пород: 1 — сумма пыльцы широколиственных деревьев (дуба, липы, вяза); 2 — орешник; 3 — ольха; 4 — береза; 5 — сосна; 6 — ель; 7 — пихта; 8 — граб. Пыльца трав и споры: 9 — селягинелла; 10 — лебедовые; 11 — полыни; 12 — разнотравия (и прочие неопределенные); 13 — граминеи (злаки); 14 — процент недревесной пыльцы по отношению к древесной

фауны луговых и ручьевых и реже наземных моллюсков: *Stagnicola palustris* var. *fusca* s**ub** *fusca reticulata (sibirica aut)* nov., *Paraspira spirorbis* L., *Guraulus sibiricus* Gr., *Succinea ablouga* D r a p., *Pupilla* sp., а также наличие только травяной пыльцы из обычных ксерофитов ледникового времени, со сложноцветными, эфедрой и Plumbaginaceae, в присутствии спор папоротников, селягинеллы, пыльцы пихты и ели, а иногда карликовой березы. Следы перигляциальной обстановки являются часто обнаруживаемые текстурные признаки ледникового времени. По А. И. Москвитину, в Поволжье климат был значительно суровее, чем климат современной тундры.

В долине р. Камы к днепровскому горизонту принадлежат перигляциально-аллювиальные отложения, представленные песками с гравием и галькой в основании, а выше мелкозернистыми песками с линзами супесей и прослоями суглинков. Перигляциальные отложения характеризуются травянистыми спектрами.

Климатические условия в это время, по Г. И. Горецкому, были довольно суровыми и, по-видимому, соответствовали времени днепровского оледенения.

Отложения верхней части среднего плейстоцена (одинцовский и московский горизонты) соответствуют отложениям III надпойменной террасы р. Волги, а за ее пределами приурочены к склонам долин и поверхности более высоких террас.

Отложения одинцовского горизонта

Межледниковые отложения одинцовского горизонта в описываемой внеледниковой области изучены очень слабо. Достоверные аллювиальные осадки этого времени в долине Волги неизвестны и вопрос о их наличии остается в настоящее время нерешенным. Существующие мнения по этому вопросу мало обоснованы фактическим материалом и в значительной степени базируются на предположениях.

А. И. Москвитин отмечает межледниковые отложения одинцовского горизонта на поверхности песков IV надпойменной террасы в виде подзолистой почвы, но межледникового аллювия этого времени не выделяет. Он полагает, что в начале наступавшего московского оледенения происходили интенсивные процессы донной и боковой эрозии, вследствие чего межледниковый аллювий одинцовского времени был полностью размыв. Эти доводы в какой-то мере объясняют отсутствие межледникового аллювия, но не вполне согласуются с общими представлениями о возможности сохранения и существования некоторой части его в фазу размыва как в межледниковые, так и ледниковые эпохи.

По-видимому, одинцовскому горизонту соответствует нижняя часть аллювия, залегающая под хвалынскими отложениями. В разрезе Балаковского створа эти отложения представлены песками с гравием и галькой в основании мощностью от 10 до 25 м. Подошва их отмечается на минус 12—15 м абс. высоты.

Отложения московского горизонта

Отложения рассматриваемого горизонта связываются с III надпойменной террасой р. Волги. Однако следует отметить, что слагающие эту террасу отложения изучены еще слабо и существуют различные мнения о времени их накопления и условиях залегания.

Е. В. Шанцер (1935) и Ю. А. Лаврушин (1959) полагают, что III надпойменная терраса образовалась за счет размыва более высокой

IV надпойменной красноярской террасы и поэтому слагающие ее среднечетвертичные отложения представляют единую толщу.

По мнению А. И. Москвитина, эта терраса, как и более древняя, имеет двухъярусное строение. Породы, слагающие ее, врезаны в поверхность IV надпойменной террасы вследствие сосредоточения в одно русло мелких рукавов р. Волги в конце днепровского оледенения. Отложения этой террасы выходят на поверхность и вскрываются буровыми скважинами. Нижняя часть разреза изучена очень слабо, так как она находится ниже уровня р. Волги. Подошва ее, как думает А. И. Москвитин, лежит несколько выше подошвы IV террасы. В строении верхней части принимают участие мелкозернистые пески, в которых обнаружены тонкостенные мелкие раковины; *Adacna* sp. (близкие *A. plicata* Eichw.), *Monodacna* aff. *caspia* Eichw., *M. edentula* Pall., *Sphaerium* sp. (близкий к *Sph. corneum* L.), *Pisidium* sp. Вверх по разрезу, в районе створа Балаковской ГЭС, залегает толща серых илов, которые замещаются в горизонтальном направлении тонкозернистыми песками, над ними лиманные зеленовато-серые и шоколадоподобные алевроиты и лёссовидные суглинки. Лиманная фация этих отложений наблюдается в разрезе террасы у с. Квасниковки на глубине 20—23 м, у Орловки — на глубине 28 м, в низовьях р. М. Карамана — на глубине 28—30 м.

По мнению А. И. Москвитина, эти отложения распространяются до устья р. Б. Иргиза. Полная мощность их (по А. И. Москвитину) свыше 60 м. Описанные породы он сопоставляет с верхнехазарскими морскими слоями, а за пределами площади, в ледниковой области, увязывает с московским оледенением, осадки которого выделяются им в долинах рек Ветлуги и Оки.

П. В. Федоров и Ю. М. Васильев (1960 г.), подтверждая доводы Ю. А. Лаврушина об эрозионном происхождении этой террасы, отмечают, что во время размыва IV красноярской надпойменной террасы, в период максимальной хвалынской трансгрессии, на ней сохранились осадки этого времени в виде песков и супесей мощностью 3—5 м. Эти маломощные образования П. В. Федоров (1964 г.) связывает с абразионно-аккумулятивной равниной Прикаспийской низменности.

В. А. Морозов (1963) полагает, что в Нижнем Поволжье III терраса образовалась в раннехвалынское время не только за счет размыва IV террасы, но в отдельных местах и за счет самой высокой V надпойменной террасы р. Волги. Размытые участки V террасы наблюдаются в Нижнем Поволжье к северу от р. Таралыка и довольно легко опознаются в рельефе по высоким уступам, заметно возвышающимся над поверхностью этой террасы у тыльного ее шва. Однако приведенных доводов явно недостаточно, чтобы высказать однозначное решение по этому вопросу.

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнечетвертичные отложения, как и подстилающие их среднечетвертичные, наблюдаются преимущественно по долинам рек и связаны со II и I надпойменными террасами рек Волги, Камы и их крупных притоков.

Породы, слагающие верхнюю часть II надпойменной террасы, хорошо изучены. Они охарактеризованы макрофауной, спорами и пылью и служат опорным горизонтом при выделении ниже- и вышележащих террас р. Волги и установлении их возраста. Однако вопрос корреляции рассматриваемых отложений с хвалынскими трансгрессиями Каспийского моря, сопоставление их с оледенениями и подразделение на

горизонты разными исследователями решаются не однозначно и даже противоречиво.

В соответствии со стратиграфической корреляционной схемой в составе описываемых отложений выделяются следующие горизонты: микулинский, калининский, молодого-шекснинский и осташковский. Калининский и осташковский горизонты связаны с периодом ледниковых накоплений, а микулинский и молодого-шекснинский — с разделяющими их межледниковьями.

Отложения микулинского горизонта

Распространение микулинского горизонта связывается преимущественно с отложениями II надпойменной террасы. В Нижнем Поволжье эта терраса известна под названием хвалынской, а в среднем — ставропольской. В комплексе пород этой террасы выделяются аллювиальные, делювиальные и лиманные отложения.

Породы рассматриваемого горизонта террасы врезаны в осадки более древних четвертичных отложений и представлены в основании крупнозернистыми песками с галькой и гравием. В Нижнем Поволжье в составе гальки преобладают местные породы: песчаники, опоки, мергели и мел. Вверх по разрезу пески становятся мелкозернистыми, переходят в серые илы, разделяющие в некоторых местах этот аллювий на два горизонта. В нижней части песков встречаются редкие раковины *Lithoglyphus* sp., не свойственные холодному климату. В верхней части описываемого аллювия пески становятся тонкозернистыми и часто замещаются супесью.

В районе Балаковского створа пески переслаиваются с супесями, а иногда полностью замещаются ими. Мощность описываемых отложений 15—20 м. Общая мощность хвалынского аллювия достигает 40—50 м. В аллювиальных песках, залегающих под хвалынскими супесями у г. Балакова, М. Н. Грищенко и Е. Н. Глущенко была определена пыльца. Среди древесной растительности преобладают сосна и ель, много березы, ольхи, содержится примесь широколиственного леса и орешника (до 8%). Приведенный список пыльцы очень близок к пыльце межледниковой эпохи. Пыльца межледникового времени была обнаружена Ю. А. Лаврушиным (1964) в хвалынской аллювии у с. Приволжье (рис. 97).

А. В. Кожевников (1959) также указывает на нахождение в разрезе II террасы р. Илети алевритов, в спорово-пыльцевых спектрах которых полностью отсутствует пыльца ели, преобладает пыльца сосны и березы, много орешника (до 56,6%); недревесная пыльца представлена разнотравьем. По мнению А. В. Кожевникова, климат этого времени был несколько холоднее современного.

Приведенные данные из различных пунктов Среднего Поволжья приводят к мысли о том, что накопление нижней части разреза аллювия происходило в микулинское межледниковье. В последующее время происходит изменение климатической обстановки и режима реки, связанное с наступлением хвалынской трансгрессии и калининского оледенения. В этих условиях происходит накопление илов II террасы.

В Нижнем Поволжье, в разрезе Балаковского створа ГЭС, в толще темных илов Л. А. Скиба обнаружила пыльцу *Chenopodiaceae* и *Artemisia* в присутствии пыльцы ели, сосны, спор папоротников. В других местах (у с. Хрящевки, в устье р. Б. Черемшана) в илах этой террасы содержится в основном (63%) травяная пыльца с *Artemisia* (33%), *Compositae* (25%) и *Chenopodiaceae* (10%), при господстве

среди древесной пыльцы (всего 29%), пыльцы березы (93%), что не оставляет сомнений в тундровой природе спектра. Такие же спектры получены Л. А. Скиба и из илов II надпойменной террасы р. Бирля у пос. Воля.

За пределами речных долин осадки этого времени представлены погребенной интерстадиальной лесостепной черноземной почвой, получившей развитие на делювиально-солифлюкционных лёссовидных обывственных пылеватых супесях и суглинках, покрывающих склоны водоразделов долин и поверхности высоких (V, IV, III) террас р. Волги. По представлениям А. И. Москвитина, формирование этой почвы проис-

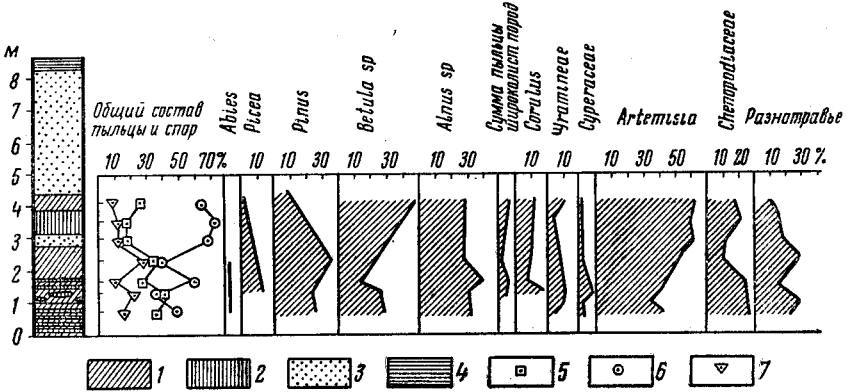


Рис. 97. Спорово-пыльцевая диаграмма верхней части аллювия II надпойменной террасы. По Р. Е. Гитерман

1 — суглинки оглеенные; 2 — суглинки бурые; 3 — пески; 4 — шоколадные глины; 5 — пыльца древесных растений; 6 — пыльца травянистых растений; 7 — споры

ходило в межледниковую эпоху, в перерыве между верхнехазарской и хвалынской трансгрессиями Каспийского моря. Он указывает, что в Нижнем Поволжье тип погребенной почвы микулинского времени сходен с типом почвы степей левобережья р. Волги. Мощность почвы изменяется от 1 до 3—4 м. Коррелятивными отложениями этой почвы в Прикаспийской низменности являются пойменные илы, развитые на верхнехазарских отложениях. В верхней части илов заметны следы почвенного выветривания. Почти повсеместно почва микулинского времени деформирована солифлюкционными процессами и пронизана псевдоморфозами ледяных клиньев.

Отложения калининского горизонта

Над хвалынским аллювием залегают континентальные неслоистые образования, широко известные в Нижнем Поволжье под названием ательских. В старых схемах они помещались стратиграфически выше хазарских отложений. В соответствии с принятой унифицированной схемой четвертичных отложений ательские образования включаются в состав верхнечетвертичных отложений и помещаются между аллювием II надпойменной террасы и шоколадными глинами. Ательские отложения представлены светло-бурыми лёссовидными суглинками и супесями, образующими в обнажениях характерные столбчатые отдельности. Они хорошо видны в зоне сочленения II и более высокой красноярской террас, а также на склонах долин и водоразделов, где слагают делювиальные шлейфы. Особенно отчетливо прослеживаются они в оврагах и балках правобережья Волги.

А. И. Москвитин ательские отложения рассматривает как аналоги хвалынских илов, подчеркивая, что в пониженных участках на поверхности IV надпойменной террасы (до абс. отм. 45 м) они принимались некоторыми исследователями за пойменные фации отложений, слагающих IV террасу. При погружении в сторону Прикаспийской низменности эти осадки перекрываются вместе с аллювием II надпойменной террасы морскими отложениями. В пределах Прикаспийской низменности ательские слои (по А. И. Москвитину) отделены от хазарских следами почвообразования и выветривания. На контакте их присутствуют погребенные почвы, формировавшиеся в микулинское межледниковье.

П. В. Федоров (1964 г.) указывает, что к югу от Саратова хвалынский аллювий не всегда отделен перерывом от ательских суглинков, образующих кровлю верхней аллювиальной свиты II надпойменной террасы. Этот перерыв отмечается только на повышенных участках дохвалынского рельефа, а в пониженных местах контакт хвалынских и ательских образований не свидетельствует о длительном перерыве. По мнению П. В. Федорова, ательские отложения формировались в эпоху развивающейся максимальной хвалынской трансгрессии. Он рассматривает их в долине р. Волги как аллювиальные образования, но вместе с тем не отрицает их полигенетического происхождения.

В ательских отложениях А. П. Гричук (1954) обнаружил пыльцу растений, сходную с пылью серых илов из хвалынской террасы. Пыльца из ательских суглинков за пределами описываемой территории была изучена А. А. Чигуряевой и Н. Я. Хвалиной (1955) в районе Волгоградской стоянки. Полученные пыльцевые спектры свидетельствуют о наступающем похолодании, вероятно, связанном с калининским оледенением. После образования ательских континентальных суглинков в южной части долины р. Волги рассматриваемого региона происходит накопление лиманных шоколадных глин. Глины имеют характерную ленточную слоистость, жирный блеск и тонкие присыпки мучнистого песка, в нижней части толщи до 2—3 см. В основании глин среди песков встречается плоская галька из известковистых стяжений (размером до 3—4 см). Мощность глин изменяется от 0,4 до 8 м. В прослоях песка встречается типичная хвалынская фауна: *Adacna laeviscula* Eichw., *A. plicata* Eichw., *A. laeviuscula* Eichw., *Monodacna edentula* Pall.

По данным Н. И. Николаева, кориды хвалынского облика встречаются в описанных отложениях по долине р. Волги от Прикаспийской низменности до устья р. М. Иргиза, А. И. Москвитин этот факт ставит под сомнение. Образование этих глин обусловлено подпруживанием р. Волги водами хвалынской трансгрессии. Во время их накопления в долине р. Волги существовал обширный лиман, верховья которого находились несколько выше Жигулевской излучины. Шоколадные глины отмечаются в нижней части долины р. Кондурчи. Выше по Волге они из разреза II надпойменной террасы исчезают полностью, их замещают желто-бурые пески, укрупняющиеся книзу. В верхней части террасы наблюдаются илы и пески. А. И. Москвитин (1958) указывает на наличие двух уровней хвалынской террасы в районе г. Казани. А. В. Кожевников (1959) в пределах Среднего Поволжья выделяет три уровня хвалынской террасы.

Накопление шоколадных глин П. А. Православлев (1907—1909 гг.) и другие исследователи связывают с максимальной раннехвалынской трансгрессией и рассматривают их как своеобразную глубоководную фацию хвалынских отложений. П. В. Федоров (1946 г.), М. И. Брицина (1954 г.) и Ю. М. Васильев (1959 г.) шоколадные глины считают более поздними образованиями, связанными с ингрессивной фазой хвалын-

ского моря. Основанием для этого послужило следующее: II надпойменная терраса, верхняя часть которой слагается шоколадными глинами, отделена от хвалынской морской равнины ясным уступом. Эта терраса хорошо видна за пределами описываемой площади у с. Быкова. В пределах рассматриваемой территории, вверх по Волге, этот уступ постепенно исчезает и шоколадные глины наблюдаются почти на одном уровне с более высокой IV надпойменной террасой. На отдельных участках Волжской долины хвалынские отложения заходят по пологим эрозионным понижениям в пределы развития IV надпойменной террасы и сливаются с ней, но абсолютные высоты их поверхности нигде не превышают 40 м. Иногда глины отделяются от поверхности указанной террасы едва заметным перегибом местности — он хорошо виден в рельефе у с. Приволжье (рис. 98).

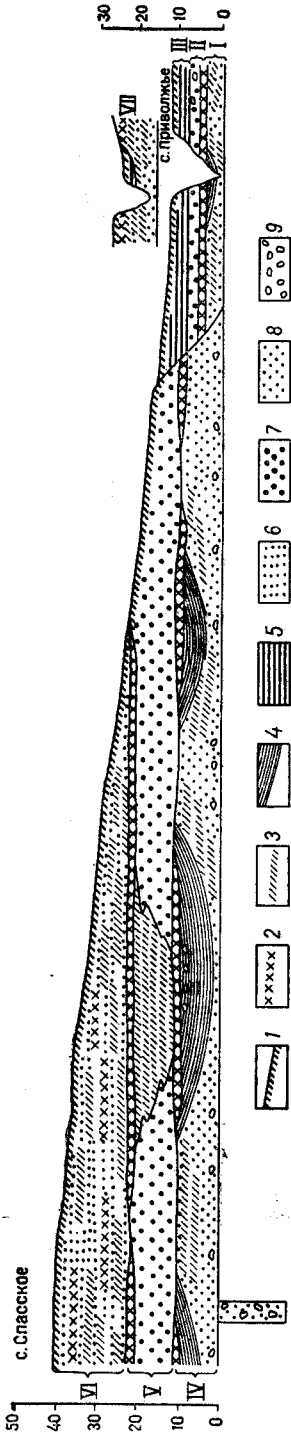


Рис. 98. Четвертичные отложения в районе сел Спасское — Приволжье. По Ю. А. Лаврушину

1 — почва; 2 — погребенные почвы; 3 — суглинки; 4 — старичные илы; 5 — шоколадные глины; 6 — горизонтально-слоистые тонкозернистые глины; 7 — среднезернистые и крупнозернистые пески; 8 — мелкозернистые и среднезернистые пески; 9 — галечник

I — аллювий II надпойменной террасы р. Волги; II — отложения лиманов и плавней; III — отложения лиманов; IV — нижняя аллювиальная свита «красноярской» террасы; V — нижняя часть верхней аллювиальной свиты «красноярской» террасы; VI — верхняя часть верхней аллювиальной свиты «красноярской» террасы; VII — соотношение шоколадных глин с осадками верхней аллювиальной свиты «красноярской» террасы у с. Приволжье

Причленение шоколадных глин к поверхности IV террасы разные исследователи рассматривают по-разному: одни — как прислонение их, другие — как замещение более древними отложениями. Ю. М. Васильев (1959 г.), П. В. Федоров (1957), Н. Г. Грищенко и А. И. Коптев (1955 г.) полагают, что между отложениями хвалынского времени и осадками верхней аллювиальной свиты (IV террасы), подстилающими их, существует фациальный переход, на основании чего эти авторы и сопоставляют отложения II надпойменной террасы с московским оледенением. А. И. Москвитин (1962) и Ю. А. Лаврушин (1964) отмечают ошибочность подобных сопоставлений, указывая, что образования, слагающие хвалынскую, а также III и IV хазарские террасы причленены друг к другу.

В долине р. Камы к верхнему антропогену относятся отложения II надпойменной террасы и перигляциальные образования, перекрывающие более высокие террасы и склоны долин до отметок 75—80 м. Аллювиальные отложения II террасы врезаны в перигляциальные отложения; ложе аллювия отмечается в пределах 52—55 м, а кровля 64—67 м абс. высоты. В основании аллювия залегает базальный горизонт из галек кварца, кремня, реже яш-

мовидных пород и песчаников. Мощность горизонта непостоянна и изменяется от 1,5 до 7 м. Вверх по разрезу залегают пески мелко- и среднезернистые с примесью темноцветных минералов, местами пылеватые, глинистые мощностью 4 м. Завершается разрез пойменной фацией — серовато-желтыми суглинками, глинами и тонкими прослоями супеси и песка мощностью 2—5 м.

А. И. Москвитин (1958) в разрезе II террасы по долине р. Камы отмечает темные илы, сходные с илами этой же террасы р. Волги. В низовьях Камы (Мысы, Табаево) в этих илах обнаружены яркие проявления древней мерзлоты в виде ледяных клиньев, переформированных в котлы. К этим отложениям приурочены находки моллюсков: *Paraspira spirorbis* L., *Stagnicola palustris* Müll., карликовые варианты *Pisidium amnicum* Müll. и растительной пыльцы, внизу преимущественно травяной, а вверху таежной с елью, сосной и обилием березы.

Верхняя часть верхнего плейстоцена приурочена к отложениям I надпойменной террасы, они встречаются в долине Волги прерывистыми участками. В Нижнем Поволжье в отдельных местах достигают значительного развития. Так, в устье Б. Иргиза ширина террасы достигает 10 км, на отдельных же участках она размыва или прослеживается в виде узких полос. Развитию ее, как и более древних вышеописанных террас, предшествовал размыв, вследствие чего слагающий ее аллювий прислоняется к более древней хвалынской террасе. А. И. Москвитин, прослеживая разрезы этой террасы по р. Волге, установил их двухъярусное строение.

Отложения молодого-шекснинского и ошашковского горизонтов

Нижняя часть аллювия I надпойменной террасы сложена толщиной мелкозернистых кварцевых желтовато-серых песков с прослоями суглинков и супесей того же цвета. К основанию пески становятся разнозернистыми, более крупнозернистыми и содержат гальку. В Нижнем Поволжье в составе гальки преобладают местные породы из опок, песчаников, мергелей, писчего мела (до 30—35%). Мощность отложений 20—30 м. В отдельных местах эти породы налегают на хвалынские и хазарские образования; на значительном протяжении вдоль правого склона р. Волги они подстилаются коренными породами юры, нижнего мела и палеогена.

Накопление описываемого аллювия предположительно относится ко времени молодого-шекснинского межледниковья. В верхней части разреза террасы появляются толщи темных илов и шоколадоподобных глин, близких по окраске к шоколадным глинам раннехвалынской трансгрессии. Эти глины отмечаются не только в Нижнем Поволжье, но и в Среднем. Е. В. Шанцер отметил их в верхней части данной террасы у с. Русской Бектяшки.

По мнению А. И. Москвитина, эти осадки отлагались в долине р. Волги в наивысшую фазу позднехвалынской или урдинской трансгрессии. П. В. Федоров и Н. И. Николаев связывают урдинскую фазу с позднехвалынской трансгрессией, не придавая ей самостоятельного значения.

В пыльцевых спектрах осадков этой террасы преобладает пыльца травянистых растений (78—83%); из них полыни 45—60%, маревых 30—40%, при присутствии значительного количества пыльцы ели, спор, сфагновых мхов и плаунов с *Selaginella selaginoides* Link., т. е. с комплексом пыльцы того же состава, какой характерен для более высоких террас. Эти данные позволяют считать, что заиление долины

р. Волги происходило в фазу самого последнего ошашковского оледенения. Следы этого оледенения запечатлены в верхней части разреза I террасы даже за пределами рассматриваемой площади у пристани Быково и отмечаются в виде хорошо оформленных псевдоморфоз ледянных клиньев, внедренных в илы и выполненных песком (в верхней части разреза).

Отложения I надпойменной террасы в долине р. Камы сложены в нижней части галечником с песком мощностью 4—4,5 м. Покрывающие их пески русловой и перигляциальной фаций имеют мощность 12—20 м, а старичные суглинки и глинистые пески 2—5 м. Фациальный состав аллювия поймы и мощность отдельных фаций в долине р. Камы подвержены сильным колебаниям и обычно изменяются от 16,8 до 25,8 м. Осадки фации поймы в среднем составляют 3,3 м, фации русла 8,6 м, а фации размыва 4—10 м.

Современные отложения

Современные отложения слагают два уровня поймы: высокий и низкий, разделенные невысоким (2—3 м) уступом. Высота поверхности их над меженным руслом р. Волги обычно составляет 8—10 м, реже 12—13 м. В строении их принимают участие пески мелкозернистые, светло-желтые с буроватым оттенком, иногда глинистые, с линзами илов, содержащие обильное количество перегнившей растительности. Вниз по разрезу пески становятся более крупными и близ подошвы обогащаются гравием и галькой, преимущественно местных пород. Двухъярусное строение пойм нигде не встречено. Мощность аллювия обычно 20 м.

По данным А. И. Москвитина (1958), в нижнем течении р. Камы у г. Набережные Челны мощность аллювия не превышает 18 м.

Следует особо подчеркнуть, что в настоящее время в связи со строительством крупных водохранилищ на реках Волге и Каме современный аллювий в их пределах постепенно покрывается донными осадками.

Нерасчлененные четвертичные отложения

Нерасчлененные четвертичные образования распространены главным образом на междуречьях и склонах речных долин. Они представлены элювиальными и делювиальными образованиями, которые чехлом покрывают указанные элементы рельефа и спускаются в речные долины на высокие террасы.

Элювиальные образования в основном состоят из желто-бурых суглинков с обломками подстилающих их коренных пород. Состав и мощность делювиальных отложений зависят от условий их накопления и подстилающих коренных пород. Они также состоят из грубых желто-бурых суглинков с различным содержанием обломков местных пород, размер которых вниз по склону постепенно уменьшается; на поверхности террас они почти исчезают. Мощность элювиальных отложений изменяется от нескольких сантиметров до 0,5 м, делювиальных — достигает 15—18 м и больше.

В пределах сыртовой равнины, сложенной с поверхности однородными желто-бурыми суглинками, выделить элювиальные отложения не представляется возможным. Кроме того, по долине р. Волги и ее крупным притокам наблюдается своеобразный комплекс отложений, связанный с оползанием крупных склонов. В оползневых блоках наблюдаются перемятые породы юры, нижнего и верхнего мела, перекрытые в отдельных местах желто-бурым и серым делювием, содержащим обильное количество обломков местных пород — мела, песчаника, мергеля.

Образование этих отложений происходило главным образом в хазарское время, когда долина р. Волги имела глубокий врез, и в период хвалынской трансгрессии, когда высокий правый берег Волги абразировался водами хвалынского моря. Мощность отложений свыше 20 м.

ОТЛОЖЕНИЯ ЛЕДНИКОВОЙ ОБЛАСТИ

Большим днепровским оледенением были покрыты северная и северо-западная части рассматриваемой территории, морена московского оледенения отмечена только в северной части Кировской области (междуречье Лузы и Моломы).

По-видимому, значительная часть региона покрывалась и более древним окским оледенением, следы которого встречаются под мореной днепровского оледенения. Влияние более поздних, калининского и ошастовского, оледенений сказалось главным образом на характере рельефа, так как они не достигли границ рассматриваемой территории.

На явные признаки неоднократных резких похолоданий на этой территории указывают морены и тесно связанные с ними флювиогляциальные отложения, а также широко рассеянные ледниковые валуны (до 2—3 м в диаметре), галька, различные следы мерзлотных явлений и остатки таежной и тундровой растительности, заключенной в породах времени оледенения.

Четвертичные отложения рассматриваемой области развиты гораздо шире, чем во внеледниковой области. Они наблюдаются не только по речным долинам, но и покрывают почти сплошь огромную площадь междуречий, отсутствуя лишь на самых повышенных элементах рельефа или крутых обрывистых склонах. В генетическом отношении они также более разнообразны, чем во внеледниковой области. Их взаимоотношения между собой и с подстилающими коренными породами, а также с древним и современным рельефом более сложны. Изучением отложений ледниковой области занимались П. И. Кротов (1882—1885 гг., 1887 г., 1900, 1910), С. Н. Никитин (1883 г.), А. И. Батанов (1911 г.), М. Э. Ноинский (1921 г.), Е. Э. Попов (1921 г.), Н. Г. Кассин (1928, 1941 г.), А. Н. Розанов (1929 г.), Г. Н. Фредерикс (1931), А. Н. Мазарович (1935), Г. Ф. Мирчинк (1935 г.), Ю. А. Петрокович (1935), Н. И. Кригер (1936 г.), К. И. Пестовский (1936), Н. И. Кром (1937), П. А. Сафроничский (1938 г.), М. Н. Грищенко (1939), Е. И. Тихвинская (1939), О. В. Киселева и А. С. Фатьянов (1940 г.), Г. И. Блом (1941 г., 1948 г., 1950 г., 1954—1961 гг.), В. К. Соловьев (1941 г.), В. И. Игнатьев (1949 г., 1955 г., 1957 г.), В. А. Полянин (1950), А. Е. Гостев (1955 г.), С. Я. Яковлев (1955 г.), М. К. Лопатников (1957 г., 1961 г.), А. И. Москвитин (1957, 1958, 1959), М. С. Кавеев (1961) и другие исследователи.

В результате исследований С. А. Яковлева (1958 г.) и А. И. Москвитина (1958) составлены корреляционные схемы, которые послужили основой для принятой унифицированной схемы четвертичных отложений.

В соответствии с этой схемой в описываемой области выделяются нижнечетвертичные, среднечетвертичные, верхнечетвертичные и современные образования. В генетическом отношении они подразделяются на моренные, флювиогляциальные, аллювиальные, озерно-аллювиальные, элювиально-делювиальные и так называемые покровные образования, приуроченные к древнему (погребенному) и современному рельефу долин и к разделяющим их междуречьям.

Вопросы взаимоотношения и стратиграфической принадлежности отдельных горизонтов в ряде случаев исследователями решаются различно, особые затруднения возникают в подразделении нижнечетвертичных отложений. Слабая обоснованность их палинологическими и палео-

фаунистическими данными не позволяет решить вопрос о их стратиграфической принадлежности однозначно. К нижнечетвертичным образованиям относятся отложения окского и лихвинского горизонтов, в ряде случаев они выделяются условно.

НИЖНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения окского горизонта

Окский горизонт выделяется условно и представлен комплексом пород ледникового, флювиогляциального и аллювиального происхождения, приуроченных к современной и древней гидрографической сети. Они наблюдаются в хорошо выработанных и, по-видимому, унаследованных плиоценовых долинах рек Волги, Оки и Ветлуги, известных в литературе под названием пра-Унжи, пра-Волги и пра-Ветлуги. Эти долины первоначально были установлены в Приказанском районе Е. И. Тихвинской, А. В. Миртовой и другими, а затем в Чебоксарском и Горьковском Поволжье. У г. Казани они врезаются до минус 15—25 м, в районе Чебоксар до минус 30 м над уровнем моря, к северу от Дзержинска до 15—30 м, близ Городца до 42—48 м и в долине р. Оки в пределах Мещерской низменности до 60—70 м.

Ранее считалось, что эти древние ложбины принадлежат различным речным системам. По представлениям Г. Ф. Мирчинка (1935 г.), древние долины пра-Унжи, пра-Ветлуги и пра-Волги выше устья р. Свияги в рисское время входили в систему пра-Оки, впадающей где-то в пределах Мещерской низменности в древнюю долину р. Дона. К волжскому бассейну относились лишь древняя ложбина пра-Волги ниже г. Казани, которая рассматривалась в качестве небольшого правого притока древней Камы. В связи с этим считалось, что Вятский вал до максимального днепровского оледенения служил водоразделом рек Камы и Волги, Оки и Дона. Позднее, когда были обнаружены в долине р. Вятки отложения верхнего плиоцена, в пределах Вятского вала и выше его этот водораздел пришлось передвинуть к западу. Е. И. Тихвинская в связи с этим принимала за верховья дорисской Волги уже р. Ветлугу и верхнее течение р. Вятки (выше Кукарской Луки).

Новейшие исследования А. С. Рябченкова (1957 г., 1961 г.), А. А. Асеева (1957 г., 1961 г.) и особенно М. И. Лопатникова (1957, 1961 г.) показали, что предполагавшегося Г. Ф. Мирчинком соединения Оки и Дона в пределах Мещерской низменности и ее южного продолжения Тамбовско-Воронежской пониженной равнины в действительности не существовало. По-видимому, не существовала и проблематичная верхнеплиоценовая «Ергень-река» Ю. А. Петроковича (1935 и 1947) и М. Н. Грищенко (1939 г.). Не было, по-видимому, и предполагавшегося Е. И. Тихвинской прямого соединения в дорисское время верхнего течения Вятки с Ветлугой.

Исследования Б. В. Селивановского (1955 г.), В. И. Игнатьева и Р. Р. Туманова (1955 г., 1956) позволяют предполагать существование на междуречье Ветлуги и Вятки лишь каких-то временных потоков в среднем плейстоцене. Эти потоки представляли собой неясно выраженные понижения юго-западного направления, очень широкие, но неглубоко врезаемые в коренные породы, выполненные в основном флювиогляциальными песчаными образованиями во время отступления максимального днепровского оледенения. С переуглубленными долинами пра-Волги и пра-Ветлуги эти понижения не имеют ничего общего. Сильно суженный «прорывной» участок долины р. Вятки, в месте пересечения Вятского вала у г. Советска, наоборот, оказался в действительности очень

древним. Б. В. Селивановским, М. Г. Солодухо, Р. Р. Тумановым и Г. И. Бломом были обнаружены в долине р. Вятки на этом участке (у д. Малиновки) и выше него (у д. Ягодки), в долинах рек Буя (близ г. Скрябина) и Кременки (у с. Красного и д. Кокуй), в нижнем течении р. Пижмы (близ с. Вынур) и в бассейне р. Кобры (у д. Малой Дубровки на р. Мытец) остатки отложений плиоцена, указывающие на существование этих рек по крайней мере уже в верхнем неогене.

По представлениям В. К. Соловьева, все древние сильно переуглубленные ложбины, известные в настоящее время в Среднем Поволжье, по-видимому, были непосредственно связаны между собой и принадлежали одной древней речной системе Волжско-Камского бассейна. Они выполнены совершенно своеобразными аллювиальными отложениями, резко отличными от более молодых четвертичных аллювиальных образований рек Волжского бассейна. Эти долины заполнены разнородными песками с гравием и щебнем, состоящим из местных пород и мелкозернистыми, нередко сильно заиленными песками с прослоями зеленоватых и темно-серых иловатых супесей, суглинков и глин. Ледниковые гальки и валуны, характерные для аллювия Волги четвертичного периода, в них не обнаружены. Это позволило В. К. Соловьеву сделать вывод о более древнем доледниковом возрасте описанных отложений. В качестве доказательства он приводит сопоставление осадков двух совершенно различных и далеко удаленных друг от друга районов: на западе — Мещерской низменности и на востоке — района ниже г. Казани.

В Мещерской низменности в сильно переуглубленных ложбинах пра-Оки А. С. Рябченковым (1957) были выделены под древней мореной окского оледенения аллювиальные отложения. Аналогичные образования отмечены в глубоких долинах в районе г. Казани под фаунистически охарактеризованными акчагыльскими отложениями. В. К. Соловьев полагает, что они были связаны между собой по этой долине, поэтому отложения долины р. Оки синхронизируются с акчагыльскими образованиями долины р. Волги у г. Казани. Палеонтологически эти отложения охарактеризованы сравнительно слабо, поэтому при определении их возраста возникают некоторые разногласия.

П. А. Никитин и В. И. Игнатъев относят их к миндель-рисскому межледниковью. При карпологических исследованиях (выше г. Городца) в прослоях иловатых пород были обнаружены ископаемые семена и мегаспоры (опр. П. А. Никитина): *Azolla interglacialica* Nikit., *Polygonum convolvulus*, *Potamogeton pectinatus* L., *P. cf. juncus*, *P. articus* Willd., *Selaginella selaginoides* Link., *Fungi* gen., *Bryales* gen., *Betula nana* L., *Potentilla* sp., *Ranunculus reptans* L., *R. cf. hyperboreus* Rot.

Аналогичные образования выделены В. И. Игнатъевым в Приокском районе в бассейне р. Сережи. А. И. Москвитин и В. К. Соловьев полагают, что эти осадки накапливались в озерах акчагыльского и даже кинельского времени.

В бассейне р. Мокши наблюдаются древние озерно-аллювиальные образования, залегающие в долинообразных углублениях, выработанных в мезозойских и палеозойских породах. По данным В. К. Соловьева (1941), ложе этих долин отмечается на уровне 160—185 м абс. высоты. Эти отложения хорошо отмыты и отсортированы, сложены преимущественно мелко- и тонкозернистыми песками, местами в различной степени заиленными, с прослоями и линзами зеленовато-серых, желто-бурых и коричневых очень тонких пластичных суглинков и иловатых супесей. В верхних горизонтах прослойки суглинков и супесей отмечаются более четко. Среди них здесь присутствуют также неяснослоистые и совершенно неслоистые разности, нередко с корневыми ходами наземных растений, представляющих, по-видимому, пойменную фацию аллювия.

Подстилающие их горизонты песков с прослоями иловатых суглинков и супесей являются, вероятно всего, русловыми отложениями. В основании их обычно залегает незначительный прослой базального щебня или конгломерата, образованного из обломков и глиняных окатышей одних местных пород. Ледниковые гальки и валуны в них отсутствуют, как и в аллювии пра-Волги.

В районе г. Краснослободска в кровле этой древней аллювиальной толщи залегает очень характерная пачка (до 5 м) озерных отложений: коричневато-бурых, буровато-серых, очень тонких и пластичных иловатых суглинков и алевроитов. Она заметно отличается от нижележащих пород более темной окраской, правильной слоистостью и совершенно своеобразной косою чешуйчатой отдельностью (в выветреном состоянии).

В палеонтологическом отношении описываемые отложения бассейна р. Мокши, к сожалению, совершенно не изучены. В. К. Соловьев (1941) относил их ранее условно к подморенным флювиогляциальным образованиям среднего плейстоцена, в последнее же время он без особого основания поместил их в верхний плиоцен.

Наряду с этим в аналогичных условиях, т. е. в долинообразных понижениях выше Горького, в районе нижнего течения Клязьмы и Оки (севернее с. Высоково и Пырского озера) под среднеплейстоценовым аллювием буровыми скважинами вскрыты хорошо отмытые древнеаллювиальные пески — внизу с гравием, а в верхней части с прослоями иловатых глин. Общая мощность их 20 м. В прослоях иловатых глин (в их верхней части) И. З. Котовой обнаружена пыльца в основном древесных пород: сосна 21,6%, ель 10—26%, береза 11—45%, ольха 10—12% и широколиственные деревья (орешник, липа, дуб, вяз, граб) до 16%.

Кроме описанных образований, наблюдаются и ледниковые. В области правобережья р. Волги, захваченной Донской лопастью максимального днепровского оледенения, ледниковые отложения имеют более сложное строение, чем это принималось ранее. Прежде считалось, что в пределах их распространения присутствует только одна «рисская» (днепровская) морена и связанные с ней подморенные и надморенные флювиогляциальные образования. В действительности же на этой территории (как и в пределах смежной Тамбовско-Воронежской пониженной равнины и ее северного продолжения Мещерской низменности) хорошо выделяются два горизонта морены и три толщи флювиогляциальных образований: подморенных, межморенных и надморенных.

Нижний горизонт морены представлен в большинстве случаев серыми, зеленоватыми, темно-бурыми и почти черными плотными грубыми суглинками и глинами, с более или менее многочисленными гальками и валунами преимущественно местных осадочных пород и в значительно меньшей степени принесенных с севера гранитов, гнейсов, каменноугольных кремнелых известняков и доломитов и др. Верхний горизонт морены довольно резко отличается от нижнего красноватой и желто-бурой окраской, несколько более грубым механическим составом и наличием сравнительно большого количества ледниковых галек и валунов фенноскандинавского происхождения. Гальки и валуны местных пород встречаются значительно реже.

Граница между этими горизонтами в большинстве случаев четкая, нередко с ясными следами размыва. На междуречье Теши и Мокши (по данным Г. И. Блома) и в западной части Саратовской области (по данным Н. А. Преображенского) они разделяются местами небольшой пачкой (до 7—10 м) флювиогляциальных и озерных образований: светло-серых, желтых и бурых разнородных песков с гравием и галькой и тонких красновато-бурых и серых суглинков и глин. Указанные горизонты морены развиты в бассейнах рек Оки и Дона не повсеместно,

нижний горизонт здесь часто выпадает из разрезов, вследствие чего на коренных отложениях непосредственно залегает верхняя морена или подстилающие ее межморенные образования. Верхний горизонт морены отсутствует лишь в местах интенсивного размыва его талыми водами отступавшего ледника.

Мощность нижнего горизонта морены из-за сильного размыва его очень непостоянна и колеблется обычно от 1—2 до 9—12 м, очень редко достигая 20 м (с. Вознесенское Горьковской области). Мощность верхнего горизонта более постоянна, в бассейнах рек Оки и Дона в большинстве случаев изменяется от 3 до 6—10 м и резко увеличивается только в древних понижениях рельефа (в низовьях р. Мокши она достигает 24—29 м).

Среднеплейстоценовый днепровский возраст верхнего горизонта морены не вызывает сомнений. Все исследователи относят образование этого горизонта ко времени максимального днепровского оледенения.

Вопрос о возрасте нижнего горизонта является спорным. Большинство исследователей считают, что нижний горизонт отложился в одну из первых стадий того же днепровского оледенения, а отделяющие его от верхней морены флювиогляциальные и озерные образования являются днепровскими внутриморенными отложениями. Н. А. Преображенский, А. П. Мурылев, В. К. Соловьев, Г. И. Блом, А. Е. Гостев и другие исследователи относят нижний горизонт морены Саратовской области, Мордовской АССР и юга Горьковской области к нижнему плейстоцену. Эта точка зрения в последние годы подтверждена новыми вескими доказательствами.

А. С. Рябченко (1957, 1961) обнаружил между этими горизонтами морены в пределах смежной Мещерской низины нормальную серию аллювиальных межледниковых отложений, представленную внизу разнотекстурными песками с галькой, выше мелкозернистыми песками и вверху — темно-бурыми глинами пойменной фации. В Спасск-Рязанском районе в этой серии встречены лигниты, пыльцевой анализ которых позволяет отнести эти отложения к «лихвинскому» межледниковью. Палеонтологически охарактеризованные «лихвинские» межледниковые отложения отмечаются также М. И. Лопатниковым (1957, 1961) в более южных районах Окско-Донского междуречья у Новохоперска, Кривоборья и Даншина, где в них среди древесной и водной болотной растительности обнаружена единичная пыльца плиоценовой флоры. Это дало основание А. И. Москвитину и В. К. Соловьеву отнести их к плиоцену.

Приведенные данные позволяют сделать заключение, что в западной части рассматриваемой территории Поволжья окское оледенение распространялось значительно дальше на юг, чем это предполагали Г. Ф. Мирчинк и С. А. Яковлев. По-видимому, в области Окско-Донского междуречья оно распространялось по крайней мере до г. Балашова, а может быть, и значительно дальше, захватывая почти всю западную, несколько пониженную часть Приволжской возвышенности (нижнее и среднее течение рек Тешы и Мокши, полностью бассейны рек Вада, Выши, Вороны, верхнее и среднее течение р. Хопра, почти всю р. Сердобу и, может быть, частично бассейн р. Медведицы). По-видимому, область распространения окского оледенения здесь лишь немногим уступала распространению максимального днепровского оледенения.

Признание за нижним горизонтом морены нижнеплейстоценового (нижнечетвертичного) возраста заставляет отнести к окскому оледенению также и связанные с нижней мореной флювиогляциальные отложения, выделявшиеся ранее в качестве рисских подморенных.

Подморенные флювиогляциальные отложения нижнего плейстоцена в пределах этого края довольно широко распространены. Они представлены в основном кослоистыми разнозернистыми и мелкозернистыми песками, с более или менее многочисленными ледниковыми гальками и валунчиками и прослоями серых и бурых суглинков и глин, значительно реже ленточными глинами. Мощность их очень непостоянна, обычно 3—7 м, реже 10—12 м. На выступах дочетвертичного рельефа подморенные флювиогляциальные отложения, как правило, полностью отсутствуют и залегают только во впадинах древнего рельефа.

Надморенные флювиогляциальные отложения нижнего плейстоцена в пределах рассматриваемой территории бассейнов рек Оки и Дона неизвестны. Они, по-видимому, были полностью уничтожены здесь во время максимального днепровского оледенения или несколько раньше.

В области правобережья р. Волги, к северу от рек Теши и Алатыря, ледниковые отложения нижнего плейстоцена выделить не удалось. Вероятнее всего, они были размыты (как и на площади Горьковско-Марийского Заволжья, Кировской области и прилегающих к ним районов Удмуртии и Татарии) и сохранились здесь, возможно, лишь на отдельных небольших участках в более крупных западинах древнего рельефа. Можно предположить, что остатки морены находятся в верховьях Керженца, где, по данным Г. И. Блома, она имеет очень большую мощность (до 22 м в д. Пруды) и (как и на юге) сравнительно хорошо разделяется на два горизонта: нижний, сложенный темными желтовато-коричневыми известковистыми суглинками, и верхний, представленный красно-бурыми суглинками с значительно большим количеством ледниковых галек и валунов. В нижнем горизонте морены (мощностью до 9 м) были найдены гальки кварца, кремня и различных яшм. Вполне возможно, что это морена окского оледенения. В верхнем горизонте морены широко распространены валуны шокшинских песчаников и кварцитов. Мощность его обычно 3—5 м, местами до 13 м.

На значительной части площади Горьковско-Марийского Заволжья и прилегающих районов Удмуртии и Татарии окская морена размыта, от нее сохранились лишь одиночные гальки и валуны, а иногда валунно-галечниковый слой, залегающий в основании четвертичных отложений. Эти отложения были отмечены рядом исследователей (Г. И. Блом, В. И. Горелова, А. В. Кожевников, В. А. Полянин, Е. И. Тихвинская и др.) в пределах г. Горького, в бассейнах рек Узолы, Линды и Керженца, в районе Васильсурска и Чебоксар, Усть-Юшута и близ г. Казани. Особый интерес представляют ледниковые гальки и валуны (размером до 0,4 м) в основании четвертичных отложений, собранные В. И. Гореловой в районе г. Горького. По заключению С. А. Яковлева, эти валуны принадлежат Новоземельскому центру оледенения Северной Европы и, вероятнее всего, были принесены сюда ледником в нижнечетвертичное время. Как известно, среднечетвертичные ледниковые отложения района г. Горького характеризуются ледниковыми гальками и валунами фенноскандинавского происхождения.

На основании этих данных можно предположить, что в Горьковско-Марийском Заволжье, как и в бассейнах рек Оки и Дона, область распространения окского оледенения лишь немногим уступала области распространения максимального днепровского оледенения. Край этого оледенения проходил, по-видимому, очень близко от Казани, в этом районе отмечается большое количество сравнительно крупных валунов (до 15—20 см по длинной оси), которые залегают в нижних горизонтах аллювия V надпойменной террасы.

Эта терраса сравнительно хорошо выделяется только по долине р. Волги ниже устья р. Ветлуги. Менее ясно она выражена в Горьков-

ском Заволжье на участке от устья р. Ветлуги до г. Горького и в нижнем течении рек Оки и Клязьмы, где она сильно завуалирована ледниковыми аллювиально-делювиальными образованиями среднего и верхнего плейстоцена.

По данным А. В. Кожевникова (1956), V терраса также прослеживается в нижнем течении р. Ветлуги. Хорошо выделяется она, по свидетельству А. Е. Гостева (1952), в бассейне р. Ижа, и, по-видимому, присутствует также в долинах рек Вятки, Казанки и Мешы.

В бассейне р. Волги V надпойменная терраса является высокой: она поднимается над меженным уровнем реки на 60—75 м, а местами на 80—85 м, абсолютные отметки ее поверхности колеблются от 110—115 до 130—135 м. В основании террасы наблюдается высокий цоколь коренных верхнепермских отложений, однако в ряде пунктов долины р. Волги от г. Казани до устья рек Илети и Свяги и выше — у ст. Суслонгер, с. Шелонгер, к северо-западу от г. Йошкар-Ола (на 20-ом километре лесовозной ж.-д. ветки) основание этой террасы сложено породами плиоцена. В. К. Соловьев считает, что пресноводные отложения плиоцена залегают в основании аллювия V террасы также в бассейнах рек Керженца и Линды и по р. Чугунке (у д. Надеждино) Воротынского района Горьковской области.

Основанием для выделения отложений плиоцена послужило следующее: Е. Д. Заклинская в породах у д. Бортной (в 40 км севернее г. Семенова, в бассейне р. Керженца) обнаружила единичные зерна пыльцы *Cupressaceae* и *Thuia*, которые возможно, являются переотложенными. Описываемые породы Е. Д. Заклинская условно относит к самым верхам плиоцена. Однако она считает, что спорово-пыльцевые спектры из этих отложений очень близки к комплексам из четвертичных образований.

Приведенные данные хорошо согласуются с заключениями П. И. Дорофеева, который в этих отложениях обнаружил широко распространенные в четвертичных образованиях мегаспоры *Selaginella selaginoides* L., семена можжевельника, много плодов осоки, семена трехдольной ряски, орешки березы, плоды различных представителей лютиковых (*Ranunculus schleratus* L., *R. cf. flaminula* L., *Potentilla cf. nivea* L.). В спорово-пыльцевых спектрах этих отложений преобладают представители родов *Picea* (39%) и *Pinus* (38%), в небольших количествах присутствуют *Betula* (9%), *Carpinus* (0,8%), *Corylus* (0,6%). Комплекс пыльцы травянистых растений очень беден. По заключению Т. Т. Кольцовой, этот комплекс вполне сопоставим с комплексами нижнечетвертичных отложений бассейна среднего течения р. Оки. Мощность описываемых отложений в районе д. Бортной равна 21 м. Проводивший здесь комплексную геологическую съемку Г. И. Блом (1957) на основании приведенных палинологических исследований и стратиграфических сопоставлений вполне обоснованно относит эти отложения к нижнечетвертичным.

Аллювиальные отложения V надпойменной террасы представлены обычно грубыми разнотернистыми песками с многочисленными гальками и валунами местных и чуждых этому краю осадочных, изверженных и метаморфических пород, принесенных сюда частью с севера или северо-запада (по данным В. А. Полянина, 1950) и с Прибалтийского щита, с прослоями и линзами серых, сизых и буроватых глин и суглинков. Верхние горизонты террасы сложены в основном глинистыми породами пойменной фации, прикрытыми сверху субаэральными лёссовидными покровными суглинками и супесями или чаще светло-серыми и желтоватыми флювиогляциальными песками максимального днепровского оледенения, нередко перевеянными и собранными в дюны.

По мнению В. К. Соловьева, в бассейнах рек Линды и Керженца и на левобережье Оки и Клязьмы присутствуют аллювиальные отложения V надпойменной террасы, прикрытые мореной днепровского оледенения и связанные с ней подморенными и надморенными флювиогляциальными образованиями, что указывает на их доднепровский возраст. Остатки ледниковых отложений днепровского века, по-видимому, также отмечены на поверхности V террасы и в бассейне р. Казанки (близ с. Толмачи).

Мощность аллювиальных отложений колеблется от 20—30 до 40—50 м, местами увеличивается до 55—60 м и лишь в краевых участках террасы резко сокращается до 10—15 м.

Б. В. Селивановский, Т. А. Тэфанова, М. Г. Солодухо и другие относят к нижнечетвертичным отложениям в южной части Кировской области и в Марийской АССР гравелистые пески и галечники. Так называемые «пуги», или «дресвяные горки», являются типичными своеобразными формами рельефа Вятско-Велужского края. Они представляют собой сравнительно небольшие совершенно изолированные друг от друга холмы высотой до 10, реже 20 м, вытянутые в определенном направлении. По-видимому, ориентировка холмов была обусловлена движениями ледника на данном участке. Холмы сложены косослоистыми разнозернистыми гравелистыми песками и галечниками кремнево-кварцевых пород.

Все они, как правило, приурочены к выступам водораздельных плато и очень хорошо выделяются в рельефе. Пуги располагаются на местности или одиночно, или чаще образуют целые группы холмов в виде небольших цепочек или гряд, вытянутых иногда (например, в бассейне р. Чепцы) на значительные расстояния.

Гравийно-галечниковые образования пуг залегают на различных породах: размытой поверхности нижнего триаса, различных свитах татарского яруса, а иногда даже на отложениях казанского яруса, обычно в небольших углублениях. В сводовой части Вятского вала они иногда отделяются от подстилающих верхнепермских отложений сравнительно небольшим прослоем суглинка, в общем очень сходного с покровными четвертичными суглинками этой области. В таких случаях нижние горизонты пуг представлены более мелкозернистыми сравнительно хорошо отмытыми песками, которые сменяются выше по разрезу разнозернистыми, а затем и гравелистыми, несколько глинистыми песками, переполненными хорошо окатанными, а иногда даже отполированными ледниковыми гальками. Такое строение пуг еще более увеличивает их сходство с типичными озами северо-западных областей Советского Союза.

Основная масса пуг сложена флювиогляциальными образованиями области конечных морен, но какого именно оледенения — решить пока еще очень трудно. Несомненно, они древнее широко развитых в этом районе зандровых песков времени отступления днепровского ледника, но моложе моренных валунных суглинков этого оледенения, остатки которых сохранились здесь. По наблюдениям В. К. Соловьева, в области Вятского вала, например, по склонам пуг эти валунные суглинки и супеси перекрывают местами гравелистые пески и галечники и, может быть, даже вклиниваются в них. Это как будто позволяет рассматривать пуги как конечные моренные образования максимального днепровского оледенения. Однако их вещественный состав противоречит подобному выводу.

Гальки пуг состоят из пород Урало-Тиманского края и представлены кварцем, кремнем, халцедоном, опалом, различными яшмами и

роговиками. В остатках же морены и связанных с ней надморенных флювиогляциальных отложениях днепровского горизонта к западу от Вятского вала присутствуют нередко валуны пород карельского типа. В более северных районах Кировской области эта закономерность нарушается. Так, по данным С. А. Яковлева, К. О. Ростовцева и В. И. Игнатьева, среднечетвертичные ледниковые отложения, как и окские, принадлежат Новоземельскому центру оледенения.

Предположение Г. Ф. Мирчинка и С. А. Яковлева, А. Н. Мазаровича и К. Н. Пестовского (1936) о триасовом возрасте всех пуг неверно. Лишь часть пуг, расположенных вблизи южной границы сплошного распространения нижнего триаса, представляют собой сохранившиеся от размыва их нижние горизонты, часто в значительной степени сложенные галькой кремнево-кварцевых пород. В песках этих пуг довольно часто встречаются кости позвоночных ветлужского лабиринтодонтово-архозаврового комплекса.

По данным Н. Г. Кассина и Б. В. Селивановского, в пугах четвертичного возраста были найдены переотложенные обломки белемнитов.

СРЕДНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Комплекс пород среднечетвертичного возраста в пределах рассматриваемой области очень широко распространен. Они наблюдаются на междуречьях в древних понижениях и встречаются в речных долинах. Среди них встречаются моренные, подморенные, межморенные, флювиогляциальные отложения днепровского и московских оледенений и тесно с ними связанные аллювиальные накопления III и IV надпойменных террас. Среди этих отложений выделяются днепровские, московские горизонты и разделяющие их межледниковья одинцовского и микулинского веков.

Наиболее древние отложения приурочены к IV надпойменной террасе, развитой в долинах рек Волги, Вятки, Ветлуги, Оки, Клязьмы, Мокши, Суры, Дона, Хопра, Медведицы и в других местах. Наиболее широка она в долине р. Волги у г. Чебоксар, где ширина ее достигает 60—65 км. Поверхность террасы представляет собой слабоволнистую равнину, осложненную местами хорошо выраженными в рельефе дюнами и барханами. Относительная высота ее над меженным уровнем в пределах долин Волги, Оки, Суры, Мокши, Ветлуги и Вятки колеблется от 35 до 55 м. В долинах более мелких рек уровень террасы спускается до 25—30 м, а в верховьях Вятки, Камы и по рекам Белой Холунице, Быстрице, Пижме — до 15—18 м. Абсолютные отметки поверхности террасы в Горьковско-Камском Поволжье изменяются от 85—90 до 100—105 м, а на эоловых всхолмлениях достигают 110—120 м.

Согласно исследованиям М. Э. Ноинского, Е. И. Тихвинской, Л. М. Миропольского, В. А. Полянина, Т. П. Афанасьева, М. П. Синягина, А. И. Москвитина, В. К. Соловьева, А. Е. Гостева и других, среди отложений, слагающих IV надпойменную террасу, можно выделить два горизонта: нижний — лихвинский и верхний — днепровский.

Отложения лихвинского горизонта

Отложения лихвинского горизонта в Чебоксарском Поволжье залегают ниже уровня р. Волги, но в отдельных пунктах Горьковского Поволжья (в районе Городца и к северу от него, а также северо-западнее Дзержинска) они отмечаются несколько выше уровня Волги, налегая на поверхность коренных пород татарского яруса.

Начинается разрез грубозернистыми песками с гравием, галькой и валунчиками изверженных метаморфических и осадочных пород, местных, а также чуждых всему бассейну Верхней и Средней Волги. Выше пески становятся более мелкозернистыми, а затем переслаиваются с серыми и коричневатými глинами, содержащими тонкие прослойки иловатых и более грубых коричневато-бурых суглинков и супесей. Местами среди них отмечаются горизонты погребенных торфяников. Заканчивается разрез пачкой желтовато-бурых известковистых суглинков и супесей. Мощность отложений в долине Волги и в низовьях Оки от 10—15 до 25—30 м.

В бассейне р. Мокши, на правом берегу р. Сивини, у д. Песочной Лосевки, описываемые отложения залегают на коренном доколе, сложенном батскими песками, поднимающимся над уровнем реки на 14—15 м. Они представлены толщей светло-серых, буроватых и желтых разномзернистых, косослоистых песков, преимущественно хорошо отмытых и отсортированных, реже глинистых, с многочисленными ледниковыми гальками и валунами, образующими прерывистый базальный слой в ее основании. Подчиненное значение имеют темно-желтые и коричневато-бурые, буровато-серые и зеленоватые тонкие и более грубые суглинки и супеси. Мощность описанных отложений 10—12 м.

Е. И. Тихвинская (1939) эти отложения в Приказанском районе рассматривала в качестве флювиогляциальных образований, а самую верхнюю часть их принимала за аллювиальные отложения рисского времени. Верхние горизонты аллювия IV террасы она относила условно к рисс-вюрму.

С. Я. Яковлев и А. Е. Гостев (1952) в старых схемах нижнюю часть пород IV террасы относили к днепровскому горизонту, а верхнюю — к московскому ярусу. Разделяющие их верхние слои с погребенными торфяниками они рассматривали как одинцовские межледниковые образования. А. В. Кожевников (1956) к днепровскому ярусу отнес всю толщу аллювиальных отложений IV террасы, сопоставил нижнюю часть их с главной фазой днепровского оледенения, а верхнюю с выделенной им без особых оснований лухско-устынской стадией.

В результате исследований последних лет А. И. Москвитин, В. К. Соловьев, Г. И. Блом и другие исследователи нижний комплекс аллювиальных образований IV террасы относят в основном к лихвинскому горизонту, за исключением его самой верхней части, которая, возможно, образовалась во время наступания днепровского ледника. Верхняя часть горизонта описанных отложений по данным спорово-пыльцевых анализов характеризуется спектром лесного типа с резким преобладанием сосны, ели, березы, ольхи, пихты. В более низких слоях этих отложений в Горьковско-Казанском Поволжье присутствует пыльца более теплолюбивых широколиственных форм дуба, граба, вяза, липы, орешника и др., что указывает на образование их в межледниковое время, соответствующее лихвинскому веку. Кроме того, в самой нижней части этих отложений, в низовьях р. Оки, у с. М. Доскино, И. П. Толмачевым (1903) найдены в песках с галькой остатки скелетов *Elephas trogontheri* Pohl.

Отложения днепровского горизонта

Отложения днепровского горизонта слагают верхнюю часть IV надпойменной террасы р. Волги и ее крупных притоков — Оки, Ветлуги, Вятки, Мокши. Эти отложения налегают с размывом на подстилающие их лихвинские образования и представлены в основном хорошо отмы-

тыми и отсортированными косослоистыми песками, внизу — разнотельными с гравием и галькой выше по разрезу — мелко- и среднетельными с прослоями желтовато-бурых супесей и суглинков. В основании их обычно залегает валунно-галечный горизонт, образовавшийся, по-видимому, за счет размыва синхронных им ледниковых отложений днепровского оледенения.

Остатки днепровской морены в верхнем горизонте IV террасы отмечены А. И. Москвитиным и А. В. Кожевниковым на левом берегу р. Волги (у деревень Починок, Морской Пикет и Каменки), на р. Ветлуге (близ д. Прудовики) и на р. Узоле (у с. Теблино). Грубые валунные суглинки этой морены обнаружены В. К. Соловьевым (1939) в аллювиальных отложениях IV террасы в бассейне р. Мокши, на правом берегу р. Сивини, у д. Песчаной Лосевки. Мощность верхнего комплекса аллювиальных отложений IV надпойменной террасы в долине Оки, Клязьмы, Мокши и других рек изменяется от 10—15 до 35 м. Растительные остатки в описанных отложениях, как правило, отсутствуют. Однако в них отчетливы многочисленные следы различных мерзлотных явлений (в виде ледниковых клиньев, котлов, смятий и др.), свидетельствующие о суровом климате во время их образования.

Ледниковые отложения Поволжья и Прикамья представлены преимущественно мореной максимального оледенения, надвигавшейся со стороны Скандинавии. Лишь в восточную часть описываемой территории (Кировская область и прилегающие районы Марийской, Татарской и Удмуртской АССР) поступали льды Новоземельского центра оледенения. Морена сопровождается подстилающими ее подморенными и перекрывающими надморенными флювиогляциальными отложениями, тесно связанными с ними образованиями верхнего комплекса IV надпойменной террасы, а также элювиально-делювиальными и эоловыми образованиями.

Распространение описываемых отложений определяется границей днепровского оледенения. Она проходит по долине р. Медведицы, далее несколько западнее г. Петровска к Пензе, по левому берегу р. Суры до ст. Лунино, затем западнее линии ст. Лунино — села Воеводское, Б. Маресьево, Русские Дубровки — ст. Басовка к пониженному левобережью р. Суры, ниже устья р. Барыша. К северу от этой реки граница оледенения проходит по правобережью р. Суры, несколько западнее ст. Буинск, восточнее Шумерли, г. Ядрина, к г. Козьмодемьянску на Волге.

Положение границы днепровского оледенения в Казанском Поволжье более спорно. Большинство исследователей (С. Н. Никитин, 1883; А. Н. Розанов, 1929; Г. Ф. Мирчинк, 1929; А. Н. Мазарович, 1935 и др.) проводили ее от устья р. Суры почти прямо на север по правобережью р. Ветлуги, а далее на северо-восток, примерно вдоль р. Усты, несколько южнее Котельнича и Кирова, по правому берегу р. Чепцы к г. Глазову и далее на восток, вдоль полосы конечных морен, установленной Н. Г. Кассиным (1928, 1941). На ошибочность этого положения в свое время указывали еще П. И. Кротов (1882, 1883, 1885—1887, 1900, 1910), А. И. Батаногов (1911), М. Э. Ноинский (1921), Е. Э. Попов (1921) и Г. Н. Фредерикс (1931), а затем И. И. Кром (1937), Е. И. Тихвинская (1957), Б. В. Селивановский (1961), В. К. Соловьев, П. А. Софроницкий, М. Г. Солодуха, Т. А. Тэфанова и многие другие.

А. Е. Гостев, используя материалы этих исследователей и данные личных наблюдений, значительно передвинул указанную границу распространения ледниковых отложений. Он проводил ее от пос. Васильсур-

ска примерно к г. Йошкар-Ола и далее на север, вдоль западного склона Вятского вала до р. Быстрицы, а затем вдоль последней (в пределах этого вала) и через верховья Кильмези к Ижевску и Сарапулу на р. Каме.

С. А. Яковлев (1956) передвинул эту границу еще далее на юг. Он условно проводил ее несколько южнее Васильсурска, Йошкар-Олы, Ижевска и Сарапула, отмечая при этом, что на этой территории присутствуют отложения уже не среднего плейстоцена, как полагал А. Е. Гостев, а нижнего. Границу днепровского оледенения он проводил в этом районе значительно севернее (примерно так же, как ее проводил ранее Г. Ф. Мирчинк).

По мнению Б. В. Селивановского, Т. А. Тэфановой, М. Г. Солодухо и других, в южной части Кировской области и в Марийской АССР присутствуют ледниковые отложения как нижнего, так и среднего плейстоцена. Представлены подморенные отложения в большинстве случаев светло-серыми, желтоватыми и бурыми, иногда ожелезненными косослоистыми песками, обычно разномерными, с включением гравия, галек и валунов, с прослоями коричневых и бурых супесей, суглинков и ленточных глин. Мощность их, как правило, 10—15 м, на отдельных участках до 20—25 м. В области правобережья р. Волги к ним относятся в одном случае отмеченные выше межморенные флювиогляциальные отложения, разделяющие нижний окский и верхний днепровский горизонты морены, в другом — красно-бурые валунные суглинки максимального оледенения и донной морены.

Механический состав, окраска и мощность донной морены днепровского оледенения очень непостоянны и резко изменяются в Поволжье в зависимости от характера подстилающих ее пород и древнего рельефа. В области развития нижнечетвертичных ледниковых образований и красноцветов верхней перми и нижнего триаса моренные отложения представлены преимущественно красно-бурыми и коричневатыми, грубыми, совершенно не сортированными суглинками и супесями, обычно сильно уплотненными, известковистыми, с многочисленными гальками и валунами (до 2—3 м в поперечнике), состоящими из чуждых для данной территории пород. В местах развития юрских и меловых отложений морена имеет более темную, иногда почти черную окраску и представлена более тонкими пластичными суглинками и глинами, которые малоопытные исследователи нередко принимали за коренные отложения. Однако наличие в них галек и валунов в рассеянном виде, а иногда только в отдельных горизонтах, несомненно, указывает на их четвертичный возраст и ледниковое происхождение.

Кроме описанных образований, в области правобережья р. Волги, в низовьях р. Мокши и левобережья р. Теши отмечается морена напора. Она представляет собой своеобразное по форме и отложениям образование днепровского ледника в виде громадных отторженцев мезозойских и верхнепалеозойских сильно перемятых и перемещенных отложений. Г. И. Блом указывает, что размеры таких отторженцев достигают по длинной оси нескольких десятков метров. Мощность морены днепровского оледенения колеблется от 1—2 до 8—10 м, иногда до 15—30 м. Увеличенная мощность совпадает с понижениями в древнем рельефе и в области длительных стоянок ледника.

Надморенные флювиогляциальные отложения днепровского горизонта более широко распространены, чем подморенные. Они нередко образуют громадные зандровые поля, протягивающиеся на несколько десятков и даже сотен километров (например, в бассейнах р. Кильмези и верхнего течения р. Чепцы, в междуречье Вятки и Ветлуги, на правобережье Оки, вдоль рек Пьяны и Сережи, Теши, Мокши и Алатыря,

в Чувашском Засурье и других местах). Эти поля окаймляют с одной стороны отдельные области стадии отступления днепровского ледника, а с другой — незаметно сливаются с древними аллювиальными отложениями IV надпойменной террасы.

Описываемые флювиогляциальные отложения днепровского времени представлены в основном хорошо отмытыми и отсортированными косослоистыми песками, с редкими ледниковыми гальками и валунчиками. С поверхности они обычно перевены, поэтому районы их распространения характеризуются в большинстве случаев дюнно-барханным рельефом. Постепенно спускаясь с водоразделов, они незаметно сливаются с песками верхнего комплекса аллювиальных накоплений IV надпойменной террасы.

Как уже отмечалось, верхний комплекс аллювия IV надпойменной террасы в основном сложен такими же песками, покрытыми сверху несколько глинистыми, пылеватыми их разностями с прослоями желтоватых и буроватых супесей и суглинков. Отличаются они отсортированностью, своеобразным типом косой слоистости и большой мощностью (до 20—25 м). Мощность надморенных флювиогляциальных отложений обычно 5—7 м, реже до 10—15 м.

В северной части Кировской области надморенные флювиогляциальные отложения днепровского горизонта незаметно сливаются с подморенными флювиогляциальными отложениями московского горизонта и определяются вместе как межморенные. Они характеризуются здесь значительно более высоким содержанием гравийно-галечного и валунного материала. Общая мощность колеблется от 7—10 до 17—20 м. Разделить их здесь удается в редких случаях и лишь там, где между ними прослеживаются межледниковые образования одинцовского горизонта.

Отложения верхней части среднего плейстоцена связаны с аллювиальными отложениями III надпойменной террасы рек Волго-Камского бассейна и Дона, а также с комплексом ледниковых образований московского оледенения. Следует отметить, что описываемые породы изучены недостаточно полно. Неповсеместно изучены отложения III террасы, условно выделяются и границы московского оледенения и породы одинцовского горизонта.

Как уже упоминалось, III надпойменная терраса изучена слабо. Хорошо выделяется она только в области левобережья рек Волги, Оки, Клязьмы, выше устья Керженца. Ниже, по Волге, а также по левобережью ее в бассейнах Оки, Суры и Дона III терраса сохранилась лишь сравнительно небольшими останцами, поэтому многие исследователи здесь ее не выделяют. Значительно более широко эта терраса распространена в северной части рассматриваемой области, т. е. в бассейнах верхнего течения рек Ветлуги, Вятки.

В Горьковском Поволжье III терраса представляет собой холмистую песчаную равнину с резко выраженным дюнно-барханным рельефом, почти сплошь залесенным, местами сильно заболоченным. Более ровные участки с относительно плотной супесчаной почвой встречаются редко. Относительная высота ее над меженными уровнями Волги и Оки в их нижнем течении обычно составляет 25—30 м, реже 35 м. В долинах более мелких рек она уменьшается до 15—20 м. Абсолютная высота поверхности террасы в Горьковско-Казанском Поволжье изменяется от 75—80 до 90—95 м, а в местах эоловых всхолмлений достигает 100—110 м.

Аллювиальные отложения III надпойменной террасы в Горьковском Поволжье довольно отчетливо подразделяются на две свиты, сходные с описанными в IV надпойменной террасе.

Нижний одинцовский комплекс представлен типичными аллювиальными отложениями межледникового времени и, по-видимому, частично периода наступления московского ледника. В основном эти отложения представлены хорошо отмытыми, отсортированными косо-слоистыми песками, содержащими гальку и валунчики. Выше по разрезу они становятся средне- и мелкозернистыми, содержат прослойки темно-серых и буровато-серых иловатых супесей, суглинков и глин. Завершается разрез комплекса в одних местах буроватыми супесями, в других — суглинками и супесями.

У г. Городца в супесях содержатся прослойки и линзы погребенного торфа. Пыльцевые анализы показывают, что во время отложений этого комплекса аллювия среди древесной растительности господствовали хвойные породы: сосна и ель, а также были развиты береза, в меньшей степени ольха и ива. Характер растительности свидетельствует об умеренно холодном климате начала отложения этого комплекса, по-видимому, в конце днепровского ледникового века или в самом начале одинцовского межледниковья.

Средние горизонты принадлежат к одинцовскому межледниковью. В них обнаружена также пыльца дуба, граба, вяза, липы, орешника, ивы и др., указывающая на теплый климат. Верхние горизонты комплекса относятся к концу одинцовского века или самому началу московского оледенения. Широколиственные породы в них отсутствуют. В нижних слоях преобладает еще пыльца ели, присутствует в небольших количествах пыльца пихты, ольхи, ивы, орешника, а в верхних господствует уже сосна и появляется *Betula nana*.

Мощность нижнего комплекса аллювия III надпойменной террасы в Горьковском Поволжье 17—23 м и лишь местами до 30—32 м.

Верхний комплекс аллювия террасы более однообразен и сложен преимущественно хорошо отсортированными косослоистыми песками, в нижней части с ледниковыми гальками и валунами кристаллических пород карело-финского происхождения. Размеры валунов до 2 м в диаметре. Прослойки глинистых пород в песках встречаются редко. Буроватые супеси и суглинки встречаются в самой верхней части террасовых отложений, по-видимому, они представляют собой пойменную фацию рассматриваемых отложений. Растительные остатки в породах не обнаружены. Однако в верхней части их наблюдаются различные мерзлотные явления. Мощности верхнего комплекса в Горьковском Поволжье составляет 20—25 м, а вместе с покрывающими их эоловыми песками до 30—40 м.

За пределами речных долин отложения московского горизонта представлены мореной. Она присутствует, по-видимому, только в северных районах (в пределах одной Кировской области). Граница московского оледенения проводится условно от среднего течения р. Вольманги к верхнему течению рек Кузюга и Лузы, пересекает железную дорогу Кирово — Котлас между станциями Опарино и Мураши.

Морена московского оледенения относится, по данным П. А. Бойцовой и А. И. Зоричевой, к скандинавскому центру. Она содержит гальку и валуны изверженных и метаморфических пород Карелии и Кольского полуострова, которые позволяют надежно отличить ее от нижней морены максимального днепровского оледенения. Валунно-галечный материал последней в северных районах Кировской области представлен только породами местного и урало-тиманского происхождения. В Кировской области морена московского оледенения в большинстве случаев представлена красно-бурными пятнистыми грубыми валунными суглинками и супесями, реже более темноокрашенными коричневыми песчанистыми глинами мощностью от 1—2 до 6—8 м. В отдельных местах, на водоразделе рек Кузюг и Великой, она увели-

чивается до 13 м. Отложения этой морены обычно залегают или на морене максимального оледенения, или непосредственно на коренных породах и отделяются от них обычно более или менее значительной по мощности пачкой межморенных флювиогляциальных образований. Мощность их изменяется от 1—3 до 5—7 м, в исключительных случаях увеличиваясь до 15 м.

В более северных районах, за пределами рассматриваемой территории, в бассейнах рек Лузы, Ламы и Сысолы, указанные морены разделяются типичными межледниковыми образованиями, представленными аллювием и озерно-болотными отложениями, содержащими характерный для межледниковий комплекс спор и пыльцы (сосна, ель, пихта, береза, ольха, ива, орешник и др.).

ВЕРХНЕЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Верхнечетвертичные отложения гляциальной области начинаются в Поволжье и Прикамье породами микулинского межледниковья. К ним относится только один нижний горизонт аллювия II надпойменной террасы рек Волжского и Донского бассейнов, а также прослой погребенной почвы черноземного типа. Последний обнаружен в правобережье р. Оки, выше г. Горького, в основании верхнего комплекса проблематичных покровных образований, чехлом перекрывающих междуречья и спускающихся в долины рек на более низкие террасы.

В пределах рассматриваемой гляциальной области II надпойменная терраса развита хорошо и прослеживается по долинам почти всех рек. Морфологически она выражена довольно четко и легко отличается от более высоких среднечетвертичных террас. Однако следует отметить, что в отдельных местах она сливается с нижней I надпойменной террасой и поэтому большинство исследователей не различают их. Ясный уступ между I и II надпойменными террасами (высотой от 2—3 до 4—5 м) отмечается почти повсеместно. Относительная высота террасы над меженными уровнями Волги, Камы и Оки, а также Вятки, Ветлуги, Суры и других, в их нижнем течении, колеблется от 14—15 до 20 м и, как исключение, достигает 25 м. В верхнем течении этих рек и в долинах их притоков она постепенно снижается до 10—12 и 5—8 м. В Горьковско-Казанском Поволжье абсолютные отметки террасы изменяются от 55—58 м в районе Казани до 75—80 м и даже 85 м на золотых всхолмлениях выше г. Горького.

Отложения II надпойменной террасы, аналогично более высоким террасам данной территории, подразделяются на два горизонта: нижний — межледниковый — микулинский и верхний — ледниковый — калининский. Однако сразу же отметим, что это подразделение выражено не очень отчетливо, так как оба горизонта представлены довольно однообразными типично аллювиальными образованиями.

Нижний — микулинский горизонт сложен хорошо отсортированными косослоистыми песками, преимущественно мелко- и среднезернистыми, с гравием и галькой в основании и прослоем иловатых глин, суглинков и погребенного торфа в верхней части. По мнению В. К. Соловьева, это русловая фация аллювия. Пойменная фация слагает только верхнюю часть террасы. Отложения ее представлены различными бурыми и коричневато-серыми суглинками и супесями с прослоями пылеватых и иловатых песков и торфа. Мощность аллювиальных отложений II террасы в Горьковско-Казанском Поволжье достигает 30—35 м. В нижних горизонтах этой террасы в районе Дзержинска обнаружена пыльца сосны, ели, березы, присутствует также пыльца ольхи, ивы, орешника, липы, дуба, вяза, граба, бука и др., указываю-

щих на межледниковый климат. В верхних горизонтах аллювия описываемой террасы пыльца теплолюбивых широколиственных пород совершенно отсутствует; отмечаются лишь явные следы мерзлотных явлений в виде ледяных клиньев, котлов, смятий и т. д. Последние присутствуют почти повсеместно в верхних горизонтах террасы всей ледниковой области.

Верхняя часть верхнечетвертичных отложений связана с породами I надпойменной террасы. Она встречается по всем долинам рек Волго-Камского и Донского бассейнов, но геологическое строение и морфологические особенности ее лучше изучены в долинах рек Волги и Камы. Относительная высота ее над уровнем рек составляет 10—12 м, реже 15 м; в более мелких притоках она снижается до 5—6 и даже 2—3 м. Поверхность террасы еще сохранила элементы пойменного ландшафта — бугры, понижения.

По характеру слагающих ее пород выделяются (не всегда отчетливо) два горизонта — нижний и верхний. В соответствии с корреляционной схемой четвертичных отложений нижнему горизонту отвечает молодо-шекснинское межледниковье, а верхнему — ошашковское оледенение. Существование межледникового времени подтверждается палинологическими исследованиями, а сменявшее его похолодание (оледенение) подкрепляется наличием отчетливых следов мерзлотных явлений в виде клиньев, котлов и различного рода криотурбаций.

СОВРЕМЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювий современных рек хорошо изучен по обнажениям. Нижняя часть его находится под уровнем рек и изучена несколько слабее. Пойменная фация состоит из иловатых, мелкозернистых, иногда глинистых суглинков, песков и супесей. Русловая фация представлена песками, в нижней части с галькой. Мощность аллювия определяется высотой паводков и глубиной рек и изменяется от 9,5 до 23,5 м.

Кроме аллювиальных отложений в пределах ледниковой области наблюдаются болотные и золовые образования. Последние прослеживаются по левому берегу р. Волги, вдоль бровки IV надпойменной террасы. В рельефе эти отложения выделяются в виде широкого и плоского вала, полого снижающегося в сторону тыльного шва. Местами этот вал осложнен дюнами. Интенсивное накопление песчаных осадков, по мнению К. К. Соловьева, происходило в голоцене и главным образом в последнее время в связи с уничтожением растительного покрова человеком.

Болотные отложения встречаются почти повсеместно, но наиболее широко развиты в северо-восточной части Кировской области, в междуречьях Волги и Северной Двины, рек Вятки и Камы, а также в Заповольжье на поверхности террас. Площадь болотных отложений местами исчисляется десятками квадратных километров.

Представлены болотные отложения торфом светло-коричневого и темно-коричневого цвета. В болотах низменного типа он состоит преимущественно из древесных и осоковых, а в болотах верхового типа — преимущественно из сфагновых и пушицевых растительных остатков. Болотные отложения, состоящие из суглинков, встречаются очень редко. Мощность болотных отложений изменяется от 5 до 8 м.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Нерасчлененные четвертичные отложения в пределах ледниковой области очень широко распространены. Они покрывают водораздельные пространства и отмечаются на высоких террасах всех крупных рек

и их притоков. В состав их входят так называемые покровные и элювиально-делювиальные образования.

В толще покровных образований Среднего Поволжья несомненно присутствуют также типичные солифлюкционные образования, частично очень сходные по своему внешнему виду с валунными грубыми суглинками днепровской морены. Широко распространены они только в северных районах гляциальной области, но местами отмечаются и в южных. В южных районах гляциальной области, среди покровных образований водораздельных пространств значительно больше развиты эоловые накопления, представленные обычно желтовато-бурыми и коричневыми очень пористыми лёссовидными алевролитовыми суглинками, с характерной столбчатой отдельностью, нередко сильно известковистыми, пронизанными корневыми ходами наземных растений. В них отмечаются своеобразные белесые стяжения углекислых солей в виде белоглазок, журавчиков и лёссовых кукол, а также сравнительно редкие остатки различных наземных позвоночных: *Elephas primigenius*, *Bos priscus*, *B. primigenius*, *Phinoceros tichorinus*, *Gervus rangifer*, *G. megaceras*, *Equus caballus*, *Saiga tatarica*, а также встречаются раковины моллюсков *Helix*, *Pupa*, *Succinea* и др.

Некоторые разности этих суглинков очень сходны с типичными лёссами южных степных областей Советского Союза. Они также содержат несколько горизонтов погребенных почв (подзолистого и черноземного типа), изученных в нашем регионе еще далеко недостаточно и неразделенных в настоящее время на отдельные горизонты.

В более северных районах Приволжья и Прикамья лёссовидные суглинки представлены обычно несколько более грубыми разностями, отличающимися также и более высоким содержанием тонких глинистых частиц. Они сравнительно ограниченно распространены и имеют, как правило, значительно меньшую мощность, лишь в редких случаях превышающую 2—3 м.

В области правобережья р. Волги лёссовидные суглинки образуют местами почти сплошные толщи до 7—8 м, а иногда и более 10—15 м — в большинстве случаев на пологих склонах, где, по-видимому, в значительной степени переработаны элювиальными и делювиальными процессами.

Элювиально-делювиальные покровные образования обычно отличаются от типичных лёссовидных суглинков эолового происхождения неоднородностью состава, зависящего в основном от характера тех материнских коренных и четвертичных пород, в результате разрушения которых они образовались. В области развития пестроцветных отложений верхней перми и нижнего триаса элювиально-делювиальные образования представлены преимущественно пластичными, сильно глинистыми разностями красно-бурой окраски. В районах распространения казанских карбонатных отложений они в значительной степени известковисты и имеют более светлую желтовато-бурю окраску, а в области развития юры и мела, наоборот, темно-бурю и буровато-серую. На ледниковых образованиях, как правило, это более грубозернистые суглинки с ледниковыми гальками (иногда только в их основании).

Проблематичные покровные образования отмечаются в рассматриваемой ледниковой области не только на междуречьях, но и нередко на высоких террасах. На площади V надпойменной террасы они развиты сравнительно полно, местами достигая значительной мощности (до 7—10 и даже 15 м), и представлены преимущественно легкими суглинками, реже супесями (в Горьковском Поволжье) — вверху обычно очень пористыми, лёссовидными, ниже более плотными, неяс-

нослоистыми, с прослоечками и линзочками пылеватых мелкозернистых песков. В области IV надпойменной террасы и особенно III эти покровные образования представлены небольшой пачкой легких суглинков и супесей с прослоями песков. Они здесь имеют очень ограниченное распространение лишь на более ровных, несколько пониженных участках террас. На повышенных бугристых участках, как и в районах развития флювиогляциальных зандровых песков, они, как правило, отсутствуют и, по-видимому, замещаются мощными накоплениями золовых песков, образующих более или менее крупные гряды и холмы высотой до 10—15, реже 25 м. Эти перевеянные пески хорошо отличаются от подстилающих их песчаных толщ аллювиальных и флювиогляциальных отложений характерной кривой слоистостью золового типа.

Глава V

ТЕКТОНИКА

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ПО ИСТОРИИ ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТониКИ ПОВОЛЖЬЯ И ПРИКАМЬЯ

Для начального периода изучения тектоники восточной части Русской платформы особенно большое значение имели работы А. П. Карпинского (1887, 1894, 1919) и А. П. Павлова (1887). А. П. Карпинский первый из исследователей обобщил все известные в то время факты по тектонике Русской платформы и дал анализ строения этой территории и смежных складчатых областей. Он писал (1894): «...в пределах части земной поверхности, занятой в настоящее время Европейской Россией, происходили последовательные колебания земной коры через смену понижений в широтном направлении с опусканиями меридиональными». При этом «...направление колебаний почти всегда оказывалось параллельным кряжам Кавказскому и Уральскому». А. П. Карпинский считал, что гранито-гнейсовый фундамент, подстилающий осадочные породы, рассечен системой сбросов, по которым одни участки опустились, а другие остались приподнятыми.

А. П. Павлов открыл и описал Жигулевскую дислокацию, которую он рассматривал, как огромный сброс. Позднее, в 90-х годах А. П. Павлов описал ряд дислокаций в более южных районах Поволжья (Пролейский грабен, дислокации у Тепловки, Вольска и др.) и сделал общие выводы о тектонике этой части Поволжья.

Исследования А. П. Карпинского и А. П. Павлова показали ошибочность существовавших в ту пору взглядов, согласно которым геологическая структура Русской платформы представлялась крайне простой, а осадочные породы, покрывающие фундамент, всюду будто бы залегают спокойно и даже сохраняют то положение, какое они занимали в момент их отложения.

Почти одновременно с работами А. П. Павлова ряд интересных указаний о наличии в Поволжье дислоцированных пород были сделаны И. Ф. Синцовым, И. В. Мушкетовым, П. А. Головкинским и другими исследователями. Несколько позднее А. В. Павлов (1902) обратил внимание на то, что многие дислокации Поволжья образуют «прикаспийскую систему», как бы оконтуривающую Прикаспийскую впадину.

В 1911 г. была опубликована работа А. Д. Архангельского «Среднее и Нижнее Поволжье», в которой он, обобщая имевшиеся в то время данные по тектонике, выделяет Пермскую ось Заволжья, Керенско-Чембарскую, Сурско-Мокшинскую, Доно-Медведицкую и некоторые другие дислокации.

О тектонике пермских отложений Заволжья интересные материалы были приведены в работе А. В. Нечаева и А. Н. Замятина (1913).

Ряд сведений по тектонике Поволжья можно почерпнуть в работах С. А. Доброва, А. Н. Розанова, А. Г. Ржосницкого, А. Н. Семихатова, О. К. Ланге, А. Н. Мазаровича, Е. В. Милановского, Г. Н. Каменского, Б. А. Можаровского, Н. Г. Кассина и некоторых других геологов, проводивших геологические исследования в Поволжье до Вели-

кой Октябрьской революции и в первое десятилетие после революции.

В 1923 г. вышла в свет исключительно интересная работа А. Д. Архангельского «Введение в изучение геологии Европейской России», в которой были обобщены все имеющиеся в ту пору данные по тектонике Русской платформы и в том числе по территории Поволжья и Прикамья.

Начиная с 1929—1930 гг. работы по изучению тектоники Поволжья и Прикамья приобретают существенно иное направление. В связи с поисками нефти и газа при геологических исследованиях стала применяться структурная съемка, были заложены первые глубокие скважины и проведены первые изучения недр с помощью геофизических методов.

Применение структурной съемки позволило в относительно короткий срок выявить большое количество структурных форм различного типа по отложениям, выведенным на дневную поверхность. Уже на ранних этапах проведения съемочных работ были установлены системы поднятий, приуроченные к приподнятым крыльям флексур и прослеживаемые на многие десятки километров.

К концу 30-х годов глубокие скважины, пробуренные в Поволжье, позволили исследователям составить приближенное представление об условиях залегания отложений, не выведенных на дневную поверхность (каменноугольного, а затем и девонского возраста), и сравнить условия залегания молодых и более древних образований в пределах одних и тех же структурных форм. Первые результаты геофизических исследований были использованы А. Д. Архангельским (1937) для выяснения особенностей строения кристаллического фундамента.

Результаты съемочных и буровых работ, характеризующие тектонику области, нашли отражение в ряде статей: В. И. Носаль, Ю. А. Припула, А. А. Трофимук (1939); А. А. Борисов и О. П. Грацианова (1939); в работе И. М. Губкина (1940) «Урало-Волжская нефтеносная область» и в сводной работе большого коллектива геологов «Урало-Волжская нефтеносная область» (1941).

Дальнейшее развитие буровых геологических и геофизических работ в военные годы и еще большее расширение этих работ в послевоенные годы позволили исследователям составить более обстоятельные представления о тектонике Поволжья и Прикамья как по отложениям, выведенным на дневную поверхность, так и по более глубоким горизонтам вплоть до кристаллического фундамента.

При разработке вопросов тектоники исследователи начинают применять метод анализа мощностей отложений, а также используют палеогеологические, палеогеографические и литолого-фациальные карты, что позволило сделать более обоснованные выводы о характере и истории тектонических движений и времени образования структурных форм. Так, в 1944 г. вышла работа В. В. Белоусова (1944) «Фации и мощности осадочных толщ Европейской части СССР», в которой автор впервые использует анализ фаций и мощностей для восстановления истории тектонических движений.

В 1945 г. была опубликована работа Н. С. Шатского по тектонике Волго-Уральской области, в которой рассматриваются альпийская, герцинская и каледонская структуры этой территории. Н. С. Шатский выделяет для конца герцинского времени Волго-Уральский свод, который, по его представлению, протягивался почти в широтном направлении от Воронежского выступа фундамента до Уфимского плато. В последующих работах Н. С. Шатский (1946, 1948, 1952, 1955) делает ряд общих выводов об особенностях развития древних платформ. Эти вы-

воды имеют значение и для рассматриваемой территории. На примере Пачелмского прогиба Н. С. Шатский показал роль явлений унаследования в происхождении основных структурных элементов древних платформ.

Л. Н. Розанов в ряде статей (1944, 1947 и др.) дает описание тектонических структур Заволжья и Среднего Прикамья, основываясь главным образом на материалах структурных съемок.

Р. М. Пистрак на основе анализа палеогеологических карт и карт примерных мощностей делает выводы в отношении тектонических движений и формирований крупных структурных элементов.

М. Ф. Мирчинк и А. А. Бакиров (1951) рассматривают историю тектонических движений на Русской платформе для каледонского, герцинского и альпийского этапов. В образовании и развитии структурных форм платформенных областей авторы особо подчеркивают ведущую роль волнообразно-колебательных движений. Основываясь на данных опорного бурения, А. А. Бакиров (1954) рассматривает строение рельефа кристаллического фундамента Русской платформы и дает описание открытых бурением сводовых поднятий и впадин.

М. М. Толстихина, анализируя карты суммарных мощностей девонских отложений центральных областей Русской платформы и территории Поволжья и Прикамья, рассматривает историю развития поверхности фундамента. Она полагает, что в докембрийское время на территории Волго-Уральской области существовал Волго-Камский выступ фундамента, который в дальнейшем (в верхнефранское время) был расчленен на две части, а затем и более подробно.

Весьма обстоятельное описание тектоники рассматриваемой территории дано в монографии «Волго-Уральская нефтеносная область», опубликованной в трудах ВНИГРИ (В. Д. Наливкина, Л. Н. Розанова и др., 1956). В этой работе дается не только описание тектонического строения области, но и рассматривается история формирования структур I, II и III порядков. Много внимания авторы работы уделили выяснению причин несоответствия структурных планов в пределах локальных поднятий.

Обобщение данных по тектонике рассматриваемой территории приведено также в работах Ю. А. Косыгина и Д. С. Халтурина («Тектоника нефтеносных областей», ч. II, 1958 г.).

Результаты геофизических исследований нашли отражение в работах В. В. Федынского (1950), Э. Э. Фотиади (1956, 1958), А. Ш. Файтельсона (1954), О. А. Шванка (1955) и многих других исследователей.

Наиболее обстоятельное обобщение результатов геофизических исследований по территории Поволжья и Прикамья дано в работах Э. Э. Фотиади — в книге «Волго-Уральская нефтеносная область» (раздел «Тектоника») (1956) и в работе «Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения» (1958). Э. Э. Фотиади весьма детально рассматривает вопросы методики геологической интерпретации материалов геофизических исследований и классификации геофизических аномалий.

В работе А. И. Храмого (1962) рассматриваются современные возможности геофизических методов разведки в изучении тектоники Саратовского и Волгоградского Поволжья. Р. А. Гафаров (1963), основываясь на обобщении данных геофизических исследований, устанавливает зависимость основных типов магнитных аномалий от возраста и характера строения складчатого докембрийского фундамента и считает возможным распространить закономерности в соотношениях типов

магнитных аномалий, выявленных для щитов Русской платформы, а также для Тимана и Урала, в пределы Русской плиты.

Среди геофизических исследований на территории восточной части Русской платформы особое место занимает применение метода глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ). Этот метод, разработанный Г. А. Гамбурцевым и его сотрудниками и в дальнейшем усовершенствованный Ю. Н. Гоудиным (1958, 1962), в сущности и позволил начать изучение глубинного строения земной коры.

Отдельные вопросы тектоники территории Поволжья и Прикамья (об особенностях развития структурных форм, о методике структурного анализа, об условиях образования локальных поднятий) рассматриваются в работах П. Е. Офмана (1945), Л. Н. Розанова (1946, 1948), Н. К. Грязнова (1951), Н. Н. Форша (1953), А. И. Мушенко (1963, 1961, 1964), М. Ф. Мирчинка, Р. О. Хачатряна и др. (1965), К. Р. Чепикова (1947) и др.

В последнее десятилетие появилось значительное число работ, в которых их авторы, базируясь на геофизических и геологических материалах, развивают представления о разломах в фундаменте рассматриваемой территории и роли разломов в формировании структурных форм осадочного чехла: В. Д. Наливкина, И. Г. Клушина, И. Н. Толстихина (1962), В. Л. Соколова (1962), Н. В. Неволлина, З. И. Бороздиной, А. И. Клещева, В. А. Клубова (1963), Р. А. Гафарова (1963) и др.

Для понимания особенностей тектонического развития рассматриваемой области большое значение имели вышедший в свет Атлас литолого-фациальных карт по палеозою и мезозою Русской платформы, изданный ВНИГРИ и Институтом геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского (1953), а также Атлас литолого-фациальных карт палеозоя Русской платформы и ее геосинклинального обрамления (1961) под редакцией А. П. Виноградова.

Из обобщающих работ по тектонике, опубликованных в последние годы, большой интерес для понимания особенностей строения рассматриваемой территории Поволжья и Прикамья представляют работы М. В. Муратова, М. Ф. Микунова и Е. С. Черновой (1962) и А. А. Богданова (1964). В первой работе рассматриваются основные этапы развития Русской платформы, а во второй — общие вопросы тектоники древних платформ на примере Русской платформы.

Для познания тектоники Поволжья и Прикамья очень большое значение имеют также работы, освещающие строение отдельных районов рассматриваемой территории, где описание тектоники часто дается одновременно с освещением других вопросов геологического строения и с рассмотрением условий нефтегазосности. В них особенно полно используются конкретные результаты бурения, геофизических и геологических исследований, а приведенные в них выводы, как правило, хорошо обоснованы. Это работы: по территории Татарии и Куйбышевской области — А. Н. Мустафинова (1958), П. Г. Трушкина (1959), К. Б. Аширова (1962), С. П. Егорова (1962), А. М. Мельникова (1962), В. А. Лобова (1962, 1963) и др.; по Оренбургской области — И. А. Шпильмана (1959), М. Ф. Свищева (1957, 1961), В. А. Клубова с соавторами (1960, 1961) и др.; по Саратовскому Поволжью и смежным районам Западного Казахстана — С. П. Козленко (1954), К. А. Машковича (1961), П. М. Быстрицкой (1962), Я. С. Эвентова (1959, 1962), В. С. Журавлева (1960), Н. В. Неволлина (1961) и др.; по западным и северным районам Поволжья и Прикамья — П. С. Хохлова (1958), С. К. Нечитайло (1960), В. П. Преображенского и др. (1963).

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Первоначальные представления о глубинном строении описываемого региона основывались на общетектонических данных. При этом учитывалось, что палеозойский осадочный чехол повсеместно подстилается докембрийскими кристаллическими образованиями, по-видимому, разного возраста и залегающими на разных глубинах (Карпинский, 1887 г. 1919 г.; Архангельский, 1923, 1932 г., 1934 г. и др.). К середине 30-х годов на территории Русской платформы в целом и особенно в пределах Волжско-Камского региона были проведены в сравнительно большом объеме гравиметрическая (маятниковая) и магнитная абсолютная и относительная съемки. Эти данные были использованы А. Д. Архангельским (Архангельский, 1933, 1939, 1940; Архангельский, Розе, Колюбакин и др., 1937) для выяснения внутренней структуры кристаллического фундамента и определения возрастных соотношений слагающих его комплексов пород.

А. Д. Архангельский на протяжении многих лет разделял представления А. П. Карпинского о докембрийском возрасте фундамента Волжско-Камской территории и лишь существенно детализировал их. Только в последней (посмертно опубликованной) статье он высказал предположение об относительно молодом возрасте фундамента в восточных районах плиты — о «Тимано-Волгидах», далеко вклинивающихся из районов Тимана и Предуралья в глубь Русской плиты. Как известно, эти представления не подтвердились. Кристаллический фундамент на описываемой территории повсеместно оказался представленным докембрийскими и при этом очень древними (доверхнепротерозойскими) образованиями.

В военные и особенно послевоенные годы объем геологических, буровых и геофизических работ чрезвычайно возрос. Полученные данные (особенно геофизические) использовались многими исследователями для уточнения представлений о внутреннем строении кристаллического фундамента — об его вещественном составе и возрасте слагающих образований (Шатский, 1947; Фотиади, 1955, 1958; Подоба, Серова, 1962; Гафаров, 1963 и многие другие).

В начале 50-х годов Г. А. Гамбурцев и его сотрудники разработали метод глубинного сейсмического зондирования земной коры (ГСЗ), в дальнейшем существенно усовершенствованный Ю. Н. Годиным и его соавторами в процессе опытных исследований, которые проводились в 1955—1958 гг. на территории Татарского свода и сопредельных районов. Эти опытные работы были проведены по сети взаимоувязанных профилей с очень детальной системой наблюдений. Данные этих исследований до настоящего времени постоянно привлекаются для решения различных вопросов о природе волн, регистрируемых при ГСЗ, и многих других. Практически по каждому из отработанных в 1956—1958 гг. профилей имеется несколько вариантов построений. Глубинным сейсмическим зондированием собственно и было положено начало изучения строения земной коры восточных районов Русской плиты на всю ее мощность (Годин, 1958, 1962). В последующие годы эти работы были продолжены, в частности, с привлечением сейсмологических методов исследования и пролили некоторый свет на строение также и верхней мантии (Померанцева, 1961, 1964 и др.).

Территория Волжско-Камской антеклизы и сопредельных областей освещена аэромагнитной и гравиметровой съемками надлежащей детальности, рассечена профилями ГСЗ и изучена сейсмораз-

ведкой корреляционным методом преломленных волн (КМПВ) и методом отраженных волн (МОВ). В совокупности с данными бурения эти материалы характеризуют строение всей толщи земной коры и отчасти верхов мантии. Однако из-за сложности и недостаточной разработанности многих вопросов интерпретации как данных ГСЗ, так и материалов гравиметрии и магнитометрии многие особенности глубинного строения описываемого региона однозначно пока не выяснены.

Геологическая природа магнитных и гравитационных аномалий в принципе была выяснена А. Д. Архангельским и в дальнейшем кон-

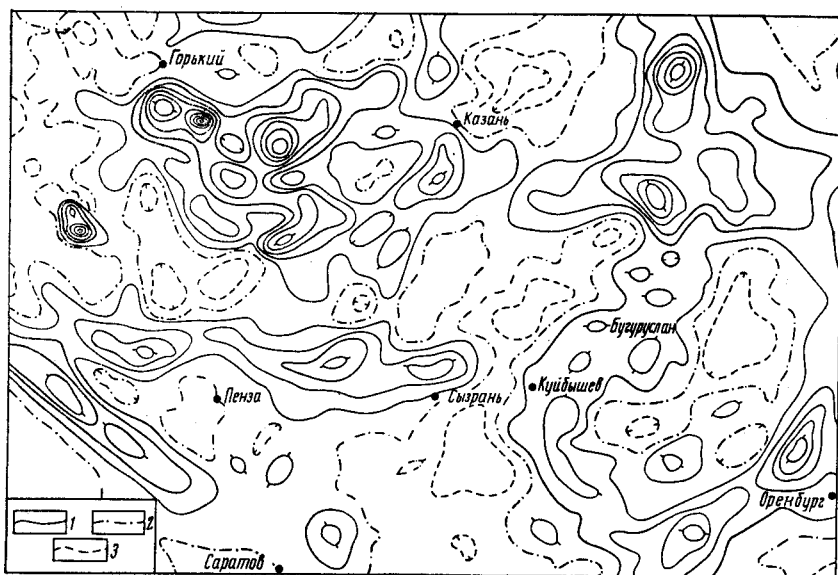


Рис. 99. Карта ΔT_a на высоте 10 км

Изолинии через 100γ: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные

кретизирована многими исследователями. Магнитные аномалии отображают размещение в толще фундамента («гранитный» слой) и отчасти в чехле главным образом магматических и эффузивно-осадочных пород основного и ультраосновного состава. Сравнительно многочисленные расчеты глубин нижних кромок магнитоактивных масс разных районов (Симоненко, 1962) свидетельствуют о расположении в большинстве случаев нижних кромок этих масс на глубинах до 15—20 км, т. е. они не опускаются ниже подошвы «гранитного слоя». Однако некоторая часть нижних кромок, как показывают расчеты Г. И. Кругляковой, А. Д. Новарчук, О. Н. Соловьева, располагается на значительно больших глубинах — порядка 40—50 км, т. е. лежит ниже поверхности Мохоровичича (Борисов, 1965).

В последнее время Г. И. Круглякова (1965) выполнила пересчет магнитного поля территории интересующего нас региона в верхнее полупространство на высоту до 30 км. При этом выяснилось, что структурный план аномалий с высотой не только упрощается, но и сильно меняется (рис. 99, 100, 101). Особенно отчетливо на картах H_{20} и H_{30} выделяется субмеридиональная полоса депрессий, разделяющая область Токмовского и Татарского сводов. Сейчас еще недостаточно данных, чтобы с надлежащей степенью обоснованности определить геоло-

гическую природу аномалий, выделяющихся на больших высотах. Возможно, что она различна для разных аномалий. По-видимому, часть из них отображает какой-то глубинный и, возможно, весьма древний структурный план, тогда как другие из них непосредственно соответствуют аномалиям, наблюдаемым близ поверхности Земли.

Весьма интересны в этом отношении три протяженные полосы максимумов, прослеживаемые первая с северо-запада на юго-восток в пределах Рязано-Саратовского прогиба, вторая — почти в широтном направлении, севернее Жигулевской дислокации, и третья — с юго-запада на северо-восток в районе Уральска и Оренбурга. Эти полосы, по-видимому, отображают присутствие в недрах больших масс магнитоактивных пород, распространение которых связано с глубокими нарушениями коры типа разломов. Первые две аномалии четко выделя-

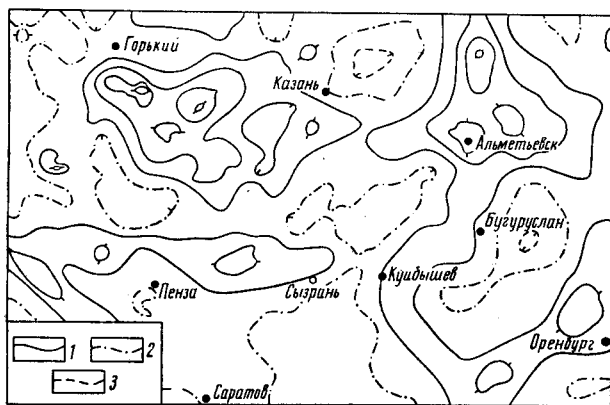


Рис. 100. Карта ΔT_a на высоте 20 км

Изолинии через 100г: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные

ются на всех высотах до 20 км, но слабо прослеживаются при H_{30} . Третья положительная аномалия отчетливо выделяется не только при H_{30} , но, по данным В. И. Почтарева, столь же ясно выражена и при H_{50} и, следовательно, ее приходится связывать с массами, корни которых погружены на очень большую глубину (по расчетам Г. И. Кругляковой, А. Д. Новарчук и О. Н. Соловьева, примерно на глубину 40—60 км) и располагаются в верхней мантии.

Геологическая природа аномалий силы тяжести Русской платформы неоднократно обсуждалась и, как нам представляется, выяснена достаточно определенно (Архангельский, 1933; Б. А. Андреев, 1938; Фотиади, 1955, 1958; Подоба, Серова, 1964). Несколько модернизируя известные представления по этому вопросу, аномальное гравитационное поле Русской платформы приближенно можно рассматривать как сумму аномальных полей, обусловленных следующими факторами:

- 1) внутренней неоднородностью верхней мантии и рельефом поверхности Мохоровичича;
- 2) внутренней неоднородностью консолидированной коры («гранитный» и «базальтовый» слои) и рельефом ее поверхности;
- 3) особенностями строения осадочного чехла.

На Русской платформе доминируют второй и отчасти третий факторы (Фотиади, 1955, 1958 и др.). В частности, существенная часть отрицательного гравитационного эффекта, наблюдаемого при переходе от Волжско-Камской антеклизы к Северо-Каспийской синеклизе, по-видимому, связана с изменением состава кунгурских отложений — с мощным развитием в недрах синеклизы каменной соли (Шванк,

1955). В общих чертах наблюдается соответствие макроформ рельефа поверхности фундамента и значений региональных аномалий.

В результате ГСЗ и сейсмологических исследований со станцией «Земля» выделено большое число регулярных сейсмических волн разных типов. По данным И. В. Померанцевой, И. А. Соколовой, Е. Д. Тагай и других, переинтерпретировавших в последнее время весь материал глубинных сейсмических исследований, здесь выделяются волны следующих типов: головные, головные слабо рефрагированные, рефрагированные ниже соответствующих поверхностей, отраженные за критическими точками, докритические отраженные, отраженно-рефрагированные, а также различные обменные.

Необходимо отметить, что природа части волн не вполне ясна и ее определение вызывает острую дискуссию. По совокупности кинемати-

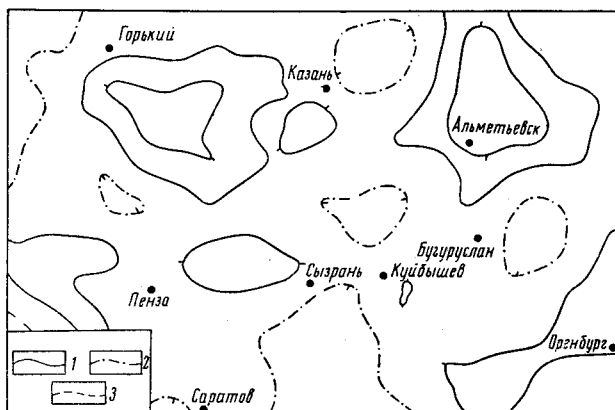


Рис. 101. Карта ΔT_a на высоте 30 км

Изолинии через 100: 1 — положительные; 2 — нулевые; 3 — отрицательные

ческих и динамических характеристик эти волны подразделяются на несколько групп, соответствующих границам в земной коре и верхней мантии. Волны, соответствующие кровле консолидированной коры (поверхность докембрийского кристаллического фундамента — «гранитного» слоя) и ее подошве (поверхность Мохоровичича), выделяются и коррелируются сравнительно надежно, тогда как корреляция и разделение на группы волн, соответствующих границам внутри консолидированной коры (промежуточным границам), сопряжены с большими трудностями. Это связано с их слабой динамической выразительностью, а также с близкими значениями кажущихся скоростей и времен регистрации. В связи с этим и построение таких горизонтов малонадежно.

Всем границам внутри консолидированной коры, а также поверхности Мохоровичича и более глубоким соответствуют группы волн, а не отдельные волны. Это приводит к представлению, что сейсмические границы соответствуют не резким поверхностям разделов, а слоям мощностью в несколько километров. В этих слоях отдельные поверхности ограничены по площади и, вероятно, могут кулисообразно заходить одна за другую. Четкость прослеживания отдельных поверхностей, соответствующих данной границе, сильно варьирует вдоль профиля. Поэтому при построении границы возможны переходы с одной поверхности на другую, что может сильно исказить представление о морфологии как промежуточных границ, так отчасти и поверхности Мохоровичича.

По данным И. В. Померанцевой (1964), земную кору и верхи мантии Волжско-Камского региона можно рассматривать как неоднородно слоистую среду с границами разделов первого рода (скачки скоростей)

и некоторым нарастанием скорости с глубиной и считать наиболее вероятной ее следующую модель:

I — осадочный слой — мощность 2—4 км, пластовая скорость около 4,5 км/сек.

II — консолидированный (кристаллический) комплекс в составе четырех слоев.

1-й слой — мощность 8—10 км, скорость у кровли слоя 6,0—6,28 км/сек, у подошвы 6,36—6,55 км/сек, градиент нарастания скорости 0,006—0,008/1 км;

2-й слой — мощность 10—12 км, скорость у кровли слоя 6,6 км/сек, у подошвы 6,75 км/сек, градиент нарастания скорости 0,002/1 км;

3-й слой — мощность около 10 км, скорость у кровли слоя 6,80 км/сек, у подошвы 6,87 км/сек, градиент нарастания скорости 0,001/1 км;

4-й слой — мощность около 6 км, скорость у поверхности слоя 7,2 км/сек, у подошвы 7,4 км/сек, градиент нарастания скорости 0,001/1 км.

III — верхняя мантия — скорость у поверхности 8,0—8,2 км/сек.

И. В. Померанцева только верхний слой II комплекса отождествляет с «гранитным» слоем, а остальные три относит к «базальтовому», но в качестве границы Конрада принимает раздел между вторым и третьим слоями. Авторами в соответствии с общепринятыми представлениями граница Конрада проводится между «гранитным» и «базальтовым» слоями.

Общая мощность коры 32—42 км, большей части 35—40 км (рис. 102), из них мощность «гранитного» слоя (в нашем понимании) около 20 км и «базальтового» в среднем около 16 км.

Наряду с волнисто-горизонтальной расслоенностью кристаллического комплекса юры для него характерна раздробленность близкими к вертикальным контактами на отдельные блоки, различающиеся суммарной мощностью кристаллического комплекса, а также мощностями и отчасти параметрами слагающих его слоев. Эти вертикальные контакты характеризуются разрывами корреляции, появлением дифрагированных волн и другими осложнениями сейсмической записи, а также

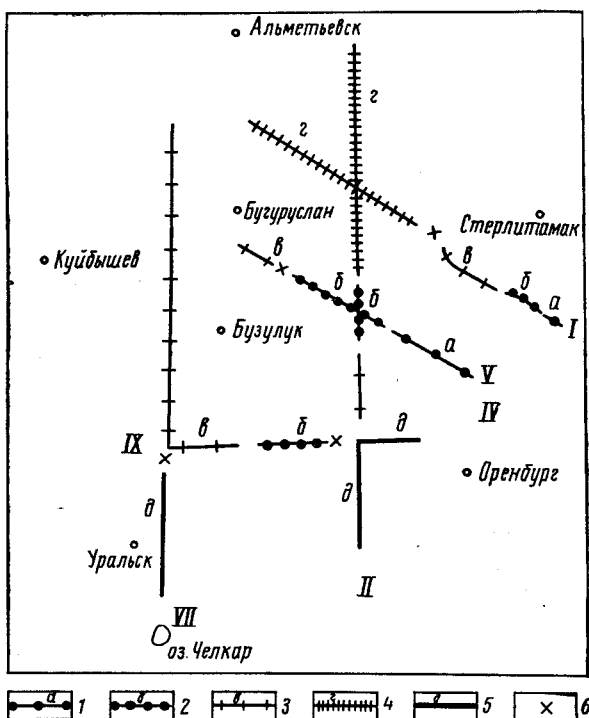


Рис. 102. Схема рельефа поверхности Мохоровичича ($P_{ов}$) по данным интерпретации глубинных отраженных волн. По Е. Д. Тагай, 1963 г.

Глубины до поверхности Мохоровичича по данным метода отраженных волн (МОВ) вдоль профилей ГСЗ: 1—32—33 км; 2—34—35 км; 3—36—37 км; 4—38—40 км; 5—41—42 км; 6—участки или зоны предполагаемых разломов, нарушений, крутых углов наклона поверхности Мохоровичича

разрывами и вертикальными смещениями всех горизонтов земной коры и поверхности Мохоровичича. Зоны разрывов обычно также четко отображаются в поведении магнитных и гравитационных аномалий и в основном проявляются линейными магнитными максимумами и гравитационными ступенями. В последнее время при опытных работах с сейсмической станцией «Земля» выяснилось, что к некоторым из таких зон тяготеют группы и полосы эпицентров землетрясений.

При сопоставлении данных ГСЗ с материалами бурения, гравиметрии и магнитометрии выявляется очень интересное противоречие, на которое обращали внимание В. Б. Соллогуб (1962 г.) и многие другие исследователи. Представления о волнисто-горизонтальной расслоенности и пологих макроформах внутри кристаллической коры, вытекающие из результатов ГСЗ, резко противоречат другим геофизическим и геологическим данным о чрезвычайно сложной внутренней структуре этого комплекса. В настоящее время нет общепринятого объяснения этого факта.

Большинство исследователей — Э. Э. Фотиади (1958), И. П. Косминская и Ю. В. Ризинченко (1963 г.), В. В. Тихомирова (1963 г.), А. А. Борисов (1964) и многие другие это объясняют тем, что глубинные сейсмические границы в основном отображают вторичные преобразования структуры и вещественного состава пород кристаллической коры, протекающие в ее недрах в процессе тектогенеза, такие, например, как развитие и положение «фронтов» мигматизации, гранитизации и базальтификации. Это отчасти подтверждается и данными магнитометрии и гравиметрии — преимущественной группировкой верхних и частично нижних кромок магнитных масс в каждом данном районе на нескольких более или менее устойчивых уровнях и примерно выдержанными глубинами нижних кромок масс, вызывающих гравитационные аномалии. По мнению Н. В. Подобы и А. Д. Серовой, в описываемом регионе существенная латеральная дифференциация плотностей пород кристаллического фундамента распространяется только до глубины порядка 10 км от его поверхности (рис. 103), но отчасти охватывает и следующие 10 км разреза.

Привлекает внимание то, что названные глубины примерно совпадают с указанными И. В. Померанцевой глубинами до подошвы 1-го и 2-го сейсмических слоев. По-видимому, присущие верхним слоям фундамента сложные структурные формы распространяются лишь на глубины, не превышающие 15—20 км ниже его поверхности, что соответствует «гранитному» слою, тогда как более глубокие горизонты коры, соответствующие «базальтовому» слою, в значительной мере гомогенизированы, вероятно, в результате процессов глубинного метаморфизма.

Уже отмечалось, что поверхность Мохоровичича выделяется на глубинах от 32—33 до 41—42 км, т. е. рельеф этой поверхности сильно дифференцирован и характеризуется блоковым строением. Максимальные глубины фиксируются в пределах северной части Прикаспийской синеклизы. Разлом по поверхности Мохоровичича вдоль границы этой впадины вырисовывается на трех профилях и его выделение представляется вполне надежным. Минимальные глубины порядка 32—33 км зафиксированы, однако, лишь на одном отрезке профиля на востоке Оренбургского выступа. На остальной части площади в пределах Таттарского свода они сравнительно монотонны, лишь с некоторой тенденцией возрастания с юго-запада (36—37 км) на северо-восток (38—40 км); указанное различие глубин находится почти в пределах точности построений сейсмогеологических разрезов.

Глубины до поверхности фундамента определяются по данным бурения с ошибками в единицы — десятки метров, а по геофизическим

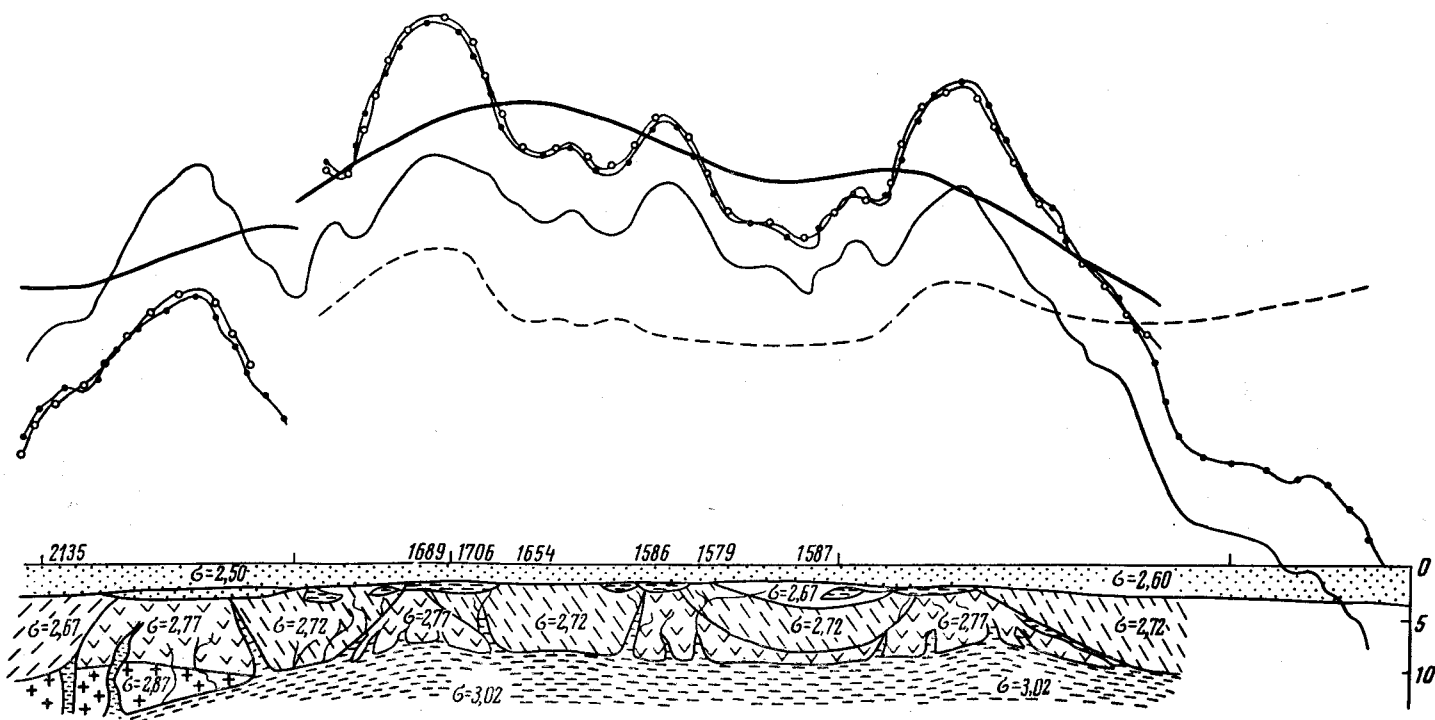
данным в основном не превышающими первых сотен метров и лишь в зонах его очень глубокого погружения, вероятно, достигающими примерно 1 км. Глубины до поверхности Мохоровичича определяются с ошибками в несколько километров, вероятнее всего, порядка 2,5 км. Учитывая также, что сеть профилей ГСЗ сравнительно редка, очень трудно высказать сколько-нибудь обоснованное суждение о характере соотношения структурных форм, образуемых поверхностями фундамента и Мохоровичича. В самых общих чертах они примерно подобны.

Так, центральным участкам Волжско-Камской антеклизы соответствуют меньшие глубины до поверхности Мохоровичича, чем Прикаспийской синеклизе. Однако еще меньшие глубины отмечаются на отдельных отрезках профиля ГСЗ в восточной зоне Оренбургского свода. Наиболее резко по всем горизонтам коры выделяется Прикаспийская синеклиза. Переход к ней, как уже отмечалось, сопровождается разрывом и вертикальным смещением поверхности Мохоровичича на 4—6 км.

Если допустить, что региональный магнитный максимум, который вырисовывается на картах H_{20} и H_{30} , на площади Татарского свода соответствует поведению «базальтового» слоя (что возможно), то можно высказать предположение о согласных макроформах, образуемых поверхностями Мохоровичича, «базальтового» и «гранитного» слоев. Однако это положение требует проверки.

Из краткого обзора фактов, характеризующих глубинную структуру кристаллической коры и верхней части мантии, представляется, что совокупность явлений расчлененности этих комплексов близкими к вертикальным контактами (зонами разломов) и волнисто-горизонтальная расслоенность всей этой толщи и определяют основные особенности глубинной структуры. Общеизвестна условность подразделения толщи кристаллической коры на два слоя — «гранитный» и «базальтовый», тем более, что сравнительно детальные исследования ГСЗ в описываемом районе позволяют выделить четыре, а не два слоя. Однако вышеупомянутые результаты подсчетов глубин до нижних кромок масс, с которыми связана большая часть наблюдаемых магнитных и гравитационных аномалий, свидетельствуют, что существенная латеральная дифференциация кристаллической коры по плотностям и магнитным свойствам охватывает только ее верхние 15—20 км. Это соответствует толще «гранитного» слоя, который сильно дифференцирован в вертикальном и особенно в горизонтальном направлении. В противоположность этому нижняя часть консолидированной коры в горизонтальном направлении сравнительно гомогенна. Эти различия внутренней структуры верхней и нижней толщ кристаллической коры, как и волнисто-горизонтальная расслоенность всей ее толщи, как уже указывалось, вероятнее всего, связаны с наложенными процессами метаморфизма, который проявляется по-разному на разных глубинах.

Таким образом, классическая двухслойная модель кристаллического комплекса коры примерно соответствует ее подразделению на верхний дифференцированный (условно «гранитный») и нижний гомогенизированный (условно «базальтовый») слои. По существу это означает, что первичные структурные формы, особенно в нижних слоях коры, нивелируются в процессе глубинного метаморфизма, который, хотя и в меньшей мере, охватывает и наиболее высокие горизонты кристаллической коры — «гранитный» слой. Поэтому современную внутреннюю структуру «гранитного» слоя, особенно областей существенного погружения и раздробления фундамента в процессе формирования платформенных структур, нельзя рассматривать как полностью соответствующую структуре, сформировавшейся в геосинклинальную эпоху развития территории. Совершенно очевидно, что внедрение и прохож-



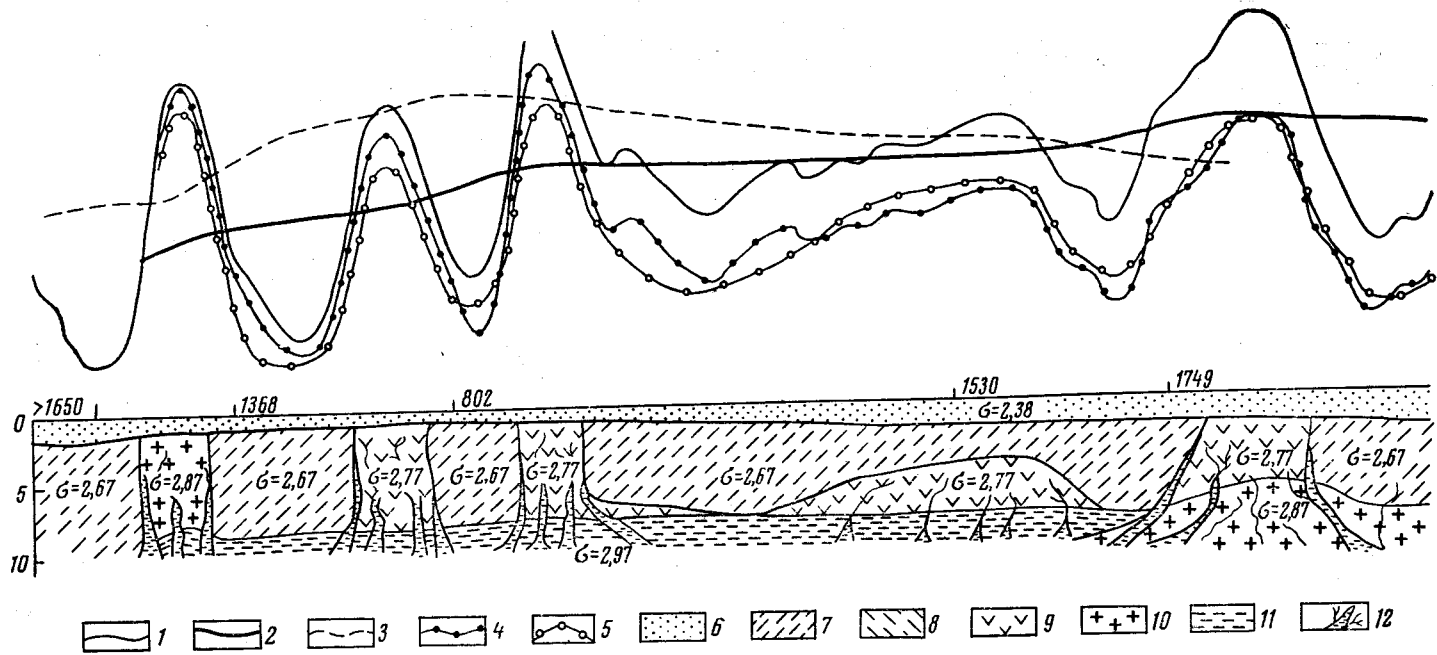


Рис. 103. Схема структуры гранито-гнейсового слоя. По Н. В. Подоба и А. Д. Серовой, 1962

1 — наблюдаемое значение аномалии силы тяжести; 2 — осредненное значение аномалии силы тяжести; 3 — гравитационное влияние рельефа кровли фундамента; 4 — наблюдаемая аномалия силы тяжести с поправкой за гравитационное влияние рельефа кровли фундамента; 5 — вычисленная аномалия силы тяжести; 6 — осадочный покров; $\sigma = 2,36 \div 2,60 \text{ г/см}^3$; 7 — гранито-гнейсовый слой, $\sigma = 2,67 \text{ г/см}^3$; 8 — гранито-гнейсовый слой, $\sigma = 2,72 \text{ г/см}^3$; 9 — гранито-гнейсовый слой, $\sigma = 2,77 \div 2,82 \text{ г/см}^3$; 10 — гранито-гнейсовый слой, $\sigma = 2,87 \div 2,92 \text{ г/см}^3$; 11 — базальтовый слой, $\sigma = 2,97 \div 3,02 \text{ г/см}^3$; 12 — интрузии основных пород

дение через кристаллическую кору больших порций основной магмы при заложении и развитии особенно отрицательных платформенных структур типа авлакогенов и общее дробление коры (Новикова, 1960; Муратов, Микунов, Чернова, 1962; Фотиади, 1958; Борисов, Косыгин, 1961 и др.) не могли не сказаться на составе и особенностях внутренней структуры кристаллического фундамента. По-видимому, в платформенную стадию развития рассматриваемой территории внутренняя структура фундамента претерпевает неодинаковые изменения на площадях разных структурных элементов, наименьшие под положительными и наибольшие под отрицательными структурными элементами.

РЕЛЬЕФ И СТРОЕНИЕ ФУНДАМЕНТА

В последние годы накопилось много данных, характеризующих основные черты строения и морфологию поверхности кристаллического фундамента. Как показало бурение и геофизические исследования, поверхность фундамента отличается довольно сложным рельефом. Здесь прослеживается много возвышенностей и впадин различных размеров, формы и амплитуды. Наряду с плавными переходами от положительных форм рельефа к отрицательным имеют место и переходы, выраженные в виде уступов и крутых склонов. О характере рельефа фундамента приближенное представление дает составленная по данным бурения и геофизическим исследованиям схематическая карта поверхности фундамента (рис. 104).

Приподнятым участкам фундамента соответствуют сводовые поднятия, входящие в состав Волжско-Камской антеклизы и восточной части Воронежской антеклизы, а пониженным — Рязано-Саратовский прогиб, Московская синеклиза и прогибы в пределах Волжско-Камской антеклизы. На карте, кроме изолиний поверхности фундамента, указываются также линии предполагаемых нарушений в фундаменте. Эти нарушения, нанесенные по данным геофизических и геологических исследований различной достоверности, не всегда достаточно обоснованы.

Остановимся кратко на строении фундамента по материалам изучения кернов буровых скважин.

Основываясь на характере залегания, составе, структуре, степени метаморфизованности и геологических соотношениях пород, которые весьма редко, но все же удается наблюдать в образцах керна, в кристаллическом фундаменте Поволжья можно выделить, по крайней мере, два возрастных комплекса — архейский и нижнепротерозойский. Первый слагается пара- и ортогнейсами различного состава и амфиболитами, несущими в себе магматические интрузии кислого и основного ряда. По степени измененности эти породы отвечают гранулитовой и реже амфиболитовой фациям регионального метаморфизма, частью гранитизированы и превращены в тонкослойные мигматиты. Прожилки и гнейсовый субстрат несут следы более поздних метасоматических изменений, что сказывается на цифрах абсолютного возраста пород («омоложение»). Они всегда интенсивно дислоцированы и направленные гнейсовидности в них, в большинстве случаев отражающее первичную неоднородность состава и слоистости осадочных или осадочно-эффузивных пород, обычно вертикальное или близкое к нему.

Распространены породы архейского комплекса весьма широко, они вскрыты более чем 80% скважин, достигших фундамента в пределах Поволжья, и слагают основной фон фундамента этой территории.

Породы нижнепротерозойского комплекса представлены мелкокристаллическими биотит-турмалиновыми, биотит-гранатовыми плагиогнейсами (микрогнейсами), двуслюдистыми кварцевыми сланцами,

кварцито-сланцами, амфиболовыми роговиками, филлитами, прорванными микроклин-плагноклазовыми и микроклиновыми гранитами и лабрадоритами. Микрогнейсы и сланцы метаморфизованы несколько слабее, чем породы архейского комплекса, в условиях низких ступеней амфиболитовой и зеленосланцевой фаций регионального метаморфизма. Вскрываются они весьма небольшим числом скважин (около 12%), что указывает на их резко подчиненную роль в фундаменте описываемой территории. Участки их развития, видимо, очень невелики по площади и имеют характер реликтов, сохранившихся от додевонской эрозии в тектонически благоприятных условиях. На Татарском своде и в Приказанском районе эти образования сохранились, видимо, в зоне древних грабенообразных впадин.

На эти особенности залегания пород обратил внимание еще в 1955 г. В. П. Флоренский. В последние годы значительные области развития нижнепротерозойских пород были обнаружены в более южных районах, в пределах юго-восточного склона Воронежской антеклизы (Веселовская, Лапинская, 1960 г. и др.).

О тектонической нарушенности фундамента несомненно свидетельствуют проявления сравнительно молодого магматизма в виде многочисленных внедрений основных пород диабазовой серии, неоднократно отмечавшихся как среди нижнебавлинских отложений, так и непосредственно в фундаменте. Это в основном крупнозернистые габбро-диабазы, реже — мелкозернистые диабазы, долериты и спилиты. От пород фундамента они отличаются отсутствием каких-либо признаков регионального метаморфизма, что указывает на их внедрение в период платформенного развития описываемой территории. Последнее сближает их с трапповой формацией Сибири.

Дайки габбро-диабазов непосредственно фиксируют глубокие нарушения в теле платформы, по которым и поднималась основная магма. Эффузивные же породы, особенно пеплы и лава, могут удаляться на значительные расстояния от центров извержений, и поэтому точки их вскрытия позволяют намечать зоны нарушений лишь весьма приближенно. Вместе с тем их появление в разрезах протерозоя и нижнего палеозоя достаточно убедительно свидетельствует об интенсивных тектонических движениях фундамента Поволжья.

Габбро-диабазы встречены во многих скважинах, пробуренных на территории Татарского свода и в некоторых других районах.

Проявления верхнепротерозойского магматизма не ограничиваются территорией восточной части Русской платформы. Мощные дайки и пластовые интрузии габбро-диабазов известны в восточной части Ладожского озера. В западной части Русской платформы интенсивно проявился более молодой нижнепалеозойский этап магматизма (осадочно-вулканогенная серия волынского комплекса, по Е. П. Брунс, 1957), примерно синхронный туфогенным образованиям верхнебавлинской свиты восточных районов.

Показателем тектонической нарушенности фундамента может служить также катаклазированность пород, наблюдаемая в кернах буровых скважин. Т. А. Лапинской, С. В. Богдановой, Е. Г. Журавлевым явления катаклаза в пределах Поволжья и Прикамья были изучены на материалах порядка тысячи скважин. Эти исследователи выделяют три степени катаклазированной породы — сильную, среднюю и слабую. Сильный катаклаз фиксировался в том случае, если первичная структура породы или совсем не сохранилась (милонит, катаклазит) или вследствие раздробления и перекристаллизации сформировалась порфиорокатакластическая структура — раздробленные с краев зерна

полевых шпатов или других минералов окаймлены мозаичным явно перекристаллизованным кварцем и пластинками перемятых слюд.

В качестве признаков слабого катаклаза принимались такие деформации структуры — появление локальных микрозон дробления, частичное раздавливание зерен с периферии, изгиб двойников плагиоклаза и т. п.

Выделение пород средней степени катаклазированнойности, естественно, несколько условен, сюда отнесены породы, занимающие промежуточное положение и приближающиеся то к первой, то к третьей группам.

Для выявления древнего структурного плана фундамента и установления времени заложения крупных тектонических нарушений некоторое значение может иметь изучение погребенной коры выветривания и особенно той ее разновидности, которая получила наименование линейно-трещинной.

Изменение площадной коры выветривания тесно связано с палеорельефом фундамента и довольно хорошо его отображает. Наибольшие мощности коры (до 22 м) и наиболее полные ее разрезы сохраняются от перемыва и эрозии, предшествующих трансгрессии морских бассейнов в древних депрессионных участках и каньонах, а наименьшие и неполные соответствуют приподнятым участкам палеорельефа. В последних глубина размыва иногда такова, что сохраняется лишь самая нижняя зона коры выветривания (зона дезинтеграции, по И. И. Гинзбургу), в пределах которой проявились самые начальные стадии разложения коренных пород.

Формирование линейно-трещинной коры выветривания происходило вдоль зон интенсивных нарушений в фундаменте. Здесь в связи со сравнительно малой пластичностью метаморфические породы, слагающие фундамент, при тектонических подвижках иногда подвергались дроблению или даже истиранию.

Зоны дробления, которые возникали в теле фундамента до перекрытия его осадочным покровом (добавлинские, а на сводовых участках — досреднедевонские), служили путями для миграции поверхностных гипергенных растворов и поэтому вдоль них и развивалась линейно-трещинная кора выветривания, намного превышающая по мощности наиболее широко распространенную площадную кору выветривания, вскрытую многочисленными скважинами. Если же подвижки происходили после накопления мощной толщи осадочных пород в то время, когда фундамент находился на значительной глубине, то мигрирующие вдоль зон дробления глубинные воды нацело залечивали их более поздними минералами, чаще всего кварцем специфической мозаичной структуры и реже альбитом, эпидотом, пренитом, хлоритом и др. Однако в обоих случаях породы фундамента сохраняли следы интенсивного катаклаза, который иногда устанавливается даже макроскопически в образцах керна по нарушенной текстуре гнейсов, а чаще при микроскопическом исследовании пород.

Изучение зон развития древней линейно-трещинной коры выветривания не только помогает выявлению тектонических нарушений в фундаменте, но и может способствовать установлению примерного времени заложения некоторых дислокаций.

Имеющиеся геофизические и геологические данные позволяют не только построить схему рельефа фундамента Поволжья и Прикамья и составить общее представление о характере слагающих его пород, но и выяснить некоторые особенности строения кристаллического ложа для различных участков территории.

Гравитационные и магнитные аномалии в пределах территории Поволжья и Прикамья выражены как изометрическими, часто неправильными, так и удлинненными формами. Аномалии группируются в системы или преимущественно мозаичные, куда входят изометрические и неправильные формы, или линейные, включающие преимущественно аномалии удлинненной формы. Изометрические и линейные аномалии представлены как относительно крупными по площади, так и мелкими и, по-видимому, образуют ряд, в котором размерность изменяется в пределах от нескольких десятков до многих тысяч квадратных километров. При этом аномалии каждого из фиксируемых полей могут рассматриваться как сумма аномалий разных порядков.

В пределах Поволжья и Прикамья могут быть выделены: Волжско-Камская антеклизы, Воронежская антеклизы, Московская синеклизы и Рязано-Саратовский прогиб. Эти структурные элементы несколько отличаются по геофизической характеристике. Для сводовых поднятий, входящих в состав Волжско-Камской антеклизы, в общем характерны аномалии мозаичного типа, а в прогибах, ее ограничивающих, более широко распространены аномалии линейного типа. Так, протяженная полоса магнитных максимумов и линейных аномалий силы тяжести прослеживается в пределах западной части Рязано-Саратовского прогиба, отделяющего Волжско-Камскую антеклизу от Воронежской. Еще более отчетливо выражено южное ограничение антеклизы там, где она граничит с Прикаспийской синеклизой. Здесь вдоль разлома по северному борту синеклизы прослеживаются довольно резко выраженные гравитационные ступени, отличающиеся высоким градиентом и значительной протяженностью.

Довольно отчетливо устанавливается по геофизическим данным и восточное ограничение антеклизы, совпадающее с западной границей Предуральского прогиба. Здесь прослеживается четко выраженная гравитационная ступень.

С северо-запада Волжско-Камская антеклизы ограничивается Московской синеклизой, геофизическое поле которой существенно отличается от краевых участков антеклизы. В пределах синеклизы (но в некотором удалении от антеклизы) прослеживается линейно-сопряженная система аномалии, получившая наименование Московско-Сыктывкарской.

Сводовые поднятия, выделяемые в пределах Волжско-Камской антеклизы, и разделяющие их прогибы также характеризуются существенными особенностями строения, улавливаемыми при геофизических исследованиях или при изучении керна скважин. Наибольшее количество таких данных имеется для Татарского свода и прилегающих к нему участков других структурных элементов, для северной части Жигулевско-Пугачевского свода и отдельных участков Токмовского свода. Для остальной части антеклизы данных значительно меньше.

Как показали магнитометрические исследования, Татарскому и Токмовскому сводам соответствуют сложнодифференцированные аномальные поля. Здесь выделяется большое число сравнительно интенсивных максимумов и сопряженных с ними минимумов. При пересчете вверх локальные аномалии последовательно исчезают, и картина в целом существенно упрощается. При этом к площади названных сводов при H_{20} и H_{30} оказываются приуроченными обширные региональные магнитные максимумы (Круглякова, 1965). Однако природа их остается невыясненной — не ясно, соответствуют ли они сумме локальных максимумов, сливающихся при пересчете в верхнее полупространство в единую аномалию, или отображают эффект более глубинных масс, который в наблюдаемом поле проявляется в виде некоторого повыше-

ния напряженности регионального фона площадей Татарского и Токмовского сводов. Второй вариант подтверждается тем, что эти региональные магнитные максимумы, в общем, хорошо увязываются с региональными гравитационными максимумами.

Аномалии силы тяжести, развитые в пределах Татарского и Токмовского сводов, в основном изометрической формы. Мозаичное аномальное геомагнитное поле и изометрические аномалии силы тяжести в пределах этих сводов вырисовываются довольно отчетливо еще и потому, что в смежных прогибах наблюдается несколько иная геофизическая характеристика (распространение аномалии линейного типа). Это особенно наглядно проявляется в пределах Токмовского свода, который ограничен с юго-запада линейными аномалиями Рязано-Саратовского прогиба, а с востока — аномалиями линейного типа, развитыми в прогибе, отделяющем Токмовский свод от Татарского.

Данных для суждения о нарушениях фундамента, основанных на изучении kernового материала, значительно больше для лучше разбуренного Татарского свода, чем для Токмовского. Как показывает изучение kernов скважин, вскрывших фундамент, Татарский свод подвергался значительным нарушениям, что нашло выражение в катаклазированности пород, в распространении пород диабазовой серии и некоторых других явлениях, о чем говорилось выше.

Весьма сильная катаклазированность пород наблюдается в зоне Граханско-Елабужского вала. Судя по раздробленности фундамента, здесь можно наметить несколько параллельных линий нарушений, идущих через Елабужско-Бондюжскую площадь, через Граховскую структуру и Азеву-Салаушскую площадь.

От северо-восточной зоны нарушений, идущих вдоль западного крыла Бондюжской структуры, отходит почти меридиональное нарушение, трассирующееся по ряду скважин с катаклизмом и подтверждающееся результатами аэромагнитной съемки.

На многих из перечисленных линий нарушений располагаются выходы габбро-диабазов. Встреченные в отдельных скважинах на площадях Азнакаева, Сулеева, Бондюга, Грахова, Варзи-Ятчи. Севернее Бондюга основные эффузивы отмечены в скв. 8 Люги, что наряду с вскрытием милонитов в скв. 12 Вавож и в скв. Нылги может служить основанием для выделения здесь меридиональных нарушений.

По скважинам Нурлата, Черемшана, Чистополя намечаются нарушения северо-восточного простирания. Через площади Красновка, Верхний Услон, Урмары и другие намечен ряд меридиональных нарушений, являющихся уже, по-видимому, южным продолжением Казанско-Кажимского грабенообразного прогиба.

В области восточного погружения Татарского свода наряду с явлениями катаклаза широко развиты и породы диабазовой серии (Бакалы, Чекмагуш, Арлан, Орьебаш, Старо-Петрово). Появление этих магматических образований несомненно связано с глубоким нарушением в теле фундамента.

В пределах Татарского свода обращает на себя внимание также расположение реликтов более молодой нижнепротерозойской формации среди преобладающих в фундаменте архейских парагнейсов. Нижнепротерозойские образования, представленные сланцами и микрогнейсами, сохранились, видимо, в зоне древних грабенообразных впадин, подчиненных господствующим здесь дизъюнктивным дислокациям северо-восточного, или меридионального, простирания. Учитывая это, Сарайлинский прогиб (к которому тяготеют скважины, вскрывшие слюдисто-турмалиновые сланцы и микрогнейсы) следует считать естественной границей, разделяющей северную и южную вершины свода.

Татарский свод с юга ограничен Сергиевско-Абдулинской впадиной — глубоким грабенообразным прогибом в теле фундамента, выполненным верхнепротерозойскими образованиями (бавлинская свита). Вскрытая в пределах южного склона Татарского свода вблизи с границей впадины линейно-трещинная кора выветривания (скв. 2 Байтуган) позволяет говорить, что прибортовые разломы, ограничивающие Сергиевско-Абдулинскую впадину с севера, заложились в добавлинское время и до перекрытия их осадками. Противоположный борт впадины граничит с Оренбургским сводом. К зоне сочленения этих двух структурных элементов приурочено развитие интенсивного катаклаза, особенно отчетливо выраженного в зоне Большекинельской дислокации.

Жигулевско-Пугачевский свод характеризуется развитием геомагнитного поля мозаичного типа. С севера к нему примыкает линейная зона магнитных аномалий (полоса максимумов), которая прослеживается от района Пензы, захватывая часть Токмовского свода и южную часть Мелекесской впадины. С юго-юго-запада свод ограничивается зоной геомагнитного поля линейного типа (Рязано-Саратовский прогиб), а с юга — гравитационной ступенью, отличающейся высоким градиентом и значительной протяженностью. На востоке в краевой части свода прослеживается Покровская гравитационная ступень. По северному борту свода (Жигулевская дислокация) в породах фундамента прослеживается зона катаклаза. К этой же зоне дислокации и ее восточному продолжению приурочено распространение массивов ультраосновных и основных магматических пород габбро-норитовой серии.

Для территории Волжско-Камской антеклизы, расположенной севернее Татарского свода, геофизических и особенно геологических данных значительно меньше, чем для более южных районов. В пределах сводовых поднятий здесь также распространены мозаичные системы аномалий геомагнитного поля и изометрические аномалии силы тяжести. Эти поднятия вырисовываются более отчетливо в связи с тем, что в пределах разделяющих их прогибов развиты аномалии линейного типа. Так, положение северной части грабенообразного Казанско-Кажимского прогиба хорошо устанавливается по резко выраженной линейности зон пониженных и отрицательных значений гравитационного и магнитного полей.

Количество скважин, достигших фундамента в северной части антеклизы, пока еще невелико и данные о катаклазированнойности слагающих его пород можно использовать лишь для отдельных участков. Большой интерес представляет тот факт, что в скважинах Климковки, Кирса и Фаленок отмечен значительный катаклаз, связанный, видимо, с формированием бортовых зон выделяющегося здесь сводового поднятия.

Массивами основных магматических пород отмечены нарушения в районе Кирса и в пределах Казанской седловины. Лабрадориты вскрыты скв. Чигиреня, габбро-нориты и чарнокиты — в Красновке и Марпосаде.

Таким образом, кристаллический фундамент в пределах рассматриваемой территории построен весьма сложно. В строении фундамента в той или иной форме нашли отражение как доверхнепротерозойская история его развития, так и вся сумма движений земной коры, обусловивших формирование структурного плана осадочного чехла.

В теле фундамента прослеживается несколько направлений дислокаций — северо-восточное, северо-западное, а также близкое к широтному и меридиональному. Особенно отчетливо как по данным геофизических, так и геологических исследований прослеживаются нару-

шения фундамента вдоль бортовых зон грабенообразных прогибов. Некоторые из них по протяженности, глубине заложения и длительности существования (развития) приближаются к тому типу нарушений, которые получили наименование глубинных разломов. В ряде случаев нарушения по фундаменту относительно резко очерчивают границы структурных форм, выделяемых в осадочном чехле.

СТРОЕНИЕ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

Основным структурным элементом рассматриваемой территории по осадочному чехлу является Волжско-Камская антеклиз. В пределы территории, кроме того, входят юго-восточная краевая часть Воронежской антеклизы, юго-восточная часть Рязано-Саратовского прогиба, северо-восточная прибортовая часть Прикаспийской синеклизы и восточная часть Московской синеклизы (рис. 105).

ВОЛЖСКО-КАМСКАЯ АНТЕКЛИЗА

В состав Волжско-Камской антеклизы в пределах рассматриваемой территории входят: Татарский, Токмовский и Жигулевско-Пугачевский своды, Оренбургский, Котельничский, Сыктывкарский и Немско-Лойненский погребенные своды, Бузулукская, Мелекесская и Верхнекамская впадины, Сергиевско-Абдулинская погребенная впадина и Казанско-Кажимский погребенный прогиб.

Татарский свод

Татарский свод представляет собой крупнейшую по своим размерам положительную структуру Волжско-Камской антеклизы. Он протягивается с юго-востока на северо-запад и почти со всех сторон обрамлен впадинами и прогибами. Морфологически свод выражен как по кристаллическому фундаменту, так и по различным толщам осадочного чехла.

По поверхности фундамента свод оконтуривается изогипсой минус 1700 м, а с востока и юга и линией выклинивания бавлинских образований, и имеет длину 350—360 км, при ширине 165—180 км. Изогипсой минус 1600 м в пределах Татарского свода оконтуриваются два более или менее самостоятельных выступа кристаллических пород: северный — Кукморский и южный — Альметьевский. Кукморский выступ на западе сопряжен с Казанско-Кажимским прогибом, на севере отделен Кильмезской (Балтасинской) депрессией от Немского выступа, а на востоке ограничен Верхнекамской впадиной. Альметьевский выступ с запада обрамлен Мелекесской впадиной, на юге — Сергиевско-Абдулинской впадиной, а с востока (за пределами рассматриваемой территории) — зоной глубокого погружения фундамента восточной части антеклизы.

Наибольшие абсолютные отметки поверхности фундамента, по данным бурения, отмечены в районе с. Кукмора (северный выступ), где они достигают минус 1486—1517 м, и в районе г. Альметьевска — до минус 1542 м. Эти два выступа фундамента разделены нешироким Сарайлинским прогибом, осевая линия которого имеет северо-восточное направление и проходит на участке Чистополь — Голюшурма почти параллельно течению р. Камы. Протяженность прогиба 150—160 км. В его пределах фундамент залегает на абсолютной высоте минус 1650 м (у г. Елабуги).

Кукморский выступ состоит из приподнятых и опущенных блоков фундамента. Здесь выделяются: Центральное (Привятское) поднятие в районе с. Кукмор и два поднятия Приволжское и Елабужско-Бон-

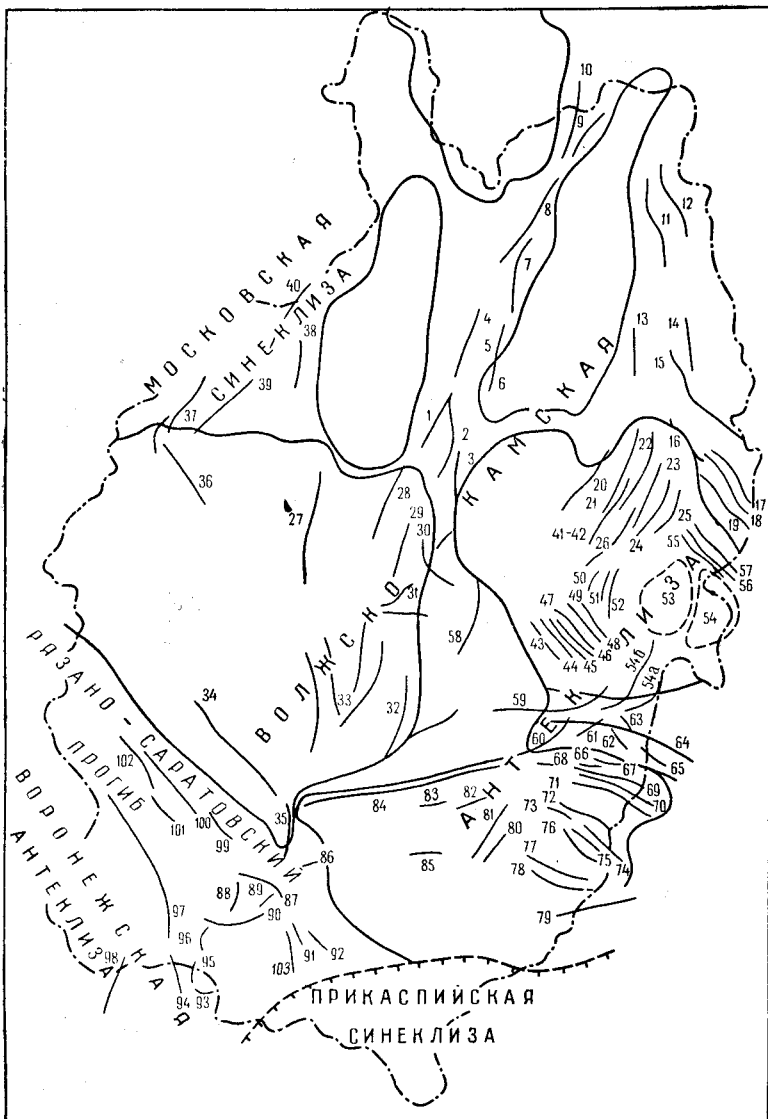


Рис. 105. Схема расположения валов, зон поднятий и отдельных крупных поднятий осадочного комплекса

- 1 — Ронгинский вал, 2 — Шургинский вал, 3 — Уразлинский вал, 4 — Кукарский вал, 5 — Чигиренский вал, 6 — Уржумский вал, 7 — Вожжальский вал, 8 — Шихово-Сырьянский вал, 9 — Гавриловский вал, 10 — Орлецовский вал, 11 — Неопольский вал, 12 — Афанасьевский вал, 13 — Красногорский вал, 14 — Зуринский вал, 15 — Киевогоспский вал, 16 — Яганский вал, 17 — Андреевский вал, 18 — Иванеевский вал, 19 — Чекумагушевский вал, 20 — Кизнерско-Кокарский вал, 21 — Грахово-Нылгинский вал, 22 — Покровско-Архангельский вал, 23 — Первомайско-Бондюжский вал, 24 — Устьицско-Варзыятчинский вал, 25 — Азевско-Салаушский вал, 26 — Елабужский вал, 27 — Нижне-Сурский вал, 28 — Марпосадский вал, 29 — Канашикий вал, 30 — Улеминский вал, 31 — Карлинская зона поднятий, 32 — Борлинский вал, 33 — Качимская зона дислокаций (Шлемассо-Инзенская, Астрадамская, Вешкайминско-Сурская и Свяжская группы поднятий), 34 — Сурско-Мокшинский вал, 35 — Кихинский вал, 36 — Горьковско-Бутурдинский вал, 37 — Спасско-Балахинская зона поднятий, 38 — Краснобаковская зона поднятий, 39 — Хмелевская зона поднятий, 40 — Ветлужская зона поднятий, 41—42 — Черкасско-Шурнякский и Юраинский валы, 43 — Алпаровский вал, 44 — Вишнево-Полянский вал, 45 — Пионерский вал, 46 — Нурадатский вал, 47 — Эштебеньковский вал, 48 — Кутушко-Кадеевский вал, 49 — Ульяновский вал, 50 — Ново-Шешминское поднятие, 51 — Ямашинское поднятие, 52 — Черемшанская структурная терраса, 53 — Миннибаевское поднятие, 54 — Азнакаевское поднятие, 54а — Байтуганский вал, 54б — Серноводско-Шугуровский вал, 55 — Муслумовский вал, 56 — Старо-Кармалинский вал, 57 — Дружбинский вал, 58 — Бурговско-Новиковский вал, 59 — Елховско-Боровский вал, 60 — Раковский вал, 61 — Орлянский вал, 62 — Саврухинский вал, 63 — Сосновско-Дерюжовский вал, 64 — Больше-Кинельский вал, 65 — Южно-Больше-Кинельский вал, 66 — Толкайский вал, 67 — Кинель-Черкасский вал, 68 — Хилковский вал, 69 — Мухановский вал, 70 — Кохановско-Могутовский вал, 71 — Дмитриевско-Воронцовский вал, 72 — Красносамарский вал, 73 — Лебяжинский вал, 74 — Куленовский вал, 75 — Первомайский вал, 76 — Чапаевский вал, 77 — Иргизский вал, 78 — Красноогульский вал, 79 — Камелик-Чаганский вал, 80 — Краснополянский вал, 81 — Покровский вал, 82 — Безенчужский вал, 83 — Обшаровский вал, 84 — Жигулевский вал, 85 — Остролужско-Богородский вал, 86 — Карабулакский вал, 87 — Оркинско-Ирнинский вал, 88 — Слепцовско-Полчанниковый вал, 89 — Хлебновский вал, 90 — Елшано-Сергиевский вал, 91 — Советско-Генеральский вал, 92 — Степновско-Фурмановский вал, 94 — Кленовско-Лемешкинский вал, 93—95 — Медведицкая зона, 96 — Урицко-Карамышский вал, 97 — Баландино-Ртищевский вал, 98 — Ивановско-Мащешанский вал, 99 — Широкопольский вал, 100 — Веденянский вал, 101 — Сердобский вал, 102 — Пачелмский вал, 103 — Грязянинская зона поднятий

дужское (Прикамское), расположенные по западной и восточной периферии выступа. Центральное поднятие, приуроченное к купольной части выступа, вытянуто в субмеридиональном направлении на расстояние 120 км, при ширине 35—80 км, его амплитуда более 100 м. Поверхность этого поднятия имеет ряд небольших по амплитуде углублений, а его восточный склон, обращенный к Верхнекамской впадине, более крутой, чем западный.

Приволжское поднятие фундамента прижато к борту Казанско-Кажимского прогиба и имеет более крутой западный склон. Длина его около 130 км, ширина 60—70 км. Наиболее высокая часть поднятия оконтуривается изогипсой минус 1600 м. Как и на Центральном поднятии Кукморского выступа, электроразведка здесь фиксирует неровности в рельефе поверхности фундамента — наличие ступеней с амплитудой 30—70 м.

Елабужско-Бондюжское поднятие расположено на юго-востоке Кукморского выступа и представляет собой сложно построенное тектоническое сооружение. Гипсометрически оно является более пониженным по сравнению с Центральным (Привятским). Общая протяженность поднятия 150 км, при ширине 50—55 км, убывающей до 20 км на юго-западе. Елабужско-Бондюжское поднятие сильно разбито дизъюнктивными нарушениями северо-восточного и в меньшей мере субмеридионального простирания, расчленяющими его на серию линейно вытянутых и кулисообразно расположенных гряд и ложбин. Они ступенчато погружаются на юго-восток и прекрасно отражены в тектонике осадочного чехла в виде валов и разделяющих их прогибов.

Описанные три поднятия Кукморского выступа разобщаются Тюлячинской и Булдырско-Бемышевской желобообразными депрессиями, так же ориентированными, как и выступы. Тюлячинская депрессия разделяет первые два поднятия и вытянута в субмеридиональном направлении на 120—130 км, при ширине 12—15 км. Булдырско-Бемышевская депрессия заключена между первым и третьим поднятиями, ее длина 110 км и ширина 4—5 км. В южном направлении обе депрессии несколько расширяются. Борты их морфологически выражены весьма четко.

Альметьевский выступ имеет также сложное строение. В центральной (купольной) его части располагается ряд положительных структур, сидящих на едином Ромашкинском цоколе. Наиболее крупные из них: западная — Миннибаевская, центральная — Абдрахмановская, восточная — Азнакаевская и северная — Сулеево-Ташляирская. Все эти структуры достигают в длину 14—24 км, в ширину 9—12 км, имеют амплитуду 30—36 м и отделены друг от друга отрицательными структурными формами, имеющими неправильные очертания в плане.

Кроме того, купольная часть Альметьевского выступа осложнена большим числом более мелких возвышений и углублений амплитудой 5—15 м, в силу чего рельеф поверхности фундамента сильно расчленен. Эти мелкие формы имеют эрозионно-тектоническую природу и расположены довольно хаотически.

С запада Ромашкинский цоколь обрамляется узким (4—6 км) и глубоким желобообразным Алтунино-Шунакским прогибом, выполненным в основном кыновско-шугуровскими слоями. Прогиб на западе сопряжен с меридионально ориентированной грядой фундамента, соответствующей Акташско-Новоелховскому валу. Эта гряда протяженностью до 190 км и шириной в среднем 20—30 км имеет амплитуду до 150 м. В наиболее приподнятой ее части кровля фундамента находится на отметке —1580 м.

Описанная гряда на протяжении до 70 км отделена от Черемшанско-Ямашинской полосы поднятий Кузайкинской депрессией, расположенной еще западнее. В общих чертах эта полоса поднятий имеет форму треугольника, обращенного одной из вершин на запад, с морфологически четко выраженным восточным крылом. В ее пределах с запада на восток выделяются Черемшанская, Ямашинская и Ново-Шешминская антиклинальные зоны, ступенеобразно понижающиеся в западном направлении. Наивысшие отметки фундамента в купольной части этих зон составляют —1630—1670 м.

На юго-западном склоне Альметьевского выступа (отметки —1700—1900 м) рельеф поверхности фундамента также осложнен серией узких грядообразных поднятий и разделяющих их прогибов, расположенных параллельно и вытянутых с северо-запада на юго-восток. Эти поднятия в соответствии с региональным наклоном поверхности фундамента на юго-западном склоне Альметьевского выступа ступенеобразно погружены относительно друг друга. Каждому поднятию рельефа фундамента в осадочном чехле отвечает вал, крайним северо-восточным из них является Кутушко-Кадиевский, а юго-западным — Вишнево-Полянский.

Прогибы и депрессии, разделяющие положительные формы рельефа поверхности фундамента, выражены весьма отчетливо. В большинстве своем они узкие (5—10 км), в виде рвов, расширяющихся на юг в сторону Сергиевско-Абдулинской впадины.

К югу от купольной части Альметьевского выступа поверхность фундамента также погружается до отметки —1900—2000 м (с. Байтуган) и имеет такой же расчлененный рельеф. Однако простирающиеся в районе Байтугана и Шугурова положительные структурных форм не полностью соответствует простираению склона Альметьевского выступа. На юго-востоке Альметьевский выступ ограничивается Туймазинской грядой фундамента, крутое крыло которой обращено в сторону Сергиевско-Абдулинской впадины.

Юго-восточный склон Альметьевского выступа, в полосе его сочленения с северным бортом Сергиевско-Абдулинской впадины, осложнен заливообразными каньонами, опоясывающими структурные поднятия. Один из таких каньонов, заполненный отложениями бавлинской свиты, известен в районе с. Бавлы, а к числу мысовидно выдвинутых в сторону впадины структур относится Фаминовское поднятие. Это поднятие, вероятно, ориентировано с юго-запада на северо-восток и, по-видимому, составляет единое целое с расположенными к югу от него поднятиями, известными в районе сел Домосейкино и Пашкино (северо-запад Оренбургской области). В пределах этого поднятия отложения бавлинской свиты отсутствуют и поверхность фундамента установлена на наивысшей отметке —1725 м (скв. 25 Фаминовской площади). Размеры собственно Фаминовского поднятия составляют 40—45×30 км. Оно напоминает крупную, наклоненную на юг террасу, с крутыми уступовидными склонами, ограниченными, по-видимому, системой разломов.

На северо-восточном склоне Альметьевского выступа поверхность фундамента также круто погружается, образуя ряд поднятий в виде гряд. Особенно заметно увеличивается наклон поверхности фундамента к востоку от г. Мензелинска. Изменение мощностей бавлинских отложений, развитых за пределами склона выступа, указывает на то, что поверхность фундамента погружается на восток обрывисто, в виде отдельных ступеней. Это связано, по-видимому, с наличием крупного разлома и сопряженных с ним более мелких нарушений.

Характерно, что склоны Татарского свода, переходящие в борта древних впадин, выполненных додевонскими отложениями бавлинской

свиты, несравненно более крутые, чем склоны, сопряженные с бортами более молодых впадин.

Татарский свод по девонским и каменноугольным отложениям также состоит из двух вершин, разобщенных Сарайлинским прогибом. Северная вершина расположена над Кукморским выступом фундамента, а Южная — над Альметьевским.

В пределах Татарского свода на расчлененной поверхности кристаллического фундамента залегают преимущественно терригенные отложения эйфельского и живетского ярусов среднего девона, а местами непосредственно породы франского яруса верхнего девона. Эйфельские и живетские отложения развиты главным образом на территории Южной вершины свода и их тектоника отражает рельеф поверхности фундамента. В купольной части Северной вершины свода среднедевонские отложения отсутствуют в связи с размывом.

На Татарском своде повсеместно распространены нижнефранские и, в частности, кыновские слои. Структура последних в целом близко напоминает рельеф поверхности фундамента, но имеет и отличия, связанные с характером изменения мощностей живетских и нижнефранских пород. На Северной вершине свода наивысшие отметки кровли кыновских слоев составляют —1450 м, на Южной —1400 м, а в разделяющем их Сарайлинском прогибе —1565 м. Несмотря на то что по поверхности фундамента Альметьевский выступ несколько погружен относительно Кукморского, Южная вершина свода по кыновским слоям почти на 50 м приподнята по отношению к Северной вершине. Иначе говоря, в гипсометрическом положении вершин Татарского свода наблюдаются обратные соотношения по сравнению с теми, которые отмечались для расположенных под ними Кукморского и Альметьевского выступов фундамента.

От обеих вершин Татарского свода, оконтуриваемых изогипсой —1550 м, кыновские слои погружаются к склонам. По этим слоям строение Северной вершины свода очень сходно с рельефом поверхности фундамента Кукморского выступа, но положительные структурные формы являются более плоскими. К западу от Северной вершины склон Татарского свода переходит в борт Казанско-Кажимского прогиба и Казанской седловины, на востоке склон сопрягается с бортом Верхнекамской впадины, а на севере над Немским погребенным выступом фундамента он переходит в сложно построенную моноклираль.

Купольная часть Южной вершины Татарского свода расположена между городами Бугульмой и Альметьевском и имеет очертания, близкие к округлым. Здесь в тектонике кыновских слоев отчетливо выделяется целый ряд положительных (Миннибаевская, Абдрахмановская, Павловская, Азнакаевская, Сулеево-Ташлиярская, Ново-Елховская и др.) и отрицательных (Уральская и Кузайкинская депрессии, Алтунино-Шунакский прогиб) структур. Большинство этих структур отражены в рельефе поверхности фундамента Альметьевского выступа. Размеры положительных форм составляют 6—16×5—10 км с амплитудами не более 10—20 м.

С юго-востока купольная часть Южной вершины ограничена Туймазинским валом, а с запада Новоелховско-Акташским валом. Западный склон свода, обращенный к Мелекесской впадине, в отличие от вершин, где поднятия не образуют строго ориентированной линейно вытянутой системы структур, осложнен валами. На этом склоне, кроме серии валов северо-западного простирания (Кутушко-Кадиевский, Нурлатский и др.), от с. Шугурово к с. Серноводску намечается крупный «структурный нос».

Другая аналогичная по форме структура вырисовывается в районе с. Байтугана; она отделена от первого неглубокой заливообразной мульдой. На западном склоне Татарского свода общий региональный наклон кыновских слоев (в полосе изогипс —1600—1800 м) составляет 4—5 м на 1 км.

К востоку от Южной вершины Татарского свода расположена Бирская седловина, отделяющая его от Башкирского свода.

При сравнении структурных планов Татарского свода по поверхности фундамента и кровле кыновских слоев устанавливается, что по последним он имеет большие размеры за счет расширения юго-западного, юго-восточного и северо-восточного склонов. Вместе с тем свод приобретает сглаженные очертания, а превышения его купольных частей над осевыми зонами окружающих отрицательных структур составляют обычно 500—600 м.

По более молодым горизонтам девонских отложений и в том числе по кровле карбонатных пород фаменского яруса Татарский свод сохраняет свое местоположение, а его границы с обрамляющими отрицательными структурами весьма отчетливы. Превышение Южной вершины Татарского свода над осевой зоной Мелекесской впадины по кыновским слоям франского яруса составляет около 550 м, а по кровле фаменского яруса в области развития Камско-Кинельской впадины оно достигает 900 м. Так же резко (более чем на 180 м) углубляется относительно обих вершин Татарского свода разделяющий их Сарайлинский прогиб.

Наряду с увеличением амплитуды Татарского свода по кровле фаменского яруса усложняется и его структурный план, что вызвано наличием большого числа мелких рифогенных построек в основном в верхнефранско-фаменских карбонатных отложениях. Эти постройки типа биогермов и биостромов чаще всего приурочены к купольным частям локальных поднятий (Бавлы, Ямаши и др.) или смещены в сторону одного из их крыльев (Ново-Елхово и др.). Наличие биогермов и биостромов увеличило число локальных поднятий на Татарском своде, а также привело к возрастанию амплитуды поднятий и смещению купольных частей их по кровле фаменского яруса относительно таких по кровле кыновских слоев, что и является во многих случаях одной из причин несоответствия структурных планов.

Строение Татарского свода по каменноугольным отложениям имеет черты сходства и отличия от структуры его по девонским отложениям. По наиболее древним горизонтам каменноугольной системы и, в частности, по заволжским слоям строение Татарского свода не претерпевает существенных изменений по сравнению с тем, что наблюдается по кровле фаменского яруса. По кровле же кизеловского горизонта турнейского яруса и тульского горизонта вийейского яруса структура свода характеризуется значительно более сглаженными очертаниями, и границы его становятся менее отчетливыми.

По тульскому горизонту Северная вершина свода, как замкнутая со всех сторон и обособленная структура, не выделяется. Этой вершине отвечает область более высокого относительно Верхнекамской впадины залегания слоев тульского горизонта. На месте Северной вершины Татарского свода изогипсой —950 м оконтуривается ряд обособленных крупных поднятий между Кутлу-Букашем и Мамадышем и к востоку от него, в районе, соответствующем Елабужско-Бондюжскому поднятию фундамента. Другая относительно приподнятая зона с отметками менее —900 м фиксируется в районе сел Кукмора и Вятских Полян. Эта зона отделена от Елабужско-Бондюжского поднятия юго-западной частью Можгинского прогиба (отметки —1000 м), заливообразно заходящего со стороны Верхнекамской впадины.

В отличие от структурного плана по девонским отложениям намечается не погружение слоев от района с. Кукмора в сторону Казанской седловины и южной части Казанско-Кажимского прогиба, а наоборот, их подъем. Этот региональный подъем слоев соответствует восточному крылу так называемой Вятской зоны поднятий.

Южная вершина Татарского свода хотя и приобретает более расплывчатые очертания, тем не менее по изогипсе —950 м сохраняет замкнутые контуры. Однако наиболее приподнятая купольная часть ее от с. Альметьево смещается несколько на юго-запад в район с. Шугурово, где кровля тульского горизонта залегает на отметках —770—772 м. Такое смещение обусловлено влиянием новообразованных замкнутых поднятий Серноводско-Шугуровского вала. Кроме Шугуровского и Ерыклинского (Ойкино-Алтунинского) поднятий, на юго-западном склоне свода, на месте структурных носов, по девонским отложениям в структуре каменноугольных отложений вырисовываются и другие замкнутые поднятия, к числу которых относятся Байтуганское, Шунгутское и Якушкинское. Ряд положительных структур (Сулеевское, Абдрамановское, Ново-Елховское и др.), выделяемых по кыновским слоям, не отражены в тектонике каменноугольных отложений. Для некоторых поднятий (Альметьевское, Ромашкинское) наблюдается смещение купольной части; не вырисовывается по каменноугольным отложениям и Алтунино-Шунакский прогиб. В целом по каменноугольным отложениям структура Южной вершины Татарского свода становится более дифференцированной: увеличивается число локальных поднятий, характеризующихся несоответствием структурных планов.

Сарайлинский прогиб по нижнекаменноугольным отложениям выражен чрезвычайно слабо и имеет вид неглубокой депрессии, где тульский горизонт залегает на отметках —950—970 м.

Западный, юго-западный и юго-восточный склоны Татарского свода по нижнекаменноугольным отложениям, сохраняя свое местоположение, становятся более пологими.

По средне- и верхнекаменноугольным отложениям существенных изменений в структурном плане Татарского свода не происходит, отмечается лишь дальнейшее уменьшение его амплитуды. Большое сходство наблюдается и между структурным планом каменноугольных и нижнепермских отложений. Что касается тектоники Татарского свода по верхнепермским отложениям, то она во многих чертах существенно отличается и не соответствует структуре более древних горизонтов.

По нижнеказанским отложениям в установленных ранее границах по девонским и нижнекаменноугольным горизонтам Татарский свод по существу не выделяется. По этим отложениям ему в пределах территории Южной вершины отвечает область относительно высокого залегания слоев, не представляющая замкнутого и обособленного от окружающих депрессий структурного элемента. Эта область имеет вид крупного структурного мыса северо-восточного простирания, погружающегося на запад и юг и раскрывающегося на север к р. Каме. Структурный мыс осложнен рядом террас, несущих на себе системы иногда линейно вытянутых положительных и отрицательных локальных структур.

В западной и юго-западной частях Татарского свода, от верховьев р. Шешмы до р. Мензелы на севере и до р. Сок на юге, почти в меридиональном направлении протягивается полоса шириной 30—40 км высокого залегания верхнепермских отложений. Эта полоса, состоящая из ряда пологих поднятий брахиантиклинальной и куполовидной формы, разделенных неглубокими депрессиями и прогибами, получила название Сокско-Шешминской группы структур. Центральная, наиболее

приподнятая часть Сокско-Шешминской группы структур приурочена к верховьям рек Сок и Шешмы, где расположены гипсометрически наиболее высокие поднятия, составляющие две антиклинальные зоны.

Первая зона, именуемая Шугурово-Сармановской, имеет максимум поднятия у с. Шугурово, в верховьях р. Шешмы, с отметкой кровли нижнеказанского подъяруса +235 м. На Шугуровском поднятии местами на дневную поверхность выходят известняки сакмарского яруса. От Шугуровского поднятия ось антиклинальной зоны, имеющей юго-восточное флексуорообразное крыло, погружается на север и юг. На северном продолжении находятся Миннибаевское (отметки +220 м), Бикасаз-Шуганское и Сармановское поднятия (отметки +185 м), а на южном — Ерыклинское (Ойкино-Алтунинское) с отметкой нижнеказанских отложений +190—210 м, Шунгутское, Якушкинское (+120—150 м), Серноводское и др.

Вторая антиклинальная зона, именуемая Байтуган-Ромашкинской, расположена восточнее Шугурово-Сармановской и имеет максимальный подъем нижнеказанских слоев в верховьях р. Сок, севернее с. Байтуган. Байтуганское поднятие является самым крупным в Сокско-Шешминской полосе поднятий. Навысшая отметка кровли нижнеказанских отложений +235 м. К северу от Байтуганского поднятия ось антиклинальной зоны испытывает слабое погружение. Здесь расположены Ромашкинская структура с отметками на своде +210 м, Ново-Каширское и Митрофановское поднятия с отметками +180 и +170 м. Юго-западное окончание этой антиклинальной зоны имеет четкое флексуорообразное крыло, обращенное на юго-восток и юг и прослеженное от с. Байтуган до г. Сергиевска.

Описанные две антиклинальные зоны разобщены прогибом северо-восточного простирания, выполаживающимся и суживающимся к северу и углубляющимся и расширяющимся к югу. На участке между Шугуровским и Ромашкинским поднятиями он именуется Караклинским, а южнее (между Ойкино-Алтунинским и Байтуганским поднятиями) Уралинско-Байтырмышской депрессией.

В пределах территории Поволжья на юго-востоке Татарского свода прослежена еще одна полоса поднятий, получившая наименование Туймазинско-Бавлинской. Она отделена от северной части Сокско-Шешминской группы структур Бугульминской депрессией, где кровля нижнеказанских отложений залегает на минимальной отметке +80 м. Туймазинско-Бавлинская полоса поднятий имеет северо-восточное простирание, крутое (до 15°) флексуорообразное юго-восточное крыло. Навысшие отметки залегания нижнеказанских слоев (+250 м) установлены на Туймазинском поднятии, к юго-западу от которого располагается Бавлинское поднятие.

К западу и северо-западу от Сокско-Шешминской группы структур верхнепермские слои имеют ясно выраженное моноклиналиное падение, прослеживающееся в бассейне р. Шешмы (среднее течение) и р. Кичуя. Кичуйско-Шешминская моноклинали отвечает западному склону Татарского свода и осложнена мелкими вторичными поднятиями, многие из которых соответствуют на глубине поднятиям, объединенным в систему валов. По мере погружения на запад моноклинали переходит в борт Аксубаевской депрессии, которая к юго-западу углубляется и сливается с Мелекесской впадиной. Аксубаевская депрессия выполнена верхними свитами татарского яруса, к юго-западу они перекрываются мезозойскими образованиями.

Территория Северной вершины Татарского свода по нижнеказанским отложениям, так же как и по каменноугольным, занимает более погруженное положение относительно смежных к западу районов Вят-

ской зоны поднятий. Отчетливо устанавливаются очертания отдельных положительных структур, группируемых в валы в пределах Елабужско-Бондюжского района. Наиболее высокое гипсометрическое положение среди них занимают Варзи-Ятчинское и Голюшурминское поднятия с отметками кровли нижеказанских слоев +140—150 м. От этих поднятий намечаются общее слабое погружение слоев на юго-запад и их осложненность мелкими деформациями.

Сарайлинская седловина по нижеказанским отложениям не выделяется, а на ее месте располагается большое число отдельных локальных поднятий с отметками в их купольной части +100—130 м.

Рассмотрим отдельные валообразные структуры Татарского свода. На юго-востоке Северной вершины Татарского свода, в пределах Елабужско-Бондюжского (Прикамского) выступа фундамента выделяется весьма крупная и сложно построенная Нижнекамская зона дислокаций. Эта зона состоит из системы валов и разделяющих их узких, но глубоких депрессий — прогибов типа рвов северо-восточного простирания. Все валы асимметричны — с пологим северо-западным и относительно крутым, флексуобразным юго-восточным крылом. Вдоль крутых крыльев валов предполагается наличие нарушений в фундаменте. Подтверждением этих нарушений могут служить некоторые морфологические особенности рельефа поверхности фундамента и значительная неоднородность петрографического состава слагающих его пород, о чем говорилось выше.

В этой системе крайним юго-восточным является Азевско-Салаушский вал, ограниченный с востока флексурой с наклоном слоев до 2°. Вал объединяет Тойгузинское, Салаушское, Азевское и другие локальные поднятия, прослеживаемые по отложениям перми, карбона и девона. Вал расположен на стыке Татарского свода с Верхнекамской впадиной в непосредственной близости от линии выклинивания отложений бавлинской свиты. Это видно из того, что скв. 1 на Азевско-Салаушской площади прошла по бавлинским отложениям около 300 м и не достигла пород фундамента. В скв. 3, расположенной в 4 км к западу, бавлинская толща полностью отсутствует. Северо-западнее расположено Ямурзинское поднятие. Размеры его 17×6 км. Наиболее рельефно оно вырывается по отложениям фаменско-заволжской карбонатной толщи, внутри которой заключен крупный биогерм. По отложениям терригенной толщи девона поднятие выполаживается.

К западу от Азевско-Салаушского находится Усть-Икско-Варзятчинский вал протяженностью до 60 км, при ширине 6—12 км. На западе вал сопряжен с Бизяковским прогибом глубиной 50—60 м; на юго-востоке он ограничен флексурой, в пределах которой на расстоянии до 1 км слои погружаются более чем на 100 м. С юго-запада на северо-восток вал объединяет Сидоровское, Орловское, Шильненское, Усть-Икское, Озерное, Голюшурминское и Варзятчинское локальные поднятия. По отложениям перми длина их обычно 7—8 км, а ширина 1,5—2 км. По отложениям карбона и девона размеры и амплитуда этих поднятий увеличиваются. Самое значительное из них, Варзятчинское, находится на северо-восточном окончании вала. Размеры его 16×5 км. Поднятие четко фиксируется в отложениях карбона и хуже — в перми. По отложениям девона и по фундаменту оно выражено в виде структурного носа, погружающегося к северу.

В северо-восточном направлении оси этих двух валов по терригенным отложениям девона погружаются, а по каменноугольным и пермским, наоборот, воздымаются.

Первомайско-Бондюжский вал расположен в центральной части Нижнекамской зоны дислокаций и ограничен с запада Ананьевским

прогибом. Он имеет наиболее крупные размеры (60×18 км) и четкую морфологическую выраженность; амплитуда вала 80—90 м. Ему соответствует гряда фундамента, фиксируемая и по породам палеозойского возраста. Максимальные отметки фундамента составляют —1520 м. Восточное крыло вала, обращенное к Бизяковскому прогибу, крутое (60 м на 1 км). Наиболее крупными поднятиями являются Бондюжское и Первомайское (размеры 15—20 км), расположенные кулисообразно. Кроме того, вал, по-видимому, осложнен поперечным нарушением, проходящим вблизи с. Бондюги и разделяющим его на две части. Северо-восточная часть вала, соответствующая Бондюжскому поднятию, более приподнята и отделена от юго-западной узким (около 1 км) прогибом, за которым находится Первомайская структура.

Елабужский вал также состоит из двух частей и имеет протяженность около 75 км, при ширине 4—6 км. С северо-запада вал сопряжен с Дмитриевским прогибом. На юге он имеет северо-восточное простираение, меняющееся на севере на субмеридиональное. Южная часть крутого крыла вала осложнена дизъюнктивным нарушением с амплитудой 125 м. Наивысшие отметки фундамента на валу составляют —1488 м. Вал объединяет ряд локальных поднятий, к числу которых относятся (с юго-запада на север) Усть-Зайское, Соболековское, Елабужское и другие. Некоторые из них уже установлены и по девонским отложениям.

Грахан-Тонайский вал протягивается параллельно предыдущим и наиболее четко прослежен в своей южной половине. Длина вала 60 км, ширина 6—10 км, амплитуда 40 м, он также объединяет две цепочки локальных поднятий.

В непосредственной близости от вышеописанных валов и к северо-западу от них на краю Северной вершины Татарского свода размещен Кизнерско-Кокарский вал. Его северо-восточное окончание попадает в Верхнекамскую впадину. Он имеет протяженность до 55 км, при ширине 8—10 км; юго-восточное крыло вала более крутое — по пермским слоям погружение на 1 км составляет до 110 м; амплитуда вала 125 м. Вал объединяет Кизнерское, Люгинское и Кокарское локальные поднятия. Под Кокарским поднятием в структуре поверхности фундамента обнаружен грабенообразный прогиб, заполненный отложениями бавлинской свиты, вскрытая мощность которых свыше 600 м. В строении вала наблюдаются резко выраженные структурные несоответствия, выражающиеся в смещении купольной части поднятий по различным горизонтам палеозойской осадочной толщи.

На Южной вершине Татарского свода также установлено большое число валов.

На западном склоне Южной вершины свода расположен Акташско-Новоелховский вал. Этот вал имеет меридиональное простираение и прослежен на расстоянии более 200 км от сел Ново-Елховки и Сарабикулово на юге до с. Поповки на севере, ширина его 8—12 км. Акташско-Новоелховский вал относится к числу погребенных валов, не отраженных на дневной поверхности. В виде единого структурного элемента этот вал выделяется в рельефе поверхности фундамента и в структуре живетских, ниже- и среднефранских отложений. В выше залегающих образованиях девона и карбона ему отвечает ряд поднятий.

На поверхности фундамента валу соответствует гряда из цепочки поднятий, оконтуриваемая изогипсой —1610 м. Как по поверхности фундамента, так и по додоманиковым горизонтам восточное крыло вала сопряжено с желобообразным Алтунино-Шунакским прогибом, в пределах которого слои погружены более чем на 100 м. Вал асимметричен — углы падения слоев крутого восточного крыла 2—3°, пологого западного, не превышают 20—25'.

Вдоль оси вала с юга на север расположены Ново-Елховское, Акташское (состоящее из четырех самостоятельных куполов) и Поповское поднятия, разделенные седловинами и мульдами. Наиболее глубокая из этих последних находится между двумя первыми поднятиями. По подошве кыновских слоев вал оконтуривается изогипсой — 1510 м. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимает Ново-Елховское поднятие с отметками подошвы слоев — 1480 м. Ось вала погружается на север; это погружение не превышает 60 м.

В структурном плане кровли фаменских и заволжских отложений меридиональная ориентировка осей локальных поднятий, за исключением Ново-Елховского, сменяется северо-западной или северо-восточной. Частичное изменение направления осей локальных поднятий по этим горизонтам обусловлено участием в их строении биогермов и биостромов, конфигурация которых в плане весьма прихотлива.

По каменноугольным и пермским отложениям Акташско-Новоелховский вал по существу представляет собой структурную ступень, опущенную на 15—30 м относительно вершины, где расположены Миннибаевское и другие поднятия. По этим же отложениям Алтунино-Шунакский прогиб также не отображается, а на его месте отмечается ряд неглубоких понижений.

Размеры локальных поднятий вала обычно 10×5 км и лишь площадь Ново-Елховской структуры по кыновским слоям составляет $34 \times 35 \times 8 \text{—} 10$ км. По каменноугольным отложениям и, в частности, по кровле верейского горизонта размеры Ново-Елховского поднятия уменьшаются вдвое, а купольная его часть, смещаясь на юго-восток, располагается на месте южной периклинали по кыновским слоям. Амплитуда поднятий Акташско-Новоелховского вала 20—35 м. Для них характерно несоответствие структурных планов.

Западнее Акташско-Новоелховского вала в пределах Черемшанско-Ямашинского поднятия фундамента размещается ряд валов: Черемшанский, Ямашинский, Ново-Шешминский. Наиболее крупный среди них Черемшанский, он прослеживается параллельно Акташско-Новоелховскому и отделен от него Кузайкинским прогибом. Черемшанский вал (структурная терраса) имеет протяженность до 70 км и выражен как по поверхности фундамента, так и по отдельным горизонтам осадочной толщи. Вал асимметричен — западное крыло крутое, восточное пологое. Строение вала изучено в целом слабо. Ось вала незначительно погружена на юг.

В пределах вала с юга на север выделяются Черемшанское, Беркет-Ключевское, Кит-Елгинское, Сиреневское, Березовское и другие поднятия размерами не более 10×5 км. Амплитуды вала и осложняющих его локальных поднятий изменяются по различным горизонтам. По нижне-франским терригенным слоям девона они соответственно равны 25 и 10—15 м, а по кровле карбонатных пород фаменского яруса и заволжского горизонта турне возрастают соответственно до 80—90 и 50—60 м. Увеличение амплитуд вала и локальных поднятий обусловлено тем, что в строении этих структур принимают участие верхнедевонские биогермы, которые, как правило, приурочены к крыльевым частям поднятий по слоям терригенной толщи девона и поверхности фундамента.

С увеличением амплитуды локальных поднятий усложняется их строение по кровле карбонатных пород девона и нижнего карбона — возрастает число мелких куполов, разделенных мульдами и пережимами. По более молодым горизонтам среднего и верхнего карбона амплитуда поднятий уменьшается, а их морфология упрощается, поскольку поднятия имеют характер структур облекания.

Черемшанский вал на северо-западе ограничивается Добрымышским прогибом, глубина которого по поверхности фундамента и терригенной толще девона около 20 м. В пределах последнего расположены с севера на юг Тавельское, Ямашинское, Шегурчинское и Южно-Шегурчинское поднятия размерами обычно 6—7×3—4 км. Локальные поднятия вала, прослеженного на расстоянии 35 км, расположены друг относительно друга кулисообразно. Они характеризуются теми же чертами строения, что и поднятия Черемшанского вала.

Структура Ново-Шешминского вала изучена очень слабо.

На западном склоне Южной вершины Татарского свода ступеням и уступам в рельефе фундамента в структуре палеозойских отложений соответствует серия валов, оси которых параллельны друг другу и направлены с северо-запада на юго-восток.

Крайним северо-восточным является Ульяновский вал, к юго-западу от него последовательно размещены Кутушко-Кадеевский, Эштебеньковский, Нурлатский, а на самом западе — Вишнево-Полянский валы. Эти валы разделены узкими депрессионными зонами — прогибами. Валы асимметричны — крутые крылья их обращены на юго-запад и вниз по склону свода опущены друг относительно друга. Лишь у Ульяновского вала крутым является северо-восточное крыло. Это ступенчатое погружение совершается по системе разломов в фундаменте, по некоторым из которых продукты подводного магматического излияния проникали в нижние слои терригенной толщи девона (Нурлатский вал). Названные валы имеют протяженность 50—70 км, ширину 6—8 км и амплитуду 40—60 м. Осложняющие их локальные поднятия имеют согласное с валом юго-восточное простираие и отражены как в структуре поверхности фундамента, так и осадочной толщи. Оси валов погружаются в этом же направлении. Эштебеньковский и Нурлатский валы в отличие от других имеют более резкие структурные ограничения.

Ульяновский вал образует наиболее широкую ступень (16 км), в пределах которой намечается три цепочки локальных поднятий. Крайняя восточная из них включает Серебряно-Ключевское, Ульяновское и Ивашкинское поднятия. Кутушко-Кадеевский вал включает два ряда поднятий, каждый из которых по существу является самостоятельным валом. Западный ряд объединяет Кутушское, Мокшинское, Киязлинское и находящееся на северо-западе Енорускинское поднятие. В состав Эштебеньковского вала входят Эштебеньковское, Краснополянское, Аксубаевское и Демкинское поднятия, а Нурлатского вала — Нурлатское, Шурлакское и другие поднятия. Все эти поднятия построены однотипно — максимальную амплитуду и наиболее сложное строение они имеют по кровле фаменского яруса и заволжского горизонта, внутри карбонатной толщи которых заключены биогермы. По более молодым горизонтам амплитуда поднятий уменьшается, и они приобретают расплывчатые очертания.

На юго-западном склоне Татарского свода под косым углом к его простираию расположены Серноводско-Шугуровский и Байтуганский валы. Серноводско-Шугуровский вал прослеживается от Серноводска на юго-западе до с. Миннибаево (а возможно, и севернее, до с. Бикасаз-Шуган) на северо-востоке на протяжении 165—170 км; ширина вала 4—7 км.

Вал как единый структурный элемент отчетливо выделяется по каменноугольным и пермским отложениям. По кровле швагеринового горизонта вал оконтуривается изогипсой — 100 м. Наиболее высоко слои залегают на Шугуровском поднятии (отметки +15—20 м), от которого ось вала погружается на север и на юго-запад. К юго-западу от Шугурово в купольных частях структур кровля швагеринового горизонта

залегает: на Ойкино-Алтунином поднятии на отметке около -15 м, на Шунгутском — на отметке -40 м, на Якушкинском — на отметке -30 м и на Серноводском — на отметке -70 м; к северо-востоку от Шугурово на Миннибаевском и Бикасаз-Шуганском поднятиях — соответственно на отметках -15 и -100 м.

Серноводско-Шугуровский вал построен асимметрично — углы падения слоев на крутом юго-восточном крыле достигают $7-8^\circ$, а на противоположном пологом — 1° . Амплитуда вала в районе с. Шугурово составляет $115-120$ м. По подошве тульского горизонта нижнего карбона вал не представляет замкнутой тектонической структуры и не может быть очерчен одной какой-либо изогипсой, что связано с более интенсивным погружением оси вала на юго-запад. По этому горизонту валу соответствует система тех же локальных поднятий, объединенных одним общим крутым флексуобразным крылом. Наиболее высокое гипсометрическое положение по-прежнему занимает Шугуровское поднятие.

По живетским и нижнефранским слоям терригенной толщи девона Серноводско-Шугуровский вал не выделяется. В виде замкнутого поднятия вырисовывается лишь Миннибаевская структура, занимающая наиболее высокое гипсометрическое положение. От Миннибаевского поднятия в юго-западном направлении ответвляется и погружается крупный «структурный нос», не несущий по этим слоям замкнутых положительных структур.

Одним из крупных поднятий Серноводско-Шугуровского вала является Шугуровское, по каменноугольным и пермским отложениям оно имеет размеры $13-15 \times 7-8$ км; поднятие асимметричное — с крутым ($4-5^\circ$) юго-восточным и пологим ($1-2^\circ$) северо-западным крыльями. Амплитуда поднятия в среднем $50-60$ м, причем максимальные значения она имеет по горизонтам турнейского яруса и кровле фаменского яруса. По терригенным отложениям девона и поверхности фундамента отмечается несоответствие, выражающееся в отсутствии замкнутой положительной структуры; поднятию по этим слоям отвечает моноклиналь, осложненная «структурным носом», раскрывающимся на северо-восток. Аналогичные структурные соотношения характерны для большинства локальных поднятий Серноводско-Шугуровского вала.

К востоку от Серноводско-Шугуровского вала расположен Байтуганский вал. Он хорошо изучен на всем своем протяжении по кровле швагеринового горизонта и более молодым отложениям, по более глубоким горизонтам карбона и девона детально закартирован лишь в северной части, в пределах Байтуганской и собственно Ромашкинской структур.

По отложениям швагеринового горизонта Байтуганский вал объединяет (с севера на юго-запад) Ромашкинское, Сугушлинское, Байтуганское, Буз-Башское и Бальклинское, а также Ново-Ганькинское и Боголюбовское поднятия. Некоторые исследователи считают, что вал протягивается и далее на юго-запад и включают в него Аделяковское, Верхне-Орлянское и Орловское поднятия, находящиеся уже вне юго-западного склона Татарского свода. Протяженность вала в пределах Татарского свода составляет около 120 км, при средней ширине $10-12$ км. Байтуганский вал асимметричен — с относительно крутым (до 12°) юго-восточным и пологим (менее 1°) северо-западным крыльями. Максимальные углы падения слоев, достигающие по казанским отложениям 25° , на крутом крыле, имеющем ясно выраженное флексуобразное строение, отмечены на юге Байтуганского поднятия; амплитуда вала составляет 150 м. На север углы падения слоев уменьшаются и в пределах Ромашкино флексура сглаживается и затухает.

По всем горизонтам пермских и каменноугольных отложений наиболее высокое положение занимает Байтуганское поднятие, где отметки кровли швагеринового горизонта составляют +30 м. От этой структуры вал погружается на север и на юг, причем в направлении на юг интенсивность погружения значительно больше. По подошве тульского горизонта Байтуганская структура на 30—35 м выше Ромашкинской.

По слоям терригенной толщи девона и поверхности фундамента на месте Байтуганского вала установлен крупный структурный мыс, погружающийся на юго-запад. Крутое крыло структурного мыса по-прежнему юго-восточное. Крутое крыло как Байтуганского, так и Серноводско-Шугуровского вала проходит над предполагаемым разломом в фундаменте.

По этим слоям соотношения в гипсометрическом положении поднятий Байтуганского вала изменяются. На Ромашкинском поднятии слой терригенной толщи девона почти на 100 м залегают выше, чем на Байтуганской площади.

Наиболее крупное Байтуганское поднятие имеет размеры 15—17×7—8 км и амплитуду до 40 м; другие более мелкие поднятия до 7—8×4—5 км. Байтуганскому и другим поднятиям вала по слоям терригенной толщи девона отвечают моноклинали, осложненные структурными носами, раскрывающимися на северо-восток.

На юго-востоке Южной вершины Татарского свода с юго-запада на северо-восток простирается Туймазинский вал. Длина его около 100 км, ширина 20—30 км. Вал асимметричен: крутое (2—6°, иногда 10°) юго-восточное и пологое (30—40') северо-западное крыльях. Амплитуда вала по крутому крылу 100—150 м. Наиболее высокие слои залегают в районе с. Туймазы, откуда ось вала погружается на юго-запад и северо-восток. Вдоль оси вала прослежены Егорьевское, Ташлинское, Бавлинское, Туймазинское, Ардатовское и другие поднятия. Ориентировка осей большинства поднятий, за исключением Ардатовского, совпадает с общим направлением оси вала. Ось же Ардатовского поднятия по горизонтам, залегающим выше фаменского яруса, имеет северо-западное простирание.

Туймазинский вал и осложняющие его локальные поднятия прослеживаются по всем горизонтам осадочной толщи. В рельефе поверхности фундамента большей части вала соответствует гряда. Местами (Бавлы) отмечено резкое несоответствие между структурой осадочной толщи и поверхностью фундамента. Бавлинское поднятие расположено над глубоким каньонообразным углублением в рельефе фундамента.

Наиболее крупными поднятиями являются Туймазинское (36×16 км), имеющее амплитуду по терригенной толще девона 50 м, и Бавлинское (15×8 км), с амплитудой 25 м. Начиная с кровли франского яруса, строение этих и других поднятий вала усложняется за счет появления более мелких куполов, седловин и мульд, сидящих на общем коколе, имеющем по терригенным слоям девона менее расчлененный тектонический рельеф.

И, наконец, на северо-восточном склоне Южной вершины Татарского свода структурно-картировочным бурением выявлен ряд валов: Муслюмовский, Старо-Кармалинский, Дружбинский, Ольгинский и другие, расположенные параллельно друг другу. Эти валы установлены пока только по пермским отложениям; их тектоника по глубоко залегающим горизонтам карбона и девона, а также поверхности фундамента еще не изучена.

Татарский свод принадлежит к числу древних структурных элементов, развитие которых началось в протерозойскую эру. В это время интенсивные погружения фундамента привели к формированию Казанско-

Кажимского прогиба, Верхнекамской и Сергиевско-Абдулинской впадин, заполненных мощными (от сотен до тысяч метров) толщами терригенных пород бавлинской свиты. Эти отрицательные структуры окаймляли с северо-запада, севера, востока и юга крупную приподнятую область пород фундамента.

Приподнятая область поверхности фундамента, помимо Кукморско-Альметьевского массива, включала в себя на севере Немско-Лойненский свод фундамента, а на западе также территорию восточного борта Мелекесской впадины; на юго-западе она обрамлялась узким, но менее глубоким, грабенообразным Алькеевским прогибом, также заполненным породами бавлинской свиты. Границы этой приподнятой области фундамента с окружающими ее впадинами и прогибами проходили в полосе выклинивания отложений бавлинской свиты, а ее склоны по ступенчато опущенным блокам переходили в борта отрицательных структур. В пределах приподнятой области осадки бавлинской свиты не отлагались, поскольку здесь породы фундамента разрушались, а продукты разрушения в виде терригенного в основном грубообломочного материала сносились в формирувавшиеся вокруг нее впадины.

Вся палеозойская история развития Татарского свода тесно связана с формированием обрамлявших его крупных отрицательных структур.

Распределение мощностей эйфельско-нижнефранской терригенной толщи на территории Татарского свода и обрамлявших его впадин и прогибов свидетельствует о том, что в этот этап геологической истории свод почти не развивался. Область относительно ускоренного прогибания располагалась в пределах Казанско-Кажимского прогиба. Этот прогиб с запада опоясывал Северную вершину Татарского свода. С возникновением указанного прогиба морфологически оформился западный склон Северной вершины свода, поскольку он совместно с бортом прогиба был вовлечен в довольно интенсивное погружение. Более замедленно погружалась территория, расположенная к востоку от Северной вершины, что способствовало дальнейшему обособлению этой части свода от Верхнекамской впадины. Купольная часть Северной вершины в это время была приподнята относительно обрамлявших ее с запада и востока отрицательных структур и здесь сохранилась лишь маломощная (50 м) и стратиграфически неполная толща терригенных осадков девона.

Территория Южной вершины Татарского свода в эйфельско-нижнефранское время представляла относительно погруженную по сравнению с Северной вершиной область. Наиболее приподнятое полжжение занимала западная часть Южной вершины. Это подтверждается отсутствием нижнефранских терригенных отложений и сокращенной мощностью эйфельско-живетских образований в зоне между с. Юхмачи и г. Билярском. Эта зона, получившая в литературе (А. М. Мельников и др.) название древнего Юхмачи-Билярского выступа, в палеоструктурном плане представляла с территорией купольной части Северной вершины единое поднятие. В этот же период на территории Южной вершины свода возник грабенообразный Алтунино-Шунакский прогиб.

В доманиково-фаменское время области относительно максимального прогибания были расположены вне территории Татарского свода, и там в одних местах продолжалось, а в других начиналось формирование крупных отрицательных структур, граничивших со сводом. Особенностью этого этапа девонской истории является то, что в большинстве отрицательных структур накапливались относительно глубоководные битуминозные кремнисто-глинисто-карбонатные осадки доманиковой фации, мощности которых (100—200 м) не компенсировали амплитуду имевших место опусканий. В пределах же обеих вершин Татар-

ского свода происходило комплексирование накоплений мелководных морских в значительной своей части рифогенных карбонатных осадков мощностью 330—550 м.

В доманиково-фаменское время Татарский свод формировался в границах, близких к современным. В этот этап продолжалось развитие Северной вершины свода и дальнейшее ее обособление от Верхнекамской впадины, в юго-западной части которой располагался Можгинский прогиб Камско-Кинельской системы. Другой прогиб этой же системы, а именно Актаныш-Чешминский ограничивал северо-восточный склон Южной вершины Татарского свода, а начавшая свое развитие Мелекесская впадина обрамляла эту вершину с запада. Одновременно формировался и Сарайлинский прогиб (седловина).

Северная вершина по площади была меньше, чем Кукморский выступ фундамента, так как значительная ее юго-восточная окраина (территориально отвечающая Нижнекамской зоне дислокаций) была втянута формирующимся прогибом в погружение. В соответствии с этим наиболее высокое структурное положение на Северной вершине к концу девонского периода имели районы, находящиеся к северо-западу от Кукмора.

В начале каменноугольного периода Татарский свод развивался по сходному с верхнедевонским плану. В начале турнейского века, в заволжское время, в палеодепрессиях продолжался процесс некомпенсированных осадконакоплением прогибаний, в то время как на склонах вершин свода, в условиях компенсации, по-прежнему существовал рифовый ландшафт. Вершины свода стали более резко морфологически выраженными, почти на 100 м увеличилась их амплитуда. В заволжское время продолжалось также дальнейшее формирование Сарайлинской седловины.

Верхнедевонско-заволжское время было важным этапом развития Татарского свода, в этот период он формировался как единый структурный элемент. Следует подчеркнуть, что некомпенсированный характер осадконакопления в палеовпадинах, окружавших свод, привел к тому, что в палеоструктурном плане амплитуда свода по кровле заволжского горизонта была в два с лишним раза больше, чем по терригенной толще девона и поверхности фундамента.

В малевско-кизеловское время Татарский свод продолжал формироваться, хотя с этого времени начался процесс заполнения осадками уже существовавших в рельефе дна бассейна глубоких палеодепрессий, окружавших Татарский свод. По мере их заполнения существенно сгладился и профиль Татарского свода. Весьма значительно был снивелирован в прибортовых зонах и Сарайлинский прогиб.

В нижневизейско-бобриковское время завершился процесс геоморфологического выравнивания палеодепрессий, обрамлявших Татарский свод. В центральных, наиболее погруженных зонах накопилась толща терригенных отложений нижнего карбона мощностью до 400 м.

В радаевско-бобриковское время наступил континентальный режим осадконакопления, сопровождавшийся кратковременными перерывами и размытиями, затронувшими в первую очередь структурно-приподнятые области, какими и являлись вершины Татарского свода. Более интенсивно денудация захватила Северную вершину Татарского свода.

С тульского времени, когда территория погрузилась под уровень моря, вновь усилились неравномерные тектонические опускания и возобновилось активное формирование структуры Татарского свода.

В средневизейско-намюрское время Татарский свод прогибался менее устойчиво, чем окружавшие его впадины и прогибы. По отношению к Южной вершине особенно интенсивно прогибались западный, юго-

западный и северо-восточный склоны и менее интенсивно юго-восточный склон. К концу нижнекаменноугольной эпохи погруженность слоев в отрицательных структурах по отношению к Южной вершине свода увеличилась более чем на 100—150 м.

В течение среднекаменноугольной эпохи Татарский свод также формируется, увеличивая по нижним горизонтам осадочной толщи свою амплитуду. В эту эпоху в еще большей степени обозначаются западный, юго-западный, юго-восточный и северо-восточный склоны в границах, приближающихся к современным. Медленный, но постоянный рост обеих вершин свода происходит и в верхнекаменноугольную эпоху. В это же время продолжается унаследованное развитие и Сарайлинской седловины.

В нижнепермскую эпоху Северная вершина свода формировалась в виде обширного структурного мыса. Этот структурный мыс был связан с более приподнятой областью, расположенной севернее. Другая приподнятая область к концу нижнепермской эпохи была на юго-западе Северной вершины. В эту эпоху усиленно формировалась и Южная вершина свода, поскольку ее склоны были вовлечены в опускание, имевшее место в Мелекесской и других смежных впадинах.

В верхнепермскую эпоху значительные по амплитуде тектонические поднятия были на севере и северо-западе, где на месте Казанско-Кажимского прогиба формировалась крупная положительная структура — Вятская зона поднятий. Эти поднятия захватили и северо-западные склоны Татарского свода. К востоку от Северной вершины весьма существенно (почти в 4 раза) возрастает мощность уфимских отложений, а погружение подстилающих их слоев увеличивается на 150 м. В верхнепермскую эпоху продолжалось формирование Южной вершины Татарского свода. Как и прежде, погружались западный, юго-западный, северо-восточный и особенно юго-восточный склоны. На последнем к югу от Туймазинского района возрастает мощность татарских отложений. К концу пермского периода возобновились погружения в Сарайлинском прогибе.

В мезозойскую эру Татарский свод вместе с соседними регионами, расположенными к северу, востоку и югу от него, испытал региональный подъем. На фоне этого общего подъема в связи с развитием Мелекесской впадины продолжал формироваться лишь юго-западный склон свода.

Токмовский свод

Токмовский свод является крупной положительной структурой западной части Волжско-Камской антеклизы. Почти со всех сторон он окружен резко выраженными отрицательными структурными формами: Рязано-Саратовским прогибом, Мелекесской впадиной, южной частью Казанско-Кажимского прогиба и Московской синеклизой (рис. (106)). Лишь в северной части отделение описываемого свода от Котельничского намечается по неглубокому седловидному понижению.

Как самостоятельный элемент платформы, отраженный в рельефе кристаллического фундамента и в осадочном покрове, Токмовский свод был выделен по материалам опорного и глубокого бурения. Одна из первых схем, дающих представление о некоторых принципиальных чертах строения этой территории, была составлена П. Т. Суворовым (1954 г.). Результаты последующих работ позволили внести существенные уточнения в первоначальные представления, однако единства во взглядах различных исследователей на строение и границы свода пока не достигнуто, о чем, в частности, свидетельствуют тектонические схемы ВНИГРИ и ВНИГНИ, составленные в 1962 г. По схеме геологов

ВНИГНИ размеры свода в западной части значительно сокращаются в связи с включением Керенско-Чембарской зоны поднятий в состав Рязано-Саратовского прогиба. Выделяются две вершины — Западная и Восточная.

В целом Токмовский свод имеет довольно сложное строение и неправильные, местами угловатые, очертания. Свод состоит из ряда более мелких структурных элементов, различно построенных и характеризующихся своеобразной историей развития. Границы свода с Рязано-Саратовским прогибом намечаются по депрессии, расположенной между Сурско-Мокшинской и Керенско-Чембарской системами дислокаций. К этой пограничной зоне приурочено выклинивание верхнепротерозой-

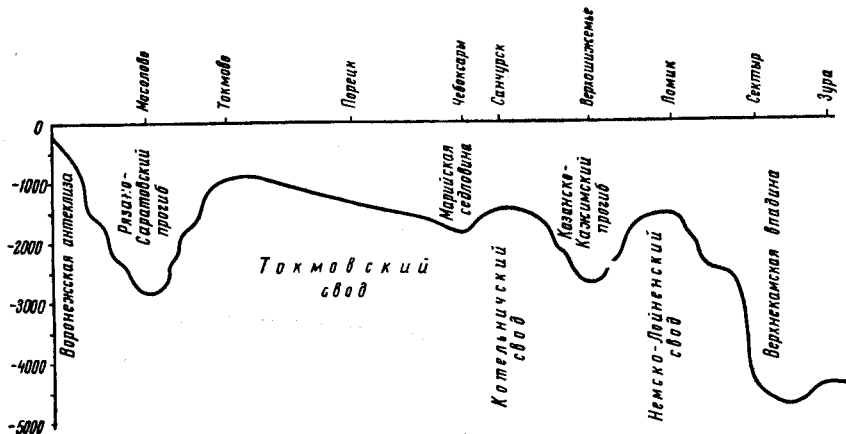


Рис. 106. Схематический профиль с юго-запада на северо-восток по линии Мосолово — Зура. Составил Р. Б. Давыдов

ских образований. На юге свод имеет довольно отчетливые ограничения. Поверхность фундамента и ряд горизонтов палеозоя здесь резко погружаются. На юго-востоке контуры свода проводятся по крутому крылу Борлинской структурной террасы, где фиксируется изменение мощностей и выпадение из разреза терригенного девона. Далее к северу граница намечается по некоторому сгущению изогипс поверхности фундамента. В качестве северного ограничения может быть принята полоса более интенсивного погружения фундамента, отмечающегося в районе городов Лыскова, Горького и др.

По кристаллическому фундаменту наиболее приподнята Западная вершина свода — участок, заключенный между городами Арзамасом, Саранском и Темниковым. В пределах этой части свода намечается три выступа, разделенные неглубокими понижениями: Токмовский, Темниковский и Первомайский. Из них более приподнят Токмовский выступ, где кровля пород докембрия имеет абсолютные отметки до минус 800 м. Два других выступа намечаются на основании геологических и геофизических данных (Р. Б. Давыдов, 1963). Им соответствуют выходы на поверхность пород карбона и интенсивные положительные аномалии гравимагнитного поля. Отмеченные выступы, по-видимому, имеют характер блоков. На юго-востоке Западная вершина свода ограничена, вероятно, нарушением фундамента, соответствующим крутому крылу Сурско-Мокшинского вала.

Северная краевая часть Западной вершины представляет собой моноклиналь, наклон которой по мере удаления от центра поднятия увеличивается. Об этом можно судить, в частности, по тому, что поверхность фундамента в скв. Балахонихинской имеет отметку минус 1181 м,

а в сторону р. Волги к городам Балахне, Горькому и Лыскову она погружается соответственно до минус 1699, 1514 и 1458 м. Здесь, кроме того, намечается осложнение моноклинали структурным мысом, вытянутым к северо-западу, по направлению к г. Горькому. На востоке Западная вершина может быть ограничена приблизительно меридианом г. Шумерля—г. Низа. В ее северо-восточной части фиксируется структурный мыс, по-видимому связанный с Токмовским выступом и прослеживающийся к северному окончанию Порецкого поднятия. На юге вершины отмечается значительное погружение фундамента в сравнении с приподнятым блоком Сурско-Мокшинского вала.

Восточная вершина свода (Вешкайминско-Канашская) вырисовывается в современном рельефе фундамента в виде широких террасовидных выступов, погружающихся по направлению к Мелекесской впадине. Наиболее приподнят Канашский выступ, оконтуриваемый изогипсой минус 1400 м. Он протягивается от широты г. Алатыря на юге до широты г. Канаш на севере. Склон его осложняется структурными мысами. Один из них—Марпосадский—значительно сужается и, продолжаясь далеко к северо-востоку, как бы внедряется в Казанско-Кажимский прогиб. Урмарский мыс протягивается в субширотном направлении. С севера он, по всей вероятности, оборван разломом, о чем свидетельствуют данные скважин Урмарской площади: в скв. 3 фундамент опущен до —1663 м, в скв. 1 до —1572 м и в скв. 2 до —1536 м.

Весьма сложно строение зоны Карлинских дислокаций, расположенных на восточном погружении рассматриваемой части свода. Вполне вероятно наличие здесь разломов фундамента как широтного, так и меридионального простирания. К югу от Канашского выступа предполагается широтное понижение фундамента, осложненное разломом. К южной половине Восточной вершины Токмовского свода приурочен Вешкайминский выступ. Он ориентировочно ограничивается изогипсой кровли фундамента минус 1500 м. На западе этот выступ полностью не замыкается и сравнительно полого погружается на юго-восток до Борлинской площади, где устанавливается террасовидный уступ в рельефе фундамента.

Некоторые исследователи высказывают соображения о наличии нарушения в фундаменте, протягивающегося по линии с. Качим—г. Ульяновск, т. е. северо-восточного простирания.

Юго-западный склон Токмовского свода имеет сложное строение. На северо-западе он сливается с разломом, отчленяющим Темниковский выступ от глубокой Сасовской котловины (до —4000 м), которая относится к Рязано-Саратовскому прогибу. Амплитуда разлома превышает 500 м. На широте Zubovo-Полянской площади склон свода сильно выполаживается и ширина его увеличивается до 25 км. В районе Пензы он расширяется местами до 40—45 км. По мере движения к юго-востоку описываемый структурный элемент значительно погружается и вновь суживается. По оси приподнятого Сурско-Мокшинского блока поверхность складчатого основания так же относительно круто погружается от вершины свода к югу от минус 792 м (Иссинская скв. 1) до минус 1557 м (Чадаевская скважина), в Лопатинской же скважине глубина залегания складчатого основания достигает отметки минус 1761 м. Кикинский выступ фундамента, которым заканчивается Токмовский свод на юге, ограничен разломами с востока и юга. Он резко воздымается над соседними участками Рязано-Саратовского прогиба, а также над погруженными частями Сурско-Мокшинского вала. В районе Кикино фундамент устанавливается на абсолютной глубине до минус 1618 м.

Следует отметить, что при относительно пологом рельефе поверхности фундамента области Токмовского свода соответствуют очень

сложные дифференцированное гравитационное и магнитное поля. Определенная резко выраженная линейность аномальных зон этих полей часто не совпадает с простираем отдельных элементов, намечающихся в рельефе фундамента, что указывает на сложность его внутреннего строения.

Отложения додевонского возраста, относимые к бавлинской свите, заполняют главным образом пониженные участки рельефа фундамента, отсутствуя на большей части территории свода. Они установлены в районе городов Балахны и Горького, где их мощность соответственно равна 335 и 122 м. В Балахонихинской скважине мощность их уменьшается до 70 м. Вновь додевонские отложения появляются на погружении юго-западного склона и вдоль борта Рязано-Саратовского прогиба.

В осадочном чехле Токмовского свода наблюдается некоторое несовпадение структурных планов. Структурный план по кровле нижнещигровского горизонта в общих чертах повторяет строение поверхности кристаллического фундамента. Однако вследствие неравномерного распределения мощностей додевонских образований и терригенных отложений девона наблюдается некоторое несоответствие структурных форм по кровле фундамента и по кровле нижнещигровских отложений.

Максимум поднятия свода по верхнему девону (абс. отметка минус 443 м), как и по кровле фундамента, отмечается в пределах Западной вершины (в районе с. Токмово). Западная вершина суживается и приобретает более определенную северо-западную ориентировку,

В сторону городов Горького и Балахны рельеф фундамента становится более простым и местами сглаживается. Описанные выше выступы фундамента в пределах Западной вершины по кровле нижнещигровских отложений выположены.

Восточная вершина по нижнещигровским отложениям оказывается более погруженной (относительно Западной), чем по кровле фундамента, в связи с отсутствием в сводовой ее части терригенных толщ девона.

По направлению к Казанско-Кажимскому прогибу и Мелекесской впадине, т. е. в окраинных частях Восточной вершины, мощность терригенных отложений увеличивается (Урмары и др.), а восточный склон ее несколько выполаживается. Структурные элементы этого склона в виде мысовидных уступов сохраняются и по верхнедевонским отложениям. Юго-западный склон Восточной вершины пологий. Наиболее интенсивное погружение отмечается в зоне сочленения Восточной вершины со Ставропольской депрессией.

Строение Токмовского свода по франским, каменноугольным и пермским отложениям не одинаково. Из разреза палеозоя отдельных участков свода выпадают те или иные толщи (верхи фаменского яруса, турнейский ярус, намюрский ярус, пермские отложения) и характер структур по отдельным горизонтам меняется. Например, по кровле яснополянского надгоризонта структурная обстановка в общем сохраняется, но происходит дальнейшее выполаживание всех элементов. Центр Токмовского свода приурочивается к Иссинской площади. Конфигурация Восточной вершины видоизменяется. Южная часть вершины (от широты с. Стрелецкого) приобретает форму пологой моноклинали, сливающейся с бортом Мелекесской впадины. Зона приподнятого залегания прослеживается в северо-восточной части Восточной вершины с центром в районе с. Урмары.

Еще большие изменения наблюдаются в структурном плане по отложениям верейского горизонта. В районе ст. Иссы кровля его вскрыта на отметках выше уровня моря. В опущенных частях свода

она характеризуется отметками минус 700—800 м. Ширина максимально приподнятой области Западной вершины по верейским отложениям еще больше сокращается. Северо-западная граница ее становится расплывчатой. Отчетливо выделяется структурно-приподнятая зона в районе г. Алатыря и узкая меридиональная депрессия к западу от линии Сундырь — Порецкое. Восточная вершина в южной части приобретает по существу вид моноклинали. Еще более четко вырисовывается зона поднятий в районе Урмары — Улема. Юго-западный склон сохраняет основные черты своего строения.

Отложения юрского и мелового возраста залегают на размытой поверхности палеозойских. Восточным частям Токмовского свода по ним соответствует зона погружения, открытая к югу и первоначально названная Ульяновско-Саратовской синеклизой (А. Д. Архангельский). В северо-западном направлении она разветвляется и переходит в Сурско-Ветлужский прогиб. Западная вершина свода в мезозое выражена нечетко.

На территории Токмовского свода развит целый ряд дислокаций. Наиболее крупный и хорошо изученный почти на всем его протяжении Сурско-Мокшинский вал отвечает приподнятому блоку фундамента. Сурско-Мокшинский вал установлен А. Д. Архангельским. Вал вытянут в северо-западном направлении от широты Верхозима до широты Иссы. На всем протяжении вал имеет резко асимметричное строение. Северо-восточное крыло крутое, флексурообразное. Флексуре, выраженной в осадочном чехле, в породах фундамента, возможно, соответствует разлом. Вдоль оси вала в северо-западной его части в породах палеозоя обособляются два крупных поднятия — Иссинское и Березеньковское. В меловых отложениях развиты более мелкие Танеевское, Вознесенское, Иванырское и Екатерининское поднятия, которые по более глубоким горизонтам являются структурными осложнениями крупных поднятий.

На южном окончании приподнятого блока располагается Кикинский вал, состоящий из Кикинской и Гусихинской структур. Кикинская структура по палеозою имеет форму брахиантиклинали, осложненной двумя поднятиями. По верейскому горизонту поднятие приобретает куполовидную форму. Гусихинская структура, резко выраженная в карбоне, в отложениях терригенного девона несколько выполаживается.

Ниже-Сурский вал, располагающийся в бассейне нижнего течения р. Суры, впервые был выделен А. А. Бакировым. С запада он ограничен Сурско-Ветлужской депрессией. Вал протягивается в субмеридиональном направлении до 150 км и объединяет ряд локальных структур. Наиболее крупными и лучше изученными являются Сундырская и Порецкая. Сундырская структура выявлена вблизи г. Козьмодемьянска и представлена асимметричной брахиантиклиналью. По отложениям татарского яруса размеры структуры 20×10 км. Более крутое западное крыло, углы падения пород здесь 3°. Глубокими скважинами структура прослежена и по более древним отложениям палеозоя. Порецкая структура расположена в южной части вала. По данным Г. И. Блома и В. В. Болховского, она вытянута вдоль оси вала, имея амплитуду по кровле пород келловая свыше 70 м. Размеры ее 22×12 км. По отложениям верхнего карбона характер строения структуры в грубых чертах сохраняется, но в южной части она осложняется куполом, а более крутым становится участок северо-восточного крыла.

Горьковско-Бутурлиновский вал установлен при проведении структурного бурения (Сусальникова, 1962 г.). Он прослеживается на расстоянии более 100 км от г. Горького на северо-западе до с. Бутурлино

на юго-востоке. По кровле глин верхнего карбона вал вдоль оси погружается до 80 м. С запада он ограничен депрессией с амплитудой до 35 м. В татарском ярусе вал отражается гораздо слабее. В пределах его выделены и небольшие по площади и амплитуде Кстовское, Сосновское и Вельдемановское локальные поднятия. Кстовская структура представляет собой узкое и пологое поднятие с падением пород на западном крыле 6 м на 1 км; размеры его поднятой части составляют 19×2 км. Почти аналогичный характер имеют и остальные структуры.

Марпосадский вал впервые выделен Б. В. Селивановским и рассматривался им как часть ветви Вятской системы валов. Он имеет субмеридиональное простирание и объединяет Марпосадскую, Старо-Акташевскую и Карачевскую локальные структуры. В южных частях вал более пологий. Марпосадская структура, по данным А. П. Капустина и А. К. Молдавской (1948 г.), представляет собой брахиантиклиналь размерами 18×5 км с более крутым северо-западным крылом. Амплитуда достигает 90 м. Примерно такая же структурная форма сохраняется до кровли верейского горизонта. В более глубоких частях палеозойского разреза амплитуда поднятия несколько уменьшается. В девоне центр поднятия смещается к северо-западному крылу, а наклон слоев на противоположном крыле увеличивается. Однако по кровле нижнефранских отложений максимум поднятия вновь совпадает с пермским планом.

Урмарский вал выделяется к юго-западу от Марпосадского. Он вытянут в меридиональном направлении, более крутое северо-западное крыло. Амплитуда вала колеблется от 80 до 120 м. Структурным бурением вал по пермским горизонтам изучен на протяжении 40 км. По данным В. И. Васильева установлены Пинерско-Ямбайская, Тугаевско-Новомуратовская и Кудеснерская локальные структуры. Последняя структура имеет самые крупные размеры (20×9 км) и асимметричное строение; амплитуда по более крутому западному крылу более 100 м.

В северо-восточной части Токмовского свода, в бассейне рек Карлы, Свяги и Улемы, располагается широко известная в литературе зона Карлинских дислокаций. Исследованиями Г. И. Блома, В. В. Бронгулеева, А. П. Капустина, А. К. Крыловой и других установлено, что развиты здесь на поверхности отложения верхней перми и мезозоя интенсивно раздроблены и образуют серию мелких складок (рис. 107, 108, 109). Бурением в центральной части зоны вскрыты известняки среднего карбона, которые залегают гипсометрически выше, чем породы казанского яруса. Под глинами же юрского возраста были вскрыты отложения, содержащие фауну плиоцена. Доказано также, что под известняками казанского яруса лежат татарские глины, а под ними вновь появляются породы батского яруса юры. Таким образом, имеет место перевернутое залегание многих толщ. Направление осей складок в рассматриваемой зоне северо-восточное 35—40°. Такое залегание пород могло возникнуть лишь при значительных перемещениях осадочной толщи в связи с разломами на глубине. В частности, существование блока известняков среднего карбона объясняется наличием разломов северо-восточного и широтного простираний.

В краевой юго-восточной части Токмовского свода располагается Борлинский вал, в осевой зоне которого выявлены Борлинская и Сурская локальные структуры. Вал имеет субмеридиональное простирание и асимметричное строение. В районе с. М. Борлы простирание вала меняется на юго-западное. Борлинская структура по отложениям мезозоя прослежена на расстояние до 17 км, при ширине до 6 км. На более крутом восточном крыле породы падают под углом до 1°30'. Еще более увеличивается наклон слоев на юго-западе, где на промежутке до 2 км

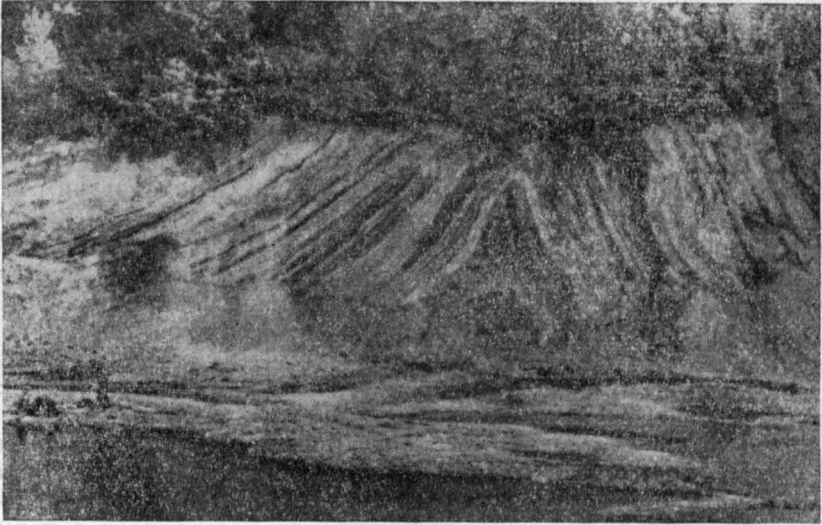


Рис. 107. Микроскладка в нижнетатарских отложениях в пределах Чебоксарско-Котельничского прогиба. Правый склон р. Волги у пристани Цивиньск Чувашской АССР. Фото В. П. Сперанского

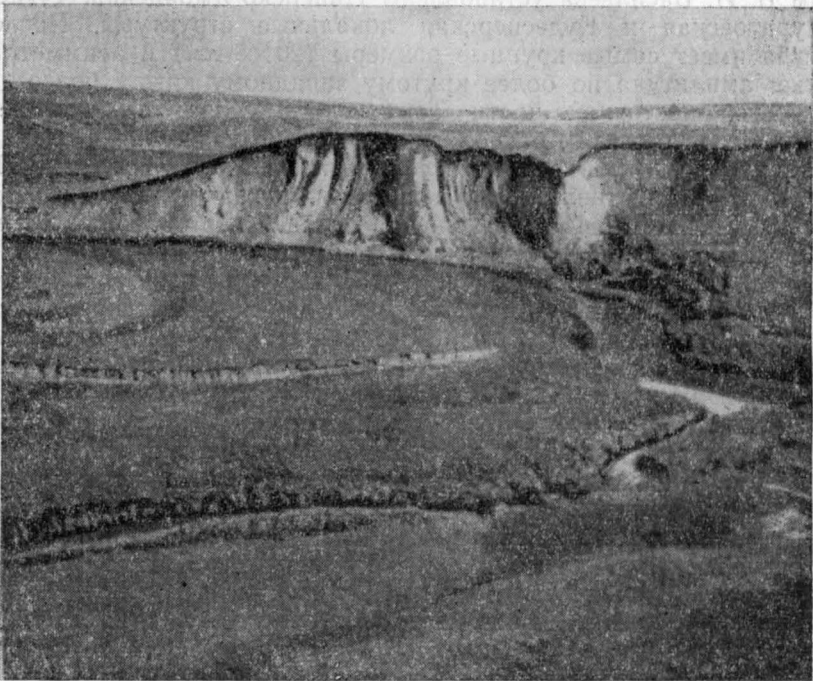


Рис. 108. Микроскладка в северодвинских отложениях на восточном продолжении Карлинских дислокаций. Правый склон долины р. Улемы, юго-западнее с. Удельное Нечасово. Фото Г. И. Блома

погружение слоев достигает 120 м. Сурское поднятие морфологически выражено значительно слабее.

От с. Русский Качим на юге до с. Дубенки на севере прослеживается полоса поднятий, именуемая Шлемаско-Инзенской зоной. Она объединяет Шугуровскую, Красносельскую, Неклюдовскую, Анненковскую, Шлемаскую и Чернопромзенскую локальные структуры, намечающиеся по палеогену или мезозою. Вешкамско-Сурская зона поднятий располагается между с. Вешкамы на юге и с. Сурское на севере.

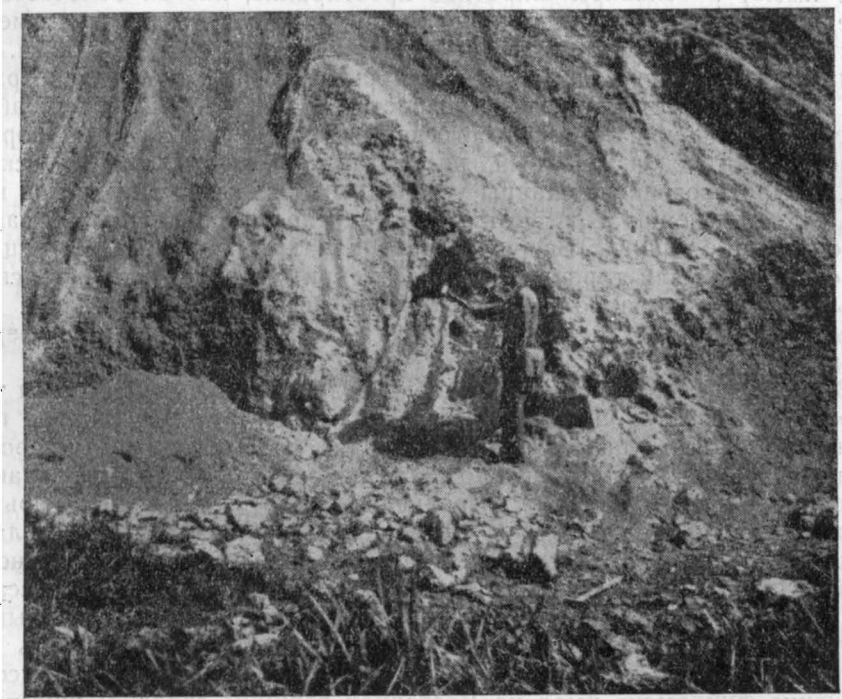


Рис. 109. Замок микроскладки (см. рис. 108). Фото Г. И. Блома

Эта зона объединяет Красноборско-Вешкамскую, Елшанскую, Кошелевскую, Беловодовскую, Степановскую и другие локальные структуры. Астрадамовская зона поднятий ориентирована в северо-северо-западном направлении. Наиболее крупные локальные структуры здесь — Аркаевская, Александровская, Маклаушинская и Тагайско-Кадыковская. По левобережью р. Свяги намечается Свяжская зона поднятий, в пределах которой выделяются Шумовская, Охотничья, Авдотьянская и другие локальные структуры. Все перечисленные зоны поднятий образуют единую Качимскую зону дислокаций в пределах Вешкаймино-Канашской вершины свода. Некоторые структурные формы морфологически выражены слабо и по глубоким горизонтам палеозоя не прослеживаются.

В районе между городами Арзамасом и Горьким в прошлом выделялась Алатырская зона поднятий. Результаты проведенных буровых работ показывают (Сусальникова, 1960 г.), что поднятия, выраженные в породах татарского яруса, в отложениях нижней перми и карбона не отображаются или представлены в виде структурных носов.

Вместе с тем получены новые интересные данные, характеризующие геологическое строение Балахнинского района. По маркирующим гори-

зонтам карбона здесь устанавливается структурный уступ, вытянутый вдоль русла р. Волги в северо-западном направлении. Выявлена также флексура с амплитудой более 80 м, пересекающая указанный уступ вблизи Балахнинского пермского поднятия. На участке их пересечения установлены два локальных поднятия. Кроме того, отмечается ряд структурных террас, осложненных мелкими куполовидными формами.

Тектонические движения, проявившиеся в пределах Токмовского свода в додевонский этап его развития, изучены недостаточно. Судя по геофизическим материалам, элементы внутренней структуры фундамента имеют в основном широтное простирание, иногда отмечается и субмеридиональное. Максимально приподнятые выступы фундамента представлены плагиогранитами и гранодиоритами нижнего архея. На склонах свода присутствуют гнейсы и реже амфиболиты позднеархейского и раннепротерозойского возраста. В Юлово-Ишимском районе (Сурско-Мокшинский блок) встречены метаморфизованные породы верхнего протерозоя. Полный разрез их мощностью 247 м вскрыт в скв. 1. Протерозойские сланцы установлены также на Урмарской площади, по заключению Т. А. Лапинской, они являются аналогами саксаганской серии Украины. Вероятно, первоначально породы юлово-ишимской свиты покрыли гораздо большую территорию, но сохранились от размыва только в наиболее тектонически погруженных участках. Эти факты указывают на наличие древней резкой структурной дифференциации свода.

В верхнепротерозойское и нижнепалеозойское время почти вся территория Токмовского свода, очевидно, являлась частью обширной приподнятой области платформы. Исключение составляла его северо-западная часть, которая интенсивно погружалась и способствовала накоплению довольно мощных досреднедевонских отложений (Горький, Балахна). Позднее, до начала среднедевонского времени эта область развивалась как суша, в связи с чем рельеф поверхности додевонских образований подвергся сглаживанию эрозионными процессами. С начала эйфельского века северная часть свода вновь испытывает погружение и покрывается морем. Однако преобладающая часть территории остается гипсометрически приподнятой. Наиболее высокое положение фундамент имел на Восточной вершине свода. В живетское время вся западная и центральная части свода погружаются под уровень моря. Прогибание максимальной величины достигает на юго-западном склоне свода и в Горьковском Поволжье. На месте Восточной вершины по-прежнему сохраняется выступ фундамента. Он простирался далеко на восток до района с. Узюкова, охватывая часть современной Мелекесской впадины.

Пашийско-кыновское время характеризуется интенсивными тектоническими движениями и преобразованиями структуры Токмовского свода. К концу этого этапа размеры Восточной вершины сильно сократились, в частности, в связи с опусканием Узюковского выступа и частичного структурного обособления Ставропольской депрессии на юге, а также благодаря погружению других ее периферийных участков. Таким образом, Восточная вершина приобрела более четкое структурное оформление. Центр ее сохранился в районе пос. Канаши.

Обширная западная часть свода в пашийско-кыновский этап геологической истории по существу развивалась как пологий склон, в пределах которого происходило накопление осадков, мощность которых увеличивается по направлению к западу. Довольно интенсивно шло погружение территории Горьковского Поволжья, особенно в районе г. Лысково. Тектонические движения в нижнефранское время сопровождались разломами и образованием блоков фундамента. Один из разломов

установлен на Сундырской площади, в пределах которой на приподнятом блоке пашийско-кыновские песчаники лежат с размывом на породах эйфельского яруса. В дальнейшем, вплоть до начала каменноугольного периода, различные по знаку и времени проявления тектонические процессы охватили отдельные участки территории свода, отражаясь на колебании мощностей осадков и наличии размывов. Следует также отметить, что в результате этих движений центр поднятия свода переместился в район с. Токмово, а восточная часть его, выделяемая как Восточная вершина, подверглась энергичному опусканию.

В начале каменноугольного периода свод приобрел очертания, близкие к современному. Наибольшее погружение происходило в районе г. Марпосада, где мощность карбонатных пород турнейского яруса достигает 138 м. В предвизейское время территория свода вовлекается в региональное поднятие Русской платформы. Судя по сохранившейся мощности отложений фаменского яруса, их наиболее интенсивный размыв происходил в западных частях свода. Широкое площадное распространение отложений окского возраста свидетельствует об общей погруженности свода. Однако тенденции к более интенсивному опусканию восточных его частей сохранились.

К началу верейского века Западная вершина свода соответствовала его пологому склону. Однако расчленение свода на отдельные вершины, судя по распределению мощностей карбонатных толщ карбона, все же фиксировалось. Основные черты структуры сохраняются и в верейское время. В дальнейшем, по-видимому, свод развивался как одно целое без заметного обособления вершин. Максимальное прогибание наблюдалось в восточной и юго-восточной частях свода.

Нижнепермское время характеризуется накоплением значительной мощности галогенных осадков в краевых частях свода. В течение уфимского века происходила интенсивная эрозия нижнепермских отложений, а в пределах западной вершины местами, возможно, и пород карбона. В казанский век погружается вся территория свода, но уже к концу этого времени в результате воздымания на поверхность выводятся участки свода, расположенные к западу от меридиана г. Лысково. Татарскому веку также свойственно преобладание тектонических движений отрицательного знака. Относительно приподнятой была Западная вершина свода, включая и районы Горьковского Поволжья. В начале мезозойской эры свод представлял собой сушу, в рельефе которой выделялись две области высокого положения поверхности, в грубых чертах совпадающие с Западной и Восточной вершинами свода. Эти области разделялись Сурской депрессией, которая по поверхности палеозоя имеет меридиональное простирание. Осевая ее часть проходит по линии Алатырь — Порецкое — Сундырь, что подтверждается распространением юрских и меловых отложений.

К концу нижнеюрского времени большинство структурных элементов, развитых в пределах свода, были сглажены или полностью сnivelированы. Среднеюрская трансгрессия захватывает почти всю территорию, за исключением участков Западной вершины. Трансгрессия еще более расширяется в верхнеюрское время, но затем происходит поднятие. В меловой период наиболее активные тектонические движения происходили в восточной части свода. С ними связано формирование наложенной на древнюю структуру широкой и пологой Ульяновско-Саратовской синеклизы. В пределах этого структурного новообразования встречается наиболее полный разрез меловых отложений. К послемезозойскому времени приурочена одна из заключительных фаз альпийского цикла тектогенеза, завершающая структурное оформление ряда элементов свода.

Верхнеплиоценовое время характеризуется значительным погружением многих участков свода, что способствовало проникновению на территорию свода акчагыльской и апшеронской трансгрессий. Современные черты строения свода и составляющие его структурные элементы приобрели в четвертичное время.

Жигулевско-Пугачевский свод

Жигулевско-Пугачевский свод вырисовывается в виде крупного тектонического сооружения, имеющего неправильные очертания и, в общем, широтно ориентированного. Его длина около 300 км, при ширине 200 км. На севере свод оконтуривается флексурным уступом Жигулевского вала, обращенным в сторону Мелекесской впадины. На западе граница его проводится по бортам Всеволодчино-Хватовской и Марковской депрессий. На северо-востоке граница описываемого свода с Оренбургским сводом и Бузулукской впадиной выражена не отчетливо и проводится условно по прогибу, который намечается несколько севернее Мухановской группы валообразных структур. Восточная граница свода проводится несколько восточнее с. Кулешовки. На юго-востоке граница ориентировочно намечается по южному крутому уступу Камелик-Чаганского выступа. В южном направлении свод продолжается до борта Прикаспийской синеклизы (рис. 110).

Жигулевско-Пугачевский свод является сложно построенной структурной единицей. Его западная половина вплоть до уступа, расположенного к востоку от Покровского нефтяного месторождения, более приподнята над окружающими впадинами и прогибами. Восточная часть свода более погружена и по существу представляет собой обширный его склон, наклоненный к юго-востоку.

В пределах западной, приподнятой, части свода обособляются Жигулевская и Балаковская вершины, отличающиеся по форме и деталям строения. Так, на первой из них породы докембрийского фундамента в основном перекрываются отложениями девона. Бавлинские отложения встречены лишь на южном периферийном участке (Дубовый Гай) и, возможно, на площади Зольный Овраг. На Балаковской вершине породы бавлинской свиты, по-видимому, распространены более широко и устанавливаются как в центральной части, так и на склонах выступов (районы Балаково, Пугачева, Марьевки) (рис. 111).

Названным вершинам свода отвечает область повышенного залегания поверхности пород складчатого докембрийского фундамента. Максимальные отметки до минус 1400 м приурочены к северо-восточной части свода — Сызранской площади. К югу и юго-западу происходит сравнительно медленное погружение поверхности фундамента до —1900—2000 м, на фоне которого намечаются выступы в районе городов Хвалынского и Балаково. Наличие слабо выраженного выступа можно предполагать также к северу от с. Дубовый Гай, а более глубоко опущенного — в районе сел Ершово — Марьевка.

В результате обработки материалов бурения (Дворкин и др., 1963 г.) установлено, что выступ фундамента от г. Балаково поворачивает на юго-восток и в дальнейшем приобретает субширотное простирание с некоторой тенденцией к отклонению на юго-восток. Склоны и восточное окончание этого выступа, получившего наименование Клиновского, весьма крутые. Очевидно, в районе г. Пугачева крутому склону соответствует нарушение в породах фундамента. Юго-западная краевая часть свода по поверхности фундамента также испытывает интенсивное погружение по направлению к Марковской депрессии.

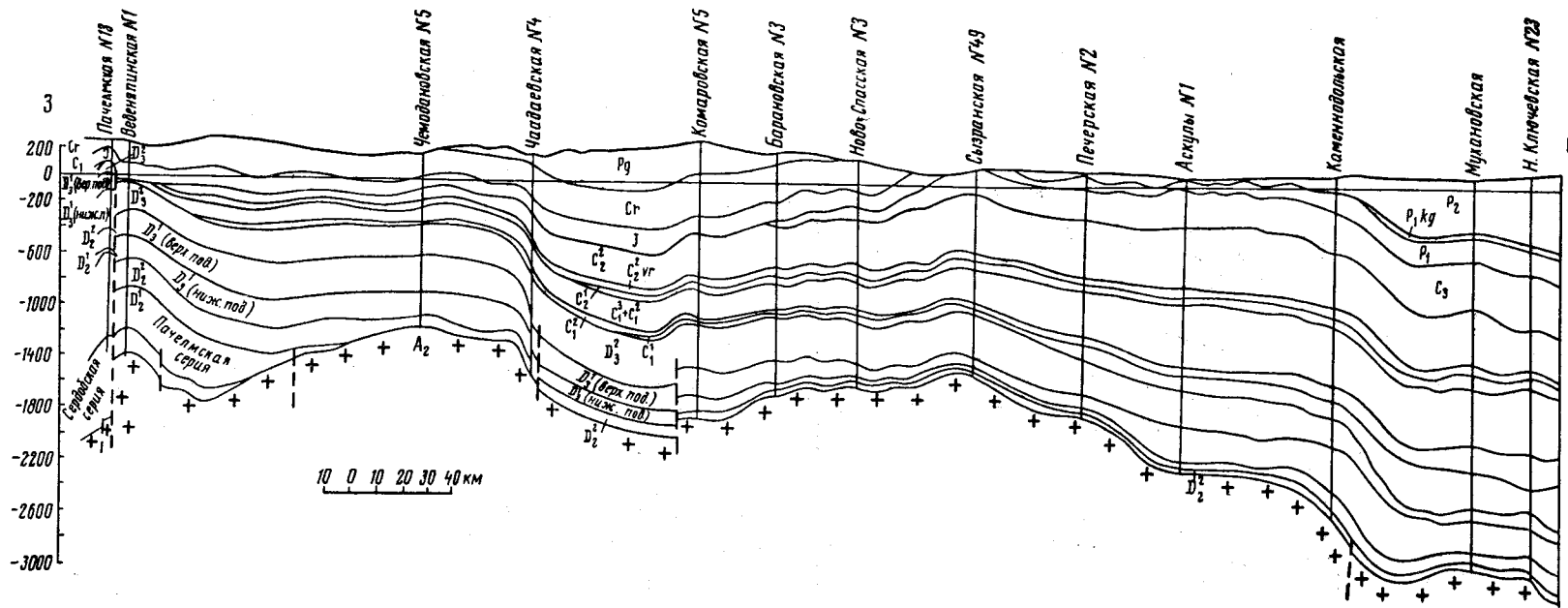


Рис. 110. Геологический разрез по линии Пачелма — Комаровка — Сызрань — Муханово. Составили Н. К. Грязнов, М. В. Панащатенко, Ф. А. Силонов, П. Г. Трушкин, 1963 г.

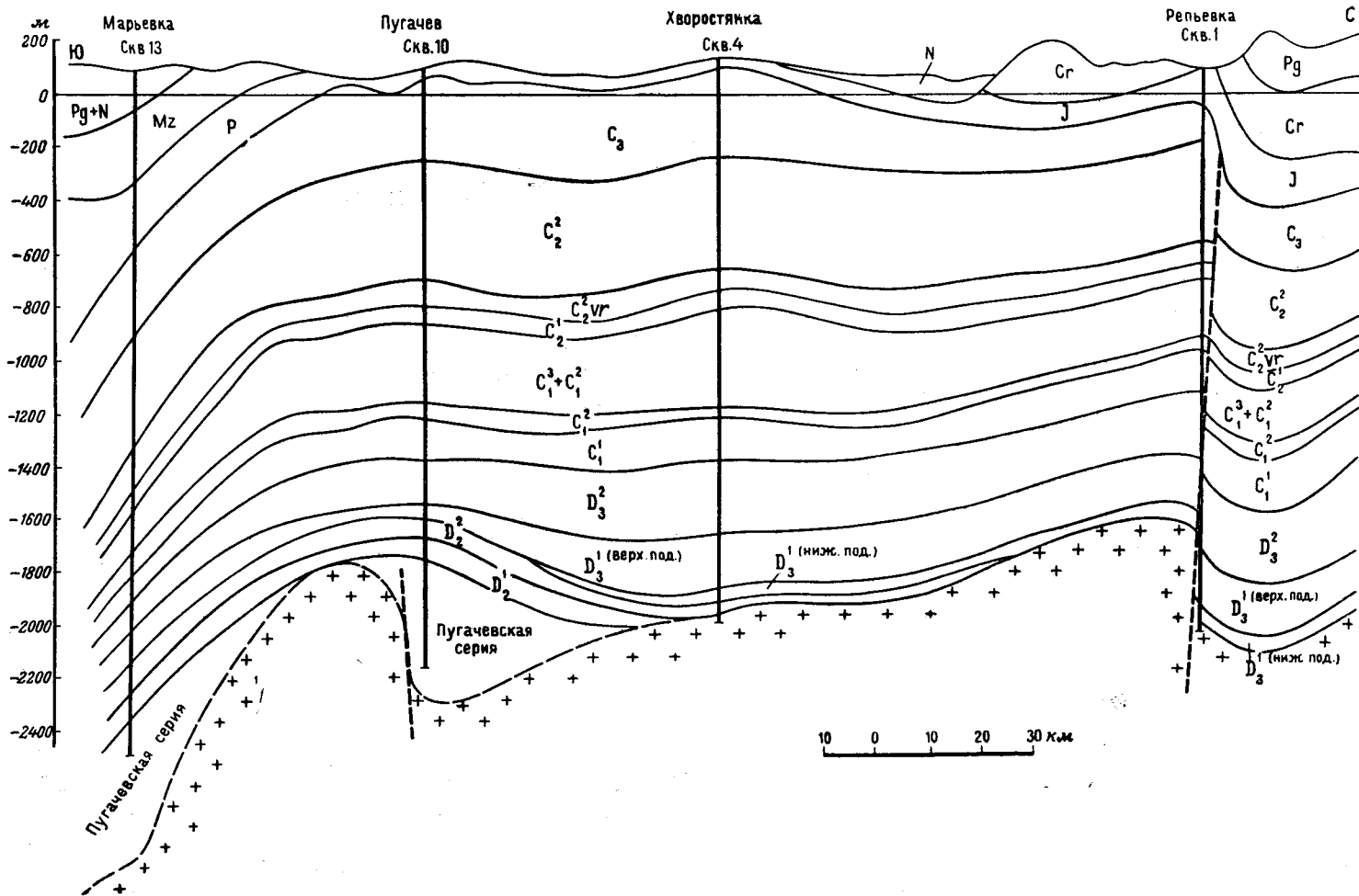


Рис. 111. Схематический геологический профиль через Жигулевско-Пугачевский свод по линии Марьевка — Пугачев — Хворостянка — Репьевка. Составил Н. К. Грязнов

Значительно больше данных для суждения о характере структуры накопилось по терригенным отложениям девона. В повышенных частях свода, в пределах довольно крупных участков верхи терригенного разреза отсутствуют. Как Жигулевская, так и Балаковская вершины по горизонтам нижнефранского подъяруса характеризуются сравнительно слабо расчлененным структурным рельефом. Более значительна по размерам и гипсометрически приподнята Балаковская вершина, отделенная от Жигулевской седловидным погружением. Центральная ее часть приходится на район г. Балаково. На фоне общего поднятия по терригенным отложениям девона вырисовываются широтные деформации, отвечающие Клиновскому и другим выступам фундамента, причем зоны максимума поднятия несколько смещаются. Значительный наклон кровли нижнецигровских слоев наблюдается к с. Перелюб, в сторону г. Ершов и к Марковской депрессии.

Жигулевская вершина по терригенному девону вытянута в субширотном направлении и обладает асимметричным строением. Высшие отметки отвечают Жигулевскому валу, где кровля пашийских слоев залегает на уровне —1360 м. К западу вершина расширяется и выполаживается. Такая же тенденция в изменении рельефа проявляется и в направлении к с. Покровки.

По яснополянскому надгоризонту существенных перемен в структурном облике вершин свода не отмечается. Конфигурация их сохраняется. Высотное положение вершин почти выравнивается. На Жигулевской вершине максимальные отметки (—879 м) приходятся на Сызранскую площадь. В районе Балаково высшие отметки Балаковской вершины имеют значение —950 м. Более отчетливыми становятся осложнения широтного простирания в районе городов Пугачева и Хвалынска. В целом же структурный рельеф приобретает более спокойные черты. По отложениям верейского возраста строение описываемых вершин по существу остается прежним. Но тенденция к выполаживанию структурных форм еще более усиливается. Центр Жигулевской вершины по этим отложениям из района г. Сызрани перемещается к площади Стрельного Оврага. Гипсометрические уровни этой вершины, так же как и Балаковской, по-прежнему почти одинаковы.

По горизонтам перми и мезозоя строение вершин сильно изменяется. Вместе с тем наблюдается их дальнейшее выполаживание. Выявляется несоответствие структурного плана Балаковской вершины по кровле бата и по отдельным горизонтам палеозоя. Вершина суживается и приобретает вытянутую форму с северо-восточным простиранием. Центр ее располагается в районе с. Марьевки, где фиксируется крутой склон, сохраняющий примерно то же пространственное положение, которое отмечалось по девонским и каменноугольным отложениям.

На восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода поверхность фундамента от уступа в районе сел Покровки и Красной Поляны довольно медленно, но неравномерно опускается к юго-востоку от —2400 до —3750 м. На фоне этого погружения выделяются приподнятые участки в виде выступов северо-западного простирания. Наиболее крупные размеры имеет Кулешовский выступ, расположенный в северо-восточной краевой части склона с амплитудой по отношению к Бузулукской впадине до 500 м. Менее четкие осложнения в виде структурных мысов фиксируются в районе сел Глушицы и Дергуновки. Между Клиновским и Дергуновским выступами располагается четко выраженное понижение в рельефе фундамента, открывающееся к юго-востоку в сторону Бузулукской впадины. В краевой юго-восточной части описываемого склона геофизическими методами был намечен обособленный Камелик-Чаганский выступ фундамента, обладающий резкими ограничениями и

осложненный разрывным нарушением. Фактическая глубина залегания фундамента по сравнению с данными геофизики здесь оказалась большей. Так, в Соболевской параметрической скважине на отметках —3560 м вскрыта кровля фаменского яруса. Если учесть мощности девона на соседних площадях (Ореховка) и возможность появления бавлинских отложений, то следует признать, что фундамент на Соболевской площади погружен до отметок более чем —4500 м.

По кровле пашийских слоев восточный склон Жигулевско-Пугачевского свода в его изученной северной части существенно не изменяется. Положительные и отрицательные структурные формы имеют преимущественно северо-западную ориентировку. Сходное строение имеет восточный склон и по отложениям яснополянского и верейского горизонтов карбона и ассельскому горизонту нижней перми. Большие изменения структурного плана выявляются при анализе структурной карты по кровле калиновской свиты верхней перми. Восточный склон свода по ней утрачивает свои ограничения вследствие резкого увеличения мощностей горизонтов верхней перми и приобретает характер пологой моноклинали. В районе Пестравки структурным бурением установлена резкая дислоцированность пород казанского возраста с образованием мелких куполов с узкими сводами и падением крыльев до 10°. Общее простираение этой зоны северо-восточное. В сакмарских отложениях она не отображается. Указанным явлениям даются самые различные толкования. Наиболее вероятно, что они связаны с нарушением на глубине.

Структурный план восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода по мезозойским и пермским отложениям не совпадает. Примером этого может служить Узени-Иргизская мульда, выделенная А. Н. Розановым по мезозою. В палеозое она как структурная форма не выражена.

Жигулевско-Пугачевский свод осложнен системой валообразных поднятий, большое число их приурочивается к Жигулевской вершине.

На территории Жигулевской вершины установлены Жигулевский, Южно-Жигулевский, Обшаровский, Безенчукский, Покровский, Краснополянский и Приволжский валы, различающиеся по ориентировке и морфологической выраженности. Наиболее детально изучен Жигулевский вал, относящийся к числу наиболее рельефно выраженных дислокаций Русской платформы. Он протягивается в субширотном направлении на 250—260 км от с. Верховим на западе до с. Водино на востоке, приурочен к северной краевой части свода и лишь на западе пересекает депрессионную зону. На всем протяжении вал асимметричен: крутое северное крыло. В пределах вала установлены локальные поднятия: Верховимское, Комаровское, Барановское, Варваровское, Голодяевское, Ново-Спасское, Ново-Томышевское, Репьевское, Сызранское, Губинское, Карлово-Сытовское, Березовское, Яблоново-Овражное, Жигулевское, Стрельненское, Зольненское и др. Наивысшие отметки фундамента в пределах вала приурочены к Сызранской площади (—1423 м). К востоку они снижаются до —1916 м (Ширяево).

По кровле нижнешигровских слоев наиболее высокая часть вала приурочена к району г. Сызрани и площади Яблоновы Овраг. По горизонтам карбона наблюдается последовательное выполаживание вала. Имеют место также изменения структурных соотношений вдоль оси вала. Это видно, в частности, из того, что по яснополянским отложениям Верховимское поднятие располагается выше, чем Сызранское. По кровле же верейского горизонта наблюдается обратная картина. Еще более сглаживается структурный рельеф по поверхности палеозоя и мезозоя.

Характер строения северного крутого крыла Жигулевского вала изучен скважинами на отдельных локальных поднятиях. На Сызранской площади наблюдается увеличение амплитуды погружения до кровли

нижнешигровских отложений. По фундаменту смещение вдоль крутого крыла несколько уменьшается и составляет около 717 м. На Барановской площади крутизна и амплитуда крутого крыла с глубиной увеличиваются непрерывно вплоть до поверхности фундамента. Смещение вдоль него по мелу определяется в 60 м, по поверхности палеозоя в 84 м, по верейскому горизонту в 200 м, по кровле бобриковского горизонта в 300 м, по кровле нижнешигровских слоев в 318 м и по фундаменту в 328 м. В районе Зольного Оврага амплитуда смещения достигает 900 м.

Локальные структуры, приуроченные к валу, имеют преимущественно вытянутую форму. Их крутые крылья сливаются с флексурными изгибами вала. Как правило, они отображены и в рельефе фундамента и в осадочном покрове. Наблюдается некоторое смещение центров поднятий вдоль оси и в сторону крутых крыльев. Значительным несоответствием структур по отдельным горизонтам характеризуются площади Зольного Оврага, Жигулевского и Стрельненского поднятий. По данным П. Г. Трушкина (1952 г.), на Жигулевско-Стрельненской площади отмечается несовпадение контуров структуры по девону и карбону. Начиная с кровли среднефранского подъяруса на месте замкнутой Жигулевской структуры по карбону вырисовывается склон Стрельненского поднятия.

Структура Жигулевского вала тесно связана с нарушениями фундамента. На Верхозимской площади установлено нарушение типа взброса с амплитудой по фундаменту до 250 м, в результате чего наблюдается повторение разреза шигровских и живетских отложений. Аналогичное явление наблюдается на Репьевском поднятии, где амплитуда смещения по взбросу для фундамента достигает 400 м. Разорваны здесь не только живетские и франские, но и фаменские отложения.

Южно-Жигулевский вал обладает более крутым северным крылом (2—3°), он протягивается на расстояние до 45 км, отходя к востоку в виде структурного носа от Сызранского поднятия. От Жигулевского вала отделяется узкой депрессией. По пермским отложениям вал осложнен структурными террасами в районе сел Костычи и Ю. Рязань, между которыми располагается Печерское поднятие размерами 5×4 км и амплитудой до 20 м. Глубинное строение вала выяснено недостаточно.

Обшаровский вал находится к югу от Сызрани и имеет общую протяженность до 70 км. По оси вала расположены Кашпирское, Обшаровское и Владимирское локальные поднятия. Северо-восточным продолжением вала, возможно, является Аскульская структурная терраса. Обшаровское поднятие асимметричное с крутым (до 1°30′) южным крылом. Размеры его 17×7 км, амплитуда свыше 130 м. Остальные структуры менее значительны по размерам и асимметричность их выражена слабее.

Безенчукский вал прослеживается на расстоянии свыше 60 км и имеет субширотное простирание. Бóльшей крутизной отличается юго-восточное крыло, где амплитуда достигает 60 м. Вал осложнен Натальинским, Звенигородским и Безенчукским поднятиями. Возможно, к нему следует присоединить структурный нос, находящийся к югу от Зольненского поднятия. Локальные структуры имеют куполовидную форму, характеризуются пологими крыльями и расплывчатыми очертаниями. Ширина их обычно не превышает 5—8 км.

Приволжский вал выделяется условно. Он располагается к юго-востоку от Безенчукского, отделяясь от него депрессией. В состав вала включают на западе Приволжское поднятие, а восточнее — Озерецкую и Студенецкую структурные террасы.

Покровский вал расположен в восточной части Жигулевской вершины и ориентирован в северо-восточном направлении. Он состоит из

Красавского и Покровского поднятий и прослежен на расстояние до 60 км. Гипсометрически максимально приподнятой является Покровская структура. Морфологически она выражена очень четко, вытянута в длину до 30 км, при ширине до 6 км, и имеет более крутое северо-западное крыло. По фундаменту эта структура характеризуется наличием двух выступов, отражающихся в строении осадочного чехла в виде куполов. Контуры поднятия по разным горизонтам совпадают. Амплитуда смещения вдоль крутого крыла, выраженного по ассельским отложениям, с глубиной увеличивается и достигает по фундаменту 111 м.

Краснополянский вал расположен к юго-востоку от предыдущего. Основной его элемент — Краснополянское поднятие — имеет размеры 18×5 км. Следует ожидать, что вал развивается как к северо-востоку, так и к юго-западу. Краснополянскому поднятию отвечает выступ фундамента. Карбонатные отложения девона в общем повторяют форму выступа. Контуры и характер поднятия в карбоне остаются без существенных изменений. По кровле ассельского горизонта наблюдается его разобшение на два купола.

В Заволжье, к востоку от Жигулевской дислокации, расположены валы: Мухановский, Кохановско-Могутовский, Дмитриевско-Воронцовский, Хилковский, Водинско-Криволуцкий и др.

В связи с тем, что северо-восточная граница Жигулевско-Пугачевского свода выражена не отчетливо, о чем уже говорилось, в вопросе о приуроченности этих структурных форм к Жигулевско-Пугачевскому своду у исследователей нет единого мнения. Одни (Н. К. Грязнов) относят их к Оренбургскому своду, а другие (Р. О. Хачатрян) — к Бузулукской впадине.

Детально изученный Мухановский вал прослеживается от Курумоча на западе до Уваровки на востоке, но, возможно, тянется еще дальше. Он примыкает под острым углом к крутому крылу Жигулевского вала. Общая его протяженность около 125 км. Валу отвечает гряда фундамента с резко выраженным уступом в северной части. Очертания вала принципиально не изменяются по кровле пашийских слоев, горизонтам карбона и перми. При этом амплитуда его уменьшается снизу вверх вследствие общей тенденции к выполаживанию по верхним интервалам палеозойского разреза. Максимальное погружение вдоль оси на юго-восток (до 580 м) наблюдается по яснополянским отложениям.

С запада на восток вдоль вала располагаются Курумочское, Красноярское, Белозерское, Чубовское, Ново-Запрудненское, Нутиловское, Репьевское, Мухановское, Восточно-Черновское, Ново-Ключевское, Елховатское и Уваровское локальные поднятия. В основании их находятся локальные выступы фундамента, осложняющие гряду, форма которых в общих чертах совпадает с поднятиями в осадочных толщах. Исключение составляет Красноярское поднятие.

Локальные поднятия обычно имеют куполовидную или вытянутую форму. Самое крупное Мухановское имеет размеры 20×3 км, характеризуется узким сводом и осложнено 3—4 куполами. Наиболее значительные наклоны в пределах крутого северного крыла (до 12°) отмечаются по пашийским отложениям. По калиновской свите верхней перми они уменьшаются до 1°30'. Остальные структуры обладают меньшими размерами.

Ново-Запрудненское поднятие также состоит из 4—5 куполов и осложнено в западной части поперечным дизъюнктивным нарушением, затрагивающим терригенный комплекс девона. Ему свойственно общее соответствие структурного плана и увеличение амплитуды с глубиной. На Красноярской площади замкнутого поднятия по фундаменту и

пашийским слоям, очевидно, не имеется. Выше оно отмечается вполне отчетливо.

Дмитриевско-Воронцовский вал объединяет Георгиевское, Гурьевское, Дмитриевское, Ласкаревское, Долматовское, Колтубанское локальные поднятия и продолжается на юго-восток к Воронцовскому поднятию. Протяженность его свыше 80 км. Погружение вала происходит с запада на восток. На всем протяжении он имеет асимметричное строение с крутым северным крылом. Для изученных локальных структур характерно соответствие структурных форм по разным горизонтам и выполаживание снизу вверх.

Кохановско-Могутовский вал расположен между Мухановским и Дмитриевско-Воронцовским валами. Глубинное строение и морфология его не отличаются от соседних валов. К осевой части вала (с запада на восток) приурочены локальные поднятия: Михайловское, Коханское, Подгорненское, Неклюдовское, Могутовское, Твердиловское и др. К западу от Михайловского, очевидно, располагаются Куртамакское, Богдановское, Южно-Запрудненское и Южно-Чубовское локальные поднятия. В этих пределах протяженность вала составляет 70—80 км. Изменение структурных соотношений на площадях развития локальных структур имеет место главным образом в зоне пересечения Камско-Кинельского прогиба.

Каменнодольско-Криволукский вал под острым углом примыкает к Жигулевскому валу и прослеживается к востоку, начиная от Водинско-Сокского поднятия. По пермским отложениям он выражен в виде структурного мыса, осложненного террасами. По верейскому горизонту террасы сменяются куполовидными поднятиями. Еще более четкое морфологическое выражение он приобретает в нижнем карбоне и девоне, особенно по северному крутому крылу. Вилатовская зона является новой положительной тектонической зоной, намеченной структурным бурением. Она почти вплотную подходит с востока к предыдущему валу.

Хилковский вал сочленяется с Мухановским в районе Ново-Запрудненского поднятия и развивается в восточном направлении. К нему следует отнести Алакаевское и Хилковское локальные поднятия. Возможно, что к этому валу принадлежит также Алтуховское поднятие, расположенное к востоку от них. Более крутым является северное крыло вала. Хилковское поднятие пространственно находится в бортовой части Камско-Кинельского прогиба. Оно интересно в том отношении, что имеет резкие различия в морфологической выраженности по фундаменту и горизонтам палеозоя. Фаменские отложения образуют рифогенный массив, подвергшийся неравномерному размыву и перекрытый турнейскими терригенными толщами. Влияние массива на форму структуры вышележащих отложений в ослабленном виде сказывается почти до кровли окского горизонта.

Балаковская группа структур состоит из Павловского, Ново-Николаевского, Кормежского, Пылковского, Чапаевского локальных поднятий. В целом они образуют приподнятую зону, оконтуривающуюся по верейским отложениям изогипсой — 500 м, которая приурочивается к максимально повышенной части вершины. Структуры связаны с тремя тектоническими линиями северо-западного простирания. Амплитуда поднятий не превышает 20—40 м. Наиболее изученное Чапаевское поднятие в мезозое не вырисовывается. По верейским отложениям оно имеет асимметричное строение и протягивается субширотно до 25 км. Заметное сгущение изогипс отмечается на северном крыле поднятия.

В районе Хвалынска выделяется Остролукско-Хворостянский вал, включающий Остролукское, Восточно-Остролукское и Богородское локальные поднятия. Вал приурочен к северной краевой части вершины.

Крупное Богородское поднятие по ассельскому горизонту обладает широким сводом и более значительным наклоном слоев по юго-восточному крылу. По верейскому горизонту контуры поднятия несколько смещаются. Вблизи г. Пугачева также в основном по отложениям верейского возраста установлены Пугачевское, Толстовское, Давыдовское, Рукопольское, Комсомольское, Вешняковское и другие поднятия. В ряде случаев они выражены слабо и имеют характер структурных носов. Некоторые из них, по-видимому, имеют юго-восточное простираие.

На восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода с различной степенью детально устанавливается ряд валов: Красносамарский, Кулешовский, Лебяжинский, Первомайский, Чапаевский (Ореховский), Иргизский, Краснооктябрьский (Украинский), Камелик-Чаганский и др. Строение их описано в работе П. Г. Трушкина (1962 г.). Большинство из них имеют северо-западное простираие с погружением осей на юго-восток.

Наиболее детально изученный Кулешовский вал вытянут на расстояние свыше 80 км. С запада на восток он объединяет Западно-Кулешовское, Кулешовское, Благодаровское, Корнеевское, Герасимовское и другие локальные поднятия. По отложениям палеозоя вал обладает асимметричным строением с крутым северо-восточным крылом. Амплитуда вала от верхней перми к карбону и девону возрастает от 70—100 до 300 м. Углы наклона до 6°. Более полные материалы имеются по Кулешовскому локальному поднятию, располагающемуся в максимальной приподнятой части вала. По горизонтам девона и нижнего карбона оно вытянуто в широтном направлении до 11 км, при ширине 3,5 км. Амплитуда поднятия колеблется от 25 до 50 м. По верейским отложениям Кулешовское поднятие расчленяется на три купола. Имеющиеся данные указывают на общее соответствие структурных планов по различным горизонтам и увеличение амплитуды с глубиной.

Красносамарский вал расположен в краевой части восточного склона свода. Он был намечен структурным бурением по казанскому ярусу и в дальнейшем оконтурен, по сейсмическим данным, по девону и карбону. По оси вала устанавливаются (с запада на восток): Спиридоновское, Красносамарское, Мало-Мальшевское, Максимовское, Долгоозерское и другие локальные поднятия. На этом участке длина вала составляет 80 км, при ширине 8—10 км. По отложениям верхней перми поднятия выражены слабо или представлены структурными террасами. По девону и карбону (по сейсмическим данным) они вырисовываются более резко. По-видимому, более крутое северо-восточное крыло, где амплитуда от 35—40 м по верхней перми возрастает до 120 м по бобриковскому горизонту и кыновским слоям. Угол наклона слоев достигает 4—5°. Поднятия имеют форму куполов размером 6—9×3 км. Более изученное Спиридоновское поднятие по перми имеет овальную форму, сохраняющуюся и по глубоким горизонтам. При этом резкость ее возрастает.

Лебяжинский вал примыкает под небольшим углом к Кулешовскому. Наиболее отчетливо он выражен по бобриковскому и кыновскому горизонтам. Протяженность вала 40 км, при ширине 5—7 км, амплитуда от 60 до 120 м. В пределах его (с востока на запад) расположены: Утевское, Лебяжинское, Баринское и ряд других локальных поднятий. Наиболее разбуренное Лебяжинское поднятие имеет куполовидную форму с размерами 7,5×3,5 км и характеризуется совпадением контуров по отложениям от живетского до казанского яруса. Углы наклона на крутом северном крыле не превышают 3° и увеличиваются сверху вниз.

Чапаевский (Ореховский) вал в своей северо-западной части значительно приближен к Кулешовскому валу, а на юго-востоке расстояние между ними увеличивается. Общую протяженность вала в настоящее время определить трудно. Вдоль его оси с востока на запад располагаются: Калашниковское, Горелковское, Ореховское, Богдановское и ряд других локальных поднятий. Впервые описываемая зона была отмечена по юрским отложениям, а в последующем подтверждена сейсмическими данными по карбону и девону. Локальные поднятия имеют обычно куполовидную форму, размер их колеблется от 1,5 до 4,5 км в длину и 1,5—2 км в ширину. Амплитуда их составляет 20—45 м. По ряду площадей замкнутые структуры прослеживаются начиная с тарусского горизонта нижнего карбона.

Алексеевский вал под острым углом причленяется к Чапаевскому в районе Ореховского поднятия и располагается несколько северо-восточнее последнего. С некоторым приближением в систему вала включаются Шараповское, Гавриловское, Алексеевское и другие локальные поднятия. Степень изученности вала незначительна. Общий характер строения по верхним горизонтам сходен со строением Чапаевского вала. Глубокое бурение на Алексеевской площади доказывает наличие структур по каменноугольным отложениям.

Иргизский вал выявлен преимущественно по пермским отложениям. Его протяженность свыше 85 км, амплитуда 60 м и больше. Вдоль вала с северо-запада на юго-восток располагаются Дергуновское, Тамбовское, Иргизское, Денизбаевское и другие локальные поднятия. По данным сейсморазведки, некоторые из них находят отражение в отложениях карбона и девона. Отмечается некоторое смещение сводов поднятий с глубиной. Это подтверждается результатами бурения на Дергуновской площади, где фиксируется смещение максимума по кровле окского горизонта по сравнению с его положением по верейскому и яснополянскому горизонтам.

Краснооктябрьский (Украинский) вал выделяется по материалам структурного бурения и геофизики как полоса приподнятого залегания верхнепермских и мезозойских отложений. Он расположен в южной части склона и объединяет (с востока на запад) Украинское, Краснооктябрьское, Черемушинское, Фурмановское и другие локальные поднятия. Большинство из них по верхней перми выражены в виде структурных террас, а некоторые (Украинское и Краснооктябрьское) оконтурены сейсмикой по горизонтам нижнего карбона. Связь описываемого вала с Иргизским валом выяснена еще недостаточно.

Камелик-Чаганский вал расположен в краевой юго-восточной части склона. Повышенная часть вала слагается породами юрского возраста. Его простираение местами отклоняется от широтного. По форме вал относится к асимметричным структурам. Большой крутизной отличается южное крыло. Амплитуда смещения по кровле юры здесь оценивается в 150 м по сравнению с 20—40 м по северному крылу. Флексура более резко выражена в восточной части вала. Вдоль оси вала с востока на запад установлены Мирошкинское, Сергиевское, Соболевское и другие локальные поднятия, имеющие длину 15—20 км и ширину 6—8 км. Амплитуда их около 40 м. По сейсмическим данным, на глубине можно предположить разрывное нарушение фундамента. О строении упомянутых поднятий по горизонтам карбона и девона в настоящее время судить очень трудно, так как только на Соболевской площади ведется бурение одной параметрической скважины, достигшей при забое 4300 м живецких отложений.

Кроме описанных структурных форм, на восточном склоне Жигулевско-Пугачевского свода установлен целый ряд новых положительных

тектонических зон, пока слабо освещенных поисковыми работами. К ним, в частности, относится Никольская зона, намечающаяся между Лебяжинским и Красносамарским валами. По верхней перми она вырисовывается в виде моноклинали, осложненной структурными террасами. Бурение на Никольской площади показало, что центр поднятия не сохраняет своего местоположения. Не наблюдается также постоянства в наклоне слоев. К северу от Иргизского вала, главным образом по пермским отложениям, намечается Каралыкская зона, включающая (с запада на восток) Каралыкское, Муратшинское, Кумрасинское и другие локальные поднятия.

К юго-западу от Краснооктябрьского вала выявляется структурно приподнятая по перми Пензенская зона, состоящая из Пензенского, Богдатовского, Безымянского и других поднятий.

Валы, развитые в пределах Жигулевско-Пугачевского свода, сопровождаются депрессиями, имеющими вытянутую форму и ориентированными согласно с валами. Для депрессий обычно характерна асимметричность строения в связи с тем, что один из бортов ограничивается флексурным уступом соответствующего вала. К этим же участкам приурочены и максимальные погружения депрессий.

О ранних этапах формирования Жигулевско-Пугачевского свода говорить с большой определенностью не представляется возможным. Имеющиеся сведения по петрографическому составу пород докембрийского фундамента позволяют считать, что некоторые элементы, определяющие его современные границы, наметились в допалеозойское время. Это доказывается, в частности, развитием среди архейских гнейсов линейно вытянутых полос интрузий габбро и габбро-норитов того же возраста, захватывающих отдельные участки Жигулевского вала и район Покровского вала. Таким образом, можно сделать вывод о проявлении еще в архее резких дифференциальных тектонических движений по разломам.

Присутствие бавлинских (верхнепротерозойских) отложений в периферийных частях Жигулевской вершины (Зольный Овраг, Дубовый Гай), очевидно, можно объяснить существованием понижений в рельефе фундамента. Аналогичная обстановка наблюдается в пределах Балаковской вершины, где верхний протерозой (пугачевская серия) обнаружен лишь в погруженной северной части высоко поднятого Клинцовского выступа фундамента (район г. Пугачева). Казанлинская свита, условно относимая к нижнему девону, фиксируется в основном на южном и юго-западном склонах Балаковской вершины.

Приведенные данные позволяют считать, что в рифейское время Жигулевская, Балаковская вершины и восточный склон в основном представляли собой приподнятую область с выходами на дневную поверхность пород архея. На некоторых участках, возможно имеющих характер грабенов, фундамент был относительно погружен. Вследствие этого в них накапливались осадки верхнепротерозойского возраста.

В нижнедевонскую эпоху значительная территория Балаковской вершины (особенно периферийная часть) была более опущенной. По-видимому, Жигулевская вершина в это время составляла единое целое с Токмовским сводом. Эйфельские отложения в северной части свода и на восточном склоне отсутствуют. По характеру распространения живетских отложений можно судить о том, что в течение среднедевонского времени наметилась тенденция к структурному разобщению Жигулевской вершины и Токмовского свода. При этом Жигулевская вершина в своей западной части была несколько более погружена по сравнению с Токмовским сводом.

Местоположение структурно повышенных частей Жигулевско-Пугачевского свода обозначается сравнительно отчетливо по распределению мощностей отложений воробьевского, старооскольского и мулинского горизонтов. Примерно та же закономерность наблюдается и в отношении нижнешигровских отложений. Что касается кыновских слоев, то мощность их значительно возрастает на восточном склоне свода.

Анализ распределения мощностей всего комплекса терригенных осадков девона свидетельствует о том, что к концу нижнешигровского времени свод получил сравнительно четкое структурное оформление. Кристаллический фундамент максимально был приподнят в районе с. Покровка — г. Безенчук и в пределах Клинцовского выступа. Жигулевская вершина на северо-западе прослеживалась до района с. Кикина.

Верхнешигровское время характеризовалось относительно устойчивым тектоническим режимом и сохранением пространственного положения ранее приподнятых частей свода. Область отсутствия этих отложений расширяется за счет восточной части Жигулевского вала. В целом в промежутке между нижнешигровским и яснополянским временем в строении свода произошли значительные изменения, что является следствием активных тектонических движений в предворонежское и предвлановско-ливенское время, а местами и в более поздние эпохи. В этот период самостоятельно существовали как Жигулевская, так и Балаковская вершины. Они разобщались седловиной субширотного простирания, проходящей примерно через Хворостянскую и Дубово-Гайскую площади. Максимально приподнятый участок находился в пределах Балаковской вершины, Клинцовский выступ которой отмечался по зоне уменьшенных мощностей осадков вплоть до фаменского времени. Суммарная мощность всех девонских отложений на Балаковской вершине достигает 250 м.

На Жигулевской вершине осадки накапливались интенсивнее. Минимальные суммарные мощности рассматриваемого комплекса (485 м) приходятся на Жигулевский вал (западнее г. Сызрани). В остальных местах они значительно возрастают. Различие в развитии Балаковской и Жигулевской вершин в турнейское время подчеркивается границей распространения отложений чернышинского горизонта, которая огибает с юга и востока приподнятую область, соответствующую Балаковской вершине.

Существенные преобразования структурного плана в пределах описываемого свода происходили и в послевизейское время. Однако тектонические движения не имели большого размаха. В каменноугольный период свод стал более пологим и приобрел региональный наклон к юго-востоку. Конфигурация свода несколько изменилась. На северо-западе к нему был причленен участок, отвечающий современной Всеволодчино-Хватовской депрессии. Вершина свода в этот этап переместилась в район с. Верхозим. Балаковская и Жигулевская вершины, как обособленные и замкнутые структурные формы, четко не обрисовывались в связи с выполаживанием седловины, проходившей ранее через села Хворостянку и Дубовый Гай.

Тенденция к преобразованию структуры свода в том же направлении продолжалась и в последующие эпохи. К концу ассельского века современному восточному склону отвечала обширная структурная терраса, слабо наклоненная к юго-востоку. Более интенсивное погружение наблюдалось в ее периферийных участках. Мощность нижнепермских отложений в целом также увеличивается в указанном направлении. В начале верхнепермского времени область прогибания распространи-

лась гораздо западнее. Интенсивное прогибание юго-восточных частей свода продолжалось также в татарский век. Мощность отложений татарского яруса в Куйбышевской области достигает 400 м.

В мезозое область максимального прогибания располагалась в пределах юго-восточной и южной частей свода. В ряде мест разрез мезозоя начинается с триаса, мощность которого в Южно-Куйбышевском районе достигает 150 м. В байосское и батское время прогибание распространилось в западном направлении. Меловое время характеризовалось слабыми дифференциальными тектоническими движениями. В палеогене свод, очевидно, также оказывал влияние на распределение осадков. Дислоцированность палеогеновых отложений, развитых в западной части Жигулевского вала и других местах, указывает на проявление в пределах свода послепалеогеновых тектонических фаз. В этот период свод приобрел современные очертания.

Оренбургский погребенный свод

Оренбургский свод протягивается с северо-запада на юго-восток и состоит из сравнительно узкой Орлянско-Пилюгинской и более широкой Ивановской вершин. В пределах описываемой территории расположена лишь часть Орлянско-Пилюгинской вершины свода (Куйбышевская область). Его границы с Сергиевско-Абдулинской впадиной намечаются по резкому возрастанию глубин залегания поверхности фундамента и появлению осадков бавлинской серии. Граница Оренбургского и Жигулевско-Пугачевского сводов является условной. Она проводится по неглубокому прогибу, прослеживаемому к северу от Мухановской группы структур.

По кристаллическому фундаменту Орлянско-Пилюгинская вершина свода имеет неоднородное строение. По геофизическим данным, максимальный подъем пород фундамента до —2200 м намечается в краевой северо-восточной части вершины. Фактический материал позволяет считать, что поверхность фундамента ступенчато опускается до отметок —3330 м к югу и —2650—2700 м к западу. В сторону же Сергиевско-Абдулинской впадины и в юго-восточном направлении погружение происходит более интенсивно.

По пашийским слоям структурный рельеф теряет свою контрастность, границы с соседними крупными структурами становятся менее четкими и описываемая часть свода приобретает облик, близкий к моноклинали. Максимальные отметки (—2300—2400 м) приурочены к Сидоровской площади и к северу от нее.

В принципе сходная картина строения наблюдается и по яснополянским отложениям. Отмечается лишь дальнейшее выполаживание региональной структуры. Еще более сглаженный характер структура Орлянско-Пилюгинской вершины приобретает по кровле верейского горизонта. Отметка кровли этого горизонта в районе Сидоровской площади достигают —1100 м. Погружение на юго-восток и на юг (до —1600 м) происходит относительно спокойно. Характер строения описываемой территории по кровле артинского яруса претерпевает небольшие изменения, структурный рельеф приобретает несколько более дифференцированный характер. В то же время наблюдается общее совпадение в пространственном положении отдельных элементов, намечающихся по горизонтам девона и карбона.

В пределах Орлянско-Пилюгинской вершины выделяется ряд валов и разделяющих их депрессий. Кинель-Черкасский вал, находящийся

к северу от Мухановского, вытягивается параллельно последнему на расстояние до 50 км и объединяет Кинель-Черкасское, Кожемякское и другие локальные поднятия. Эта дислокация изучена слабо. Установлено лишь, что Кинель-Черкасское поднятие состоит из двух куполов, положение которых в палеозойских толщах сохраняется, кроме поверхности кунгура. Амплитуда его увеличивается с глубиной.

В последнее время в северо-западной части Орлянского выступа по пермским отложениям выявлено большое количество локальных поднятий, группируемых П. Г. Трушкиным в системы двух направлений. К зонам северо-западного простирания относятся Саврухинская, Сидоровская, Шумаркинская, Толкайская и др., северо-восточного — Орловская, Орлянская, Рябиновская и др. Указанные зоны отвечают ступеням в рельефе фундамента и образуют валообразные структурные формы сравнительно небольшой амплитуды в осадочном комплексе палеозоя. Локальные поднятия, приуроченные к ним, пока недостаточно изучены. По данным бурения в ряде случаев устанавливаются существенные структурные несоответствия. Так, на Орлянской площади в пределах разбуренного участка девон залегает моноклинально, начиная же с нижнего карбона здесь вырисовывается замкнутое поднятие. Наиболее заметные несоответствия наблюдаются в краевых частях Камско-Кинельской впадины, характеризующейся резким изменением мощностей карбонатных и терригенных отложений девона и нижнего карбона.

Котельничский погребенный свод

На многих ранних тектонических схемах Котельничский свод отдельно не выделялся, он объединялся с Токмовским сводом и рассматривался в качестве его северо-восточного выступа. Высказывались мнения и о самостоятельности этого положительного структурного элемента, при этом некоторые исследователи объединяли его с Воротиловским выступом и описывали как погребенный Горьковский кряж (Люткевич, Фрухт, 1954), другие выделяли его как Марийский выступ.

Противоречивость представлений о характере глубинной тектоники этого района объясняется слабой изученностью, так как в его пределах пробурена всего лишь одна опорная скважина вблизи г. Котельнича.

Результаты сейсморазведочных и электроразведочных работ позволяют в настоящее время выделить Котельничский свод как самостоятельный крупный структурный морфологический элемент фундамента. Свод отделяет глубоко погруженный Казанско-Кажимский прогиб от Московской синеклизы и протягивается в меридиональном направлении от широты г. Йошкар-Ола на юге до широты с. Мураши на севере (рис. 112). От Токмовского свода он отделяется Марийской седловиной.

Границы свода в основном определяются изогипсами поверхности фундамента —1750—1800 м, а в южных и северных частях изогипсой —1900 м. Длина свода около 320 км, ширина 100—125 км. Асимметричность Котельничского свода выражена довольно слабо. Для южных частей сравнительно большей крутизной отличается восточное погружение, а на севере — западное. Восточный склон, кроме того, имеет относительно прямолинейный характер. В западной части конфигурация свода является более сложной, что во многом зависит от характера строения граничащей со сводом Московской синеклизы.

Электроразведочными работами (Корольков, 1960 г.) по линии М. Арья — Шаранга — Санчурск в рельефе фундамента установлены

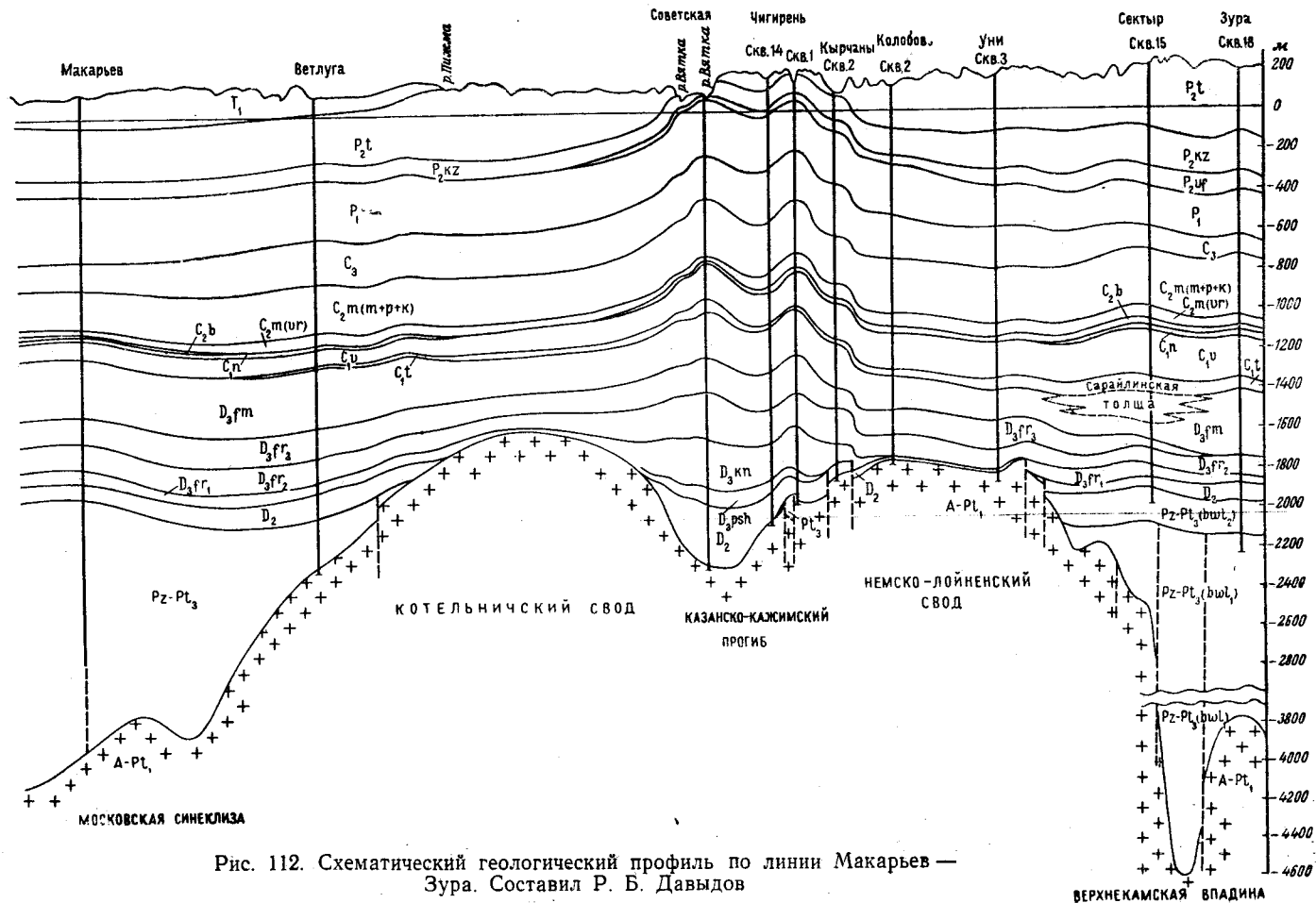


Рис. 112. Схематический геологический профиль по линии Макарьев — Зура. Составил Р. Б. Давыдов

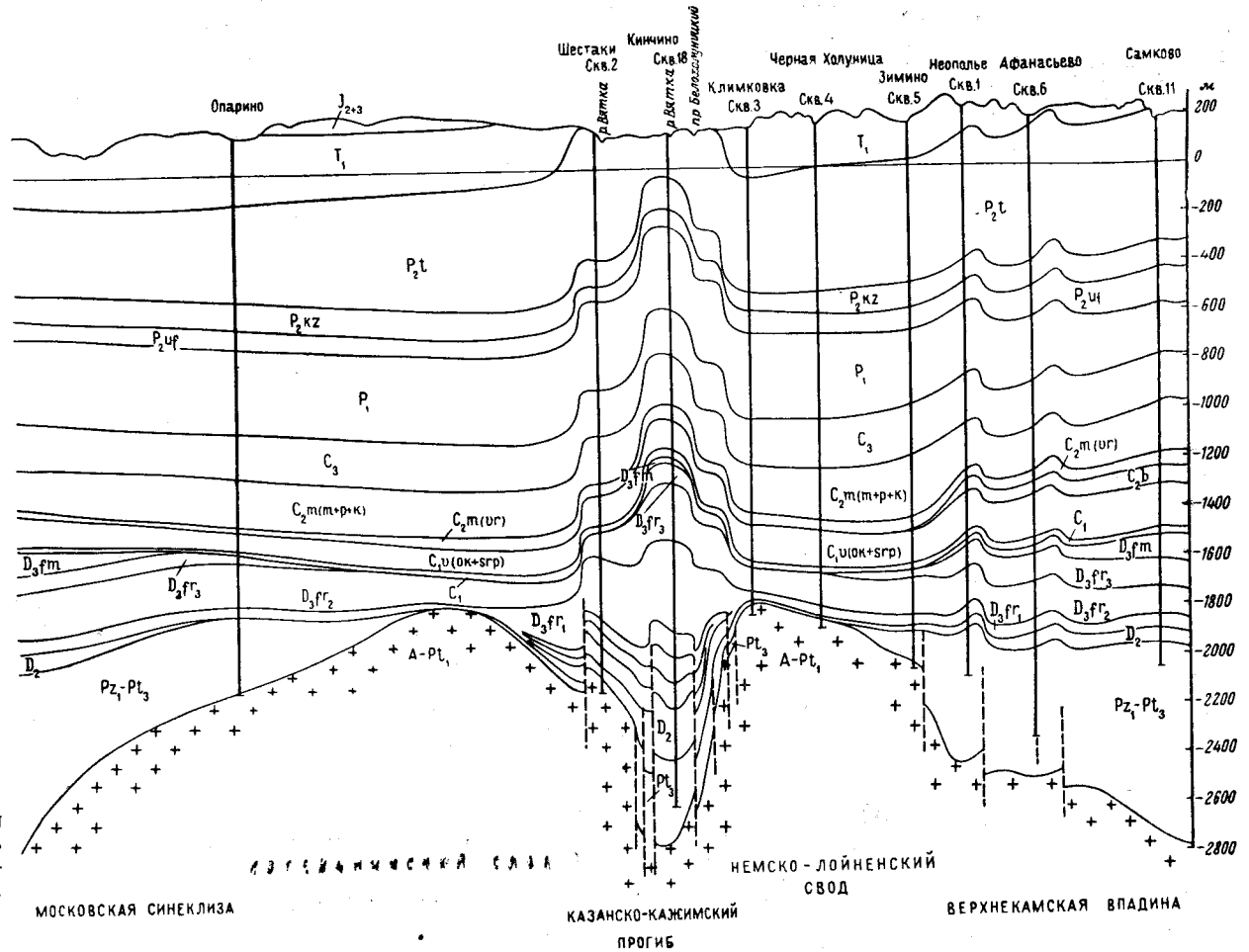


Рис. 113. Схематический геологический профиль по линии Опарино — Самково. Составил Р. Б. Давыдов

два уступа, один из которых проходит в 8—10 км восточнее с. Шаранги. Амплитуда его превышает 300 м. Возможное продолжение уступа к северо-северо-западу доказывается характером гравимагнитных полей. Шарангинский уступ, по-видимому, является погребенным разломом и может рассматриваться как юго-западное ограничение Котельничского свода. От Токмовского свода он отделяется незначительной по ширине и неглубокой Марийской седловиной. На севере же между Котельничским и Сыктывкарским сводами располагается Великорецкая седловина. Общая амплитуда свода по отношению к Казанско-Кажимскому прогибу составляет 600—800 м, а к Московской синеклизе — свыше 1000 м.

Поверхность фундамента в пределах свода незначительно наклонена в северном направлении. По данным геофизических исследований, в частности сейсморазведки, в пределах свода может быть выделено несколько выступов фундамента, разделенных незначительными по амплитуде понижениями. Так, выделяется Санчурский выступ, приуроченный к самой южной части свода, его размеры 75×50 км. Максимальные отметки фундамента —1460 м установлены в районе г. Санчурска (Якимец-Шевчук, 1962 г.). Яранский выступ, расположенный севернее, имеет слегка вытянутую форму, размеры его 45×28 км. Абсолютные отметки кровли пород докембрия от —1460 до —1650 м. Наиболее приподнятая часть следующего Парфеновского выступа расположена к юго-западу от г. Котельнича. Он также слегка вытянут в северо-восточном направлении и имеет размеры 60×30 км. На северном окончании Котельничского свода по общегеологическим и региональным геофизическим данным Р. Б. Давыдовым предполагается существование Даровского выступа с абсолютной глубиной залегания фундамента —1750—1800 м. Размеры его приблизительно 60×40 км. Морфологически он, вероятно, выражен более резко, особенно на западе, что обуславливается наличием узкой депрессионной зоны, соединяющейся с Московской синеклизой. Есть основание считать, что на юге эта зона ограничена субширотным разломом.

Характер структуры нижних интервалов осадочного комплекса на Котельничском своде остается неизученным. Полностью разрез палеозоя вскрыт лишь опорной Котельничской скважиной. Структурным бурением, вскрывшим главным образом отложения перми, освещено строение юго-западной части свода (Бакин, 1962, 1963 г.). В опорной скважине при залегании фундамента на абсолютной глубине —1763 м из разреза осадочного комплекса выпадают толщи нижнекыновского горизонта и более древние отложения терригенного девона. Поэтому можно ожидать, что на максимально приподнятых участках свода будет наблюдаться еще большее сокращение разреза. Можно сказать вполне определенно, что по каменноугольным и пермским отложениям Котельничский свод не фиксируется. На его месте вырисовывается депрессия, именуемая в литературе Чебоксарско-Котельничским прогибом (Соловьев, 1958 г.). Осевая зона прогиба протягивается почти меридионально от Чебоксарского Поволжья на юге до верховьев р. Ветлуги на севере. С востока этот прогиб ограничен выположенными склонами поднятий Вятской системы валов, а с запада Козьмодемьянско-Шахунской зоной поднятий. Амплитуда прогиба по отношению к Вятским поднятиям является максимальной и достигает 250—300 м.

В пределах описываемой погруженной зоны при геологических съемках были отмечены локальные поднятия. Высота их настолько незначительна (10—15 м), что они не вносят заметных изменений в общий структурный план верхней перми (погружение пород до 2 м на 1 км к северу). Определенной точки зрения относительно характера строения

мезозойских отложений высказать нельзя, так как они развиты не повсеместно и приурочены в основном к Даровскому выступу фундамента. Мощность их обычно не превышает 80 м.

Котельничский свод относится к древнейшим структурам Русской платформы. Изучение характера распределения и фациальных особенностей додевонских отложений в соседних впадинах и прогибах позволяет считать, что существование приподнятой по фундаменту области на месте Котельничского свода определилось еще в период накопления осадков нижнебавлинской серии. В верхнебавлинское время эта территория вместе с Казанско-Кажимским прогибом и Немско-Лойненским сводом входили в состав гипсометрически приподнятой территории, разобщающей Верхнекамскую впадину и Московскую синеклизу, что подтверждается отсутствием верхнебавлинских отложений в пределах сводовых поднятий. Выпадение же из разреза низов палеозоя указывает на сохранение суши докыновского времени. Лишь к концу последнего свод был полностью сnivelирован. В дальнейшем проявлялась в основном тенденция к его погружению. Однако как в девоне, так и в карбоне и перми область, занимаемая Котельничским сводом, периодически несколько приподнималась, что обусловило выпадение здесь из разреза отложений турнейского, намюрского и башкирского ярусов. В составе нижнепермского комплекса не получают развития породы артинского и кунгурского ярусов, а в южных районах исчезают породы уфимского яруса и верхнеказанского подъяруса. Правда, отсутствие этих осадков во многих случаях вызвано региональными тектоническими движениями. Но несомненно, что определенное значение имели и подвижки в пределах самого свода. В частности, можно предполагать наличие приподнятых зон, отразившихся на сокращении мощностей татарского яруса.

В мезозое на территории Котельничского свода начинает обособляться депрессионная зона, известная как Чебоксарско-Котельничский прогиб. Образование ее вызвано, по-видимому, не опусканием свода, а формированием системы валов в Казанско-Кажимском прогибе и Козьмодемьянско-Шахунской зоне поднятий, относящейся к прибортовой части Московской синеклизы. Тектонические процессы имели неравномерный характер. В юрское время свод (как и смежные районы) испытывал общее погружение. Современные черты строения наложенного Чебоксарско-Котельничского прогиба были приобретены в послемеловое время. Новейшие тектонические движения большого значения на изменение характера структуры, по-видимому, не имели.

Сыктывкарский погребенный свод

Сыктывкарский свод как крупная положительная структура фундамента выделен по геофизическим данным Р. А. Гафаровым в 1959 г. и первоначально был назван им Опаринским сводовым поднятием. В дальнейшем различные исследователи именовали его Сысольским, Кировско-Сысольским и Сыктывкарским сводом. В северных районах Кировской области располагаются лишь краевые части южного окончания рассматриваемого свода. Глубинное строение этой территории до настоящего времени изучено еще очень слабо, поэтому границы свода недостаточно обоснованы. Породы кристаллического фундамента на своде достигнуты лишь скважинами на территории Коми АССР вблизи деревень Грива и Иб, где они залегают соответственно на абсолютных глубинах —1799 и —1616 м. Для выяснения характера поведения поверхности фундамента могут быть использованы, кроме того, скважины, пробуренные в Опарино и в Шестаках, т. е. соответственно на бортах

Московской синеклизы и Казанско-Кажимского прогиба (рис. 113). В обоих случаях фундамент фиксируется на отметках — 2085 м, что свидетельствует о характере погружения склонов свода.

По геофизическим данным, в пределах южной части свода также намечаются выступы с подъемом фундамента до —1700—1800 м. К ним относятся: Синегорский выступ, расположенный непосредственно к западу от Казанско-Кажимского прогиба, Летниковский, граничащий на юге с Кировской депрессией прогиба, а также Читаевский и Мауринский выступы, тяготеющие к западной периферийной части свода. Достоверные данные о характере строения осадочных толщ, имеющих распространение на территории свода, отсутствуют. По-видимому, оно близко к строению северного окончания Немско-Лойненского свода. Известно, в частности, что породы додевонского возраста присутствуют здесь лишь на склонах свода и в пониженных участках фундамента в северной части свода. По размытой поверхности девонских отложений на месте выступа фундамента можно предполагать наличие сравнительно слабо выраженного сводового поднятия меридионального простирания, воздымающегося к северу.

Менее ясно структура выявляется по каменноугольным отложениям. Это объясняется выпадением из разреза ряда горизонтов карбона. Однако все же удается подметить, что по верейскому горизонту на месте южной части свода по фундаменту наблюдается погружение слоев к северу. При этом кровля верейского горизонта в соседнем Казанско-Кажимском районе гипсометрически более повышена. Не находит своего отражения свод и по отложениям пермского возраста, а также в мезозое.

Обобщая этот разрозненный материал, можно прийти к заключению, что в додевонский период южные части Сыктывкарского свода занимали более приподнятое структурное положение. Оно сохранилось до конца кыновского времени. В дальнейшем на развитие этой территории большое влияние оказывало формирование Московской синеклизы и Казанско-Кажимского прогиба. В общем же основные этапы геологической истории Сыктывкарского и Котельничского сводов и северных частей Немско-Лойненского свода были во многом сходны.

Немско-Лойненский погребенный свод

Немско-Лойненский свод расположен к северу от Татарского свода и по фундаменту ограничен с запада Казанско-Кажимским прогибом, а с востока — Верхнекамской впадиной.

Свод объединяет кулисообразно расположенные Немский, Уржумский, Климовский и Лойненский выступы фундамента, разделенные небольшими понижениями и часто осложненные разломами. Как видно на схематической карте рельефа поверхности фундамента (см. рис. 104), составленной по данным глубокого бурения с учетом результатов геофизических исследований, Немско-Лойненский свод в целом имеет меридиональную ориентировку, протягиваясь от устья р. Кильмези на юге до бассейна нижнего течения р. Весляны на севере. Длина его достигает 400 км, а ширина 120 км в южной и 45 км в северной частях. Глубина залегания пород кристаллического фундамента колеблется от —1500 до —2100 м.

Немский выступ фундамента, расположенный на юге, является самой крупной составной частью свода. Он был выделен на основании данных глубоких скважин и геофизических исследований Р. Б. Давыдовым (1958 г.). Эта структурно-морфологическая единица имеет северо-

восточное простирание и резко асимметричную форму. Наиболее приподнятое залегание пород фундамента отмечено скважиной в районе пос. Ломик. Максимум выступа очерчивается изогипсой —1600 м. Западный склон выступа весьма пологий и занимает основную его площадь. Вблизи д. Колобово и пос. Кырчаны фундамент вскрыт соответственно на глубинах —1740 и —1828 м. Следовательно, наклон поверхности фундамента к северо-западу на этом участке не превышает 2—3 м на 1 км.

При сочленении с бортом Казанско-Кажимского прогиба, по мере движения к ограничивающему эту структуру разлому, погружение становится более интенсивным. В юго-западной части Немский выступ также имеет сравнительно пологий характер. Наиболее резко он обрывается по разлому на юго-востоке, т. е. в сторону Кильмезской депрессии. Северное окончание выступа суживается. При этом глубина залегания пород складчатого основания в Фаленках увеличивается до —1917 м, а в скважине Рехи до —2040 м.

На широте г. Омутнинска описанный выступ отделяется одноименной седловиной от расположенного к северу Климковского выступа фундамента. В северной ее части по геологическим данным намечается широтный разлом. Климковский выступ построен весьма сложно. Он выявлен в результате бурения (Широков, 1961 г.) и в принципе состоит из двух ступеней: Климковской и Вороньенской, представляющих собой отдельные блоки. Гипсометрически поверхность их повышается к северу. С юга каждая из указанных ступеней ограничена широтными разломами, которые устанавливаются на основании интерпретации геофизических данных и анализа геологических материалов. Южная — Климковская ступень в широтном направлении достигает 75 км, а в меридиональном 35—40 км. Породы докембрия в ее центральной части вскрыты у с. Климковки на абсолютной глубине —1784 м, вблизи пос. Черная Холуница на —1827 м и в юго-восточной части на глубине —2019 м (д. Зимино). На Вороньенской ступени приподнятая часть фундамента в районе с. Воронье характеризуется отметками —1603 м. С севера эта ступень отделена от Лойненского выступа Кирсинской депрессией, имеющей северо-западное простирание. В целом Климковский выступ протягивается на расстояние до 90 км. С востока он по разлому граничит с Верхнекамской впадиной. В западной части погружение поверхности фундамента происходит гораздо быстрее, особенно вблизи разлома, находящегося на границе с Казанско-Кажимским прогибом.

Лойненский выступ занимает самую северную часть свода. Он имеет небольшие размеры, асимметричное строение и ограничивается меридиональными разломами. На севере выступ оканчивается за пределами границ Кировской области. Максимально приподнятая часть выступа вытянута в северо-восточном направлении. Породы фундамента у с. Лойно залегают на глубине 1592 м.

Отложения бавлинского возраста в пределах Немско-Лойненского свода распространены не повсеместно. На южной ступени Климковского выступа они встречены в скважине около ст. Зимино, где их мощность составляет 120 м, в Кирсинской скважине 130 м. В Лойненской скважине, несмотря на более высокое залегание пород фундамента, возрастает до 141 м. В области развития толщ бавлинского возраста по их размытой поверхности можно установить некоторые важнейшие черты поведения фундамента. В общем, здесь прослеживается полоса высокого залегания отложений бавлинской серии, по поверхности которых повторяются в сглаженном виде очертания Лойненского и Климковского выступов. Максимальной высотой характеризуются участки, соответствующие Лойненскому выступу. По направлению к Климковскому вы-

ступу наблюдается слабое погружение, а в районе с. Фаленки отмечается седловинный пережим.

К югу от Омутнинской седловины на породах фундамента местами залегают карбонатные отложения верхнего девона. Терригенные толщи девона появляются на периферии свода. Изменения мощностей отдельных горизонтов палеозоя в пределах свода подчиняются преимущественно региональным закономерностям. Однако в распределении их сказывается и влияние крупных структур. Общая мощность палеозоя в самой южной части свода (Ломик) составляет 1673 м, в Колобово и Уни соответственно 1815 и 1983 м. В скважинах с. Фаленки и с. Рехи она возрастает соответственно до 2013 и 2133 м. Это явление объясняется общим наклоном палеозойских пород к северу и появлением в разрезе новых горизонтов, в частности верхней перми.

Значительно меняется обстановка к северу от р. Чепца. На Климовской ступени верхний девон размыт частично, а на Вороньенской ступени эти отложения полностью отсутствуют. На Лойненском выступе под известняками окского надгоризонта нижнего карбона лежат досреднедевонские образования мощностью до 170 м. В Кирсинской депрессии устанавливается 76-метровая пачка верхнедевонских отложений. К северо-востоку от Лойненского выступа, судя по скважинам Гайнинской площади, только мощность кыновско-пашийской толщи превышает 150 м.

Неравномерный характер распределения осадков приводит к тому, что общая схема строения девонских отложений существенно видоизменяется. В частности, граница описываемого свода с Татарским сводом теряет отчетливость. Построения по размытой поверхности франских отложений указывают на наличие крупной широтной депрессии в районе с. Фаленки. Вся северная часть свода представляет собой по существу моноклираль, повышающуюся в северном направлении. Положение некоторых выступов лишь слабо проявляется по изгибанию отдельных стратоизогипс.

На структурной карте по кровле верейского горизонта Немско-Лойненский свод не вырисовывается. Наблюдается лишь общее и неравномерное погружение слоев от Татарского свода к северу. Наиболее значительно опущенным является район скв. 12 Воронье. От него к северо-востоку происходит новый региональный подъем в сторону с. Гайны Пермской области. На западе свод ограничивается зоной распространения валов Вятской системы.

Примерно такая же картина вырисовывается по пермским отложениям. Судя по нескольким пробуренным скважинам, они повторяют общие черты строения карбона. Исключением является лишь Кирсинская депрессия, где породы верхней перми образуют приподнятый участок. В правобережье р. Вятки у пос. 2-й Нырмыч, по данным С. Г. Дубейковского и А. А. Котова, отмечается развитие толщи нижнетриасового возраста, средней и верхней юры и нижнего мела. На территории, расположенной к югу от р. Чепцы, она не прослеживается. В залегании этой толщи на породах верхней перми наблюдается несогласие.

Ранние этапы геологического развития Немско-Лойненского свода определялись его структурным положением, в частности, тем, что он разделяет глубоко погруженные по фундаменту Верхнекамскую впадину и Казанско-Кажимский прогиб. Присутствие к северу от р. Чепцы в восточной краевой части свода отложений верхнебавлинского возраста свидетельствует о том, что в предсреднедевонское время она гипсометрически была более опущена, чем остальные элементы свода.

В эйфельскую эпоху территория свода вновь погружается и выше уровня моря остается лишь часть Немского выступа фундамента. В связи с интенсивным прогибанием Казанско-Кажимского прогиба

в опускание вовлекается и западный склон Немско-Лойненского свода, в результате чего здесь накапливаются грубозернистые осадки живетского яруса. Северная часть свода полностью перекрывалась отложениями среднего девона.

Общий подъем территория свода испытала в конце среднедевонского времени, что обусловило глубокий размыв ранее накопившихся осадков в повышенных его частях. Периферийные участки и Лойненский выступ были приподняты меньше, поэтому здесь сохранились от размыва нижние горизонты среднего девона. Судя по анализу мощностей, в предверхнедевонское время происходили движения по разломам, которые приводили к обособлению различных блоков. Это, в частности, можно сказать в отношении западного склона Немского выступа. На наличие расколов в фундаменте указывают также следы вулканической деятельности на Вороньевском участке.

В начале верхнедевонской эпохи палеотектоническая обстановка довольно резко меняется. Наиболее приподнятое положение занимает район, соответствующий Климовскому выступу фундамента, особенно в пределах Вороньевского участка. В дальнейшем в связи с накоплением мощных толщ терригенного верхнего девона в Казанско-Кажимском прогибе происходит выравнивание склонов свода. Немский выступ с конца кыновского времени погружается и уходит под уровень моря. Части свода, расположенные на широте Климовка — Черная Холуница, являлись относительно более приподнятыми и представляли собой шельфовую зону. Аналогичные геологические условия были свойственны району Лойненского выступа.

Наступление каменноугольной эпохи знаменуется подъемом северной части рассматриваемого свода. По характеру распределения осадков можно предположить, что в этот этап развития возникли также разрывные нарушения широтного простирания. К началу каширского времени северная часть свода вновь погружается и вплоть до нижнепермской эпохи здесь сохраняется общий наклон поверхности к югу. В уфимский век территория к северу от р. Чепцы также более быстро погружается, чем южная половина свода, что устанавливается по увеличению мощностей.

Начало нижнетриасового времени характеризуется новыми активными тектоническими движениями на территории северо-востока Русской платформы. Рост структур в основном происходит в обрамляющих свод районах. Область же, соответствующая северной части Немско-Лойненского свода, оказывается гипсометрически пониженной. Здесь развивается мезозойская Вятско-Камская впадина, наложенная на древние структурные формы. Эта тенденция отмечалась также в юрское и меловое время. Часть же свода, располагающаяся к югу от р. Чепцы, на протяжении всей мезозойской эры представляла сушу. Это свидетельствует о ее приподнятости в структурном отношении. Имеющиеся отрывочные сведения указывают, что неотектонические движения с наибольшей силой проявились на территории свода на правобережье р. Чепцы и в бассейне верхнего течения р. Вятки.

Верхнекамская впадина

Верхнекамская впадина относится к числу крупных и сложно построенных тектонических структур, выделяющихся в пределах северо-восточной части Волжско-Камской антеклизы. На западе границей впадины являются склоны Немско-Лойненского и северо-восточной части Татарского сводов, а на юге она соединяется с Бирской седловиной.

Протяженность впадины в меридиональном направлении около 500 км. Впадина складывается из мощной толщей верхнепротерозойских и палеозойских пород, мощность которых на отдельных участках достигает 4,5—5,0 км. В северной части впадины (северо-восток Кировской области) глубина залегания фундамента колеблется от 2200 до 2800 м.

Поверхность складчатого основания в пределах рассматриваемой территории, по-видимому, наклонена на юго-восток. На этом фоне выделяются отдельные понижения и выступы преимущественно меридионального простирания, фиксируемые при проведении геофизических исследований (Маева, 1963 г.). Так, например, вдоль нарушения, ограничивающего западный борт впадины, прослеживается Лупьинская депрессия, являющаяся северным продолжением более крупной Кильмезской депрессии. Размер ее 100×20 км, амплитуда около 150 м.

На границе Пермской и Кировской областей, по данным региональных геофизических исследований, выделяется Алнашский выступ в виде сравнительно узкой гряды. В наиболее поднятой его части фундамент по расчетам залегает на отметках —2200—2300 м. Южнее расположен значительно более крупный по размерам и более гипсометрически приподнятый Глазовский выступ фундамента.

Глубокое бурение в юго-западных районах Удмуртской АССР позволило выявить новые данные, характеризующие строение этой части Верхнекамской впадины. Около с. Кокарки по фундаменту установлен грабен северо-восточного простирания. Фундамент здесь опущен ориентировочно до —2500 м. К северу от грабена располагается Вавожский выступ фундамента, минимальные глубины которого —1675—1700 м.

Юго-западная часть Верхнекамской впадины характеризуется более глубоким погружением фундамента. Здесь прослеживается ряд нарушений, из которых основное получило наименование Главного, или Центрального, Удмуртского разлома. Амплитуда его возрастает от 300 м на севере до 2000 м в центральных и южных участках.

В южных районах впадина имеет наиболее сложное строение. Глубина залегания фундамента колеблется от —3000 до —4800 м и иногда более. Судя по геофизическим данным, эта территория осложнена нарушениями, ориентированными в северо-восточном и северо-западном направлениях, разделяющих ее на отдельные блоки. Большинство нарушений примыкают или сливаются с Центральным Удмуртским разломом.

В северо-восточных районах поверхность пород фундамента от пос. Кулиги погружается к югу и востоку неравномерно. Отмечается наличие узких ложбин с отметками пород складчатого основания до —4400—4600 м. В частности, к ним относится Кезская депрессия, расположенная в Удмуртии и вытянутая в меридиональном направлении. С обеих сторон она, по-видимому, ограничена сбросами. Выделяется также приблизительно Якшур-Бодьинская депрессия.

Депрессионные зоны представляют собой опущенные блоки фундамента и разделены выступами. Подобный выступ, в частности, намечается в районе ст. Кузьма в пределах которого фундамент приподнимается до —4100 м. К такого же рода структурам может быть отнесен Зуринский блок, отсеченный со всех сторон разломами. Кроме того, намечается вытянутый в северо-западном направлении Воткинский выступ, являющийся, возможно, более опущенной частью Зуринского блока. Довольно уверенно можно говорить о существовании Ижевского блока с глубиной залегания поверхности фундамента до —3200 м. Амплитуда разлома, отделяющего этот блок от Якшур-Бодьинской депрессии, составляет —300—400 м. К северу от Ижевского располагается Старо-Зятцевский выступ, отмеченный нарушением. Породы фундамента в его пределах приподняты до отметки —2400 м. В Сара-

пульском Прикамье наблюдается наиболее погруженное положение кристаллического фундамента до —5000 м и иногда более. Максимум этого погружения находится на территории Пермской области.

Верхнекамская впадина заполнена мощной толщей осадков додевонского возраста, нивелирующих сложный рельеф кристаллического фундамента. Общая их мощность на северо-востоке Кировской области составляет 200—600 м, а южнее (по геофизическим данным) возрастает до 2800 м и более. В основном рост идет за счет увеличения мощности нижнебавлинских образований. Последние дислоцированы сильнее, чем верхнебавлинские, и в принципе повторяют основные черты рельефа кристаллического фундамента. Кроме того, они осложнены в большей мере разломами.

Отложения верхнебавлинской серии залегают на нижнебавлинских с несогласием, налегая на разные горизонты. Усиление срезания происходит в западном направлении. Внутренняя структура пока недостаточно расшифрована. Можно лишь сказать, что она характеризуется региональным наклоном и возрастанием мощностей к северо-востоку. В Глазове их мощность составляет 74 м, а в Кулигах она увеличивается до 357 м.

Размытая поверхность верхнебавлинских пород от —1970 м (Глазов) и 1824 м (Постол) погружается полого до —2000 м (Кулига) и 2046 м (Киенгоп). В Сарапульском районе она приподнята до отметок —1842—1883 м. Многие дислокации, фиксирующиеся по фундаменту и нижнебавлинским отложениям, в толщах верхнебавлинского возраста не прослеживаются.

Верхнекамская впадина лучше изучена по палеозойским отложениям. Однако и в этом случае основное количество глубоких скважин располагается в южных районах Удмуртии, поэтому представления о характере строения девона и карбона многих участков схематичны. На структурных картах по пашийско-кыновским отложениям местоположение наиболее прогнутой части Верхнекамской впадины сохраняется лишь в грубых чертах. Впадина становится менее глубокой по сравнению с соседними положительными крупными структурами. Максимальные отметки в ее пределах порядка —2000 м.

Структурные построения отражают северное и северо-восточное окончания Татарского свода. При этом Татарский свод как бы сливается с Немским выступом Немско-Лойненского свода, и они образуют единую сложно построенную структуру. Кильмезская депрессия при этом выражена слабо. Общее погружение от —1500 м в районе Кукмора непрерывно продолжается к северу от Холуницкой депрессии, где отметки достигают —1900 м и иногда более.

На фоне выположенного борта Верхнекамской впадины в районе г. Глазова по терригенному девону отмечается существование приподнятой зоны, конфигурация и характер которой изучены еще недостаточно. Пологие наклоны слоев отмечаются в районе пос. Кулиги, где имеются структурные осложнения, и ряде других мест, в частности в Сарапульском Прикамье. Значительные изменения структурного плана терригенных отложений девона наблюдаются в северной части Верхнекамской впадины. По этим отложениям впадина представляет собой моноклинал с наклоном от Немско-Лойненского свода к юго-востоку. По данным сейсморазведки, моноклинал осложнена рядом поднятий субмеридионального простирания. Эти представления возникли при анализе структурных особенностей поверхности нижнефранских отложений.

Отложения каменноугольного возраста в некоторых общих чертах повторяют региональные черты строения девона. Мощность их измене-

ется незначительно: от 720 м на Афанасьевской площади до 783 м на Кулигинской. Более значительно она возрастает в пределах Камско-Кинельского прогиба, где увеличивается до 1016 м (скв. Сектыр) и даже до 1113 м (Сарапульский район). В то же время по карбону в еще большей степени преобразуется региональная структура Верхнекамской впадины. Об этом можно, в частности, судить по поведению кровли верейского горизонта среднего карбона. Размеры зоны максимально погруженной части впадины еще более сокращаются, и она сохраняется только на юге. Морфологически впадина становится менее выразительной, вместе с тем происходит расширение ее бортовых частей.

В северных районах в отложениях карбона впадине соответствует моноклиналь. В пределах пологих бортов впадины выделяются отдельные поднятия: Яганское, Кырыкмакское, Вятское и др. Они образуют асимметричные валы с относительно более крутыми северо-восточными крыльями. По линии Ижевск—Кулиги впадина осложнена поднятием, совпадающим с Зуринским блоком фундамента.

Своеобразным характером строения обладает часть территории Верхнекамской впадины, которая соответствует фациально-тектонической зоне, получившей наименование Камско-Кинельского прогиба. Эта зона выражена в отложениях девона и нижнего карбона. Основной прогиб проходит от Сарапульского Прикамья к Киясово, затем меняет направление на субширотное и дальше следует вдоль р. Камы до Бондюги, Грахово и Елабуги. От района Грахово прогиб приобретает юго-западное направление. Мощность осадков так называемой сарайлинской толщи в осевой ее части достигает 400 м.

К северу от Грахова выявлена Можгинско-Сектырская ветвь прогиба субмеридионального простирания. Ширина ее местами достигает 70—80 км. Мощность терригенных осадков сокращается к северу от 338 м в Торфострое до 274 м в Сектыре и, наконец, до 46 м в Зуре и 37 м в Кулиге. Поднятий внутри терригенной сарайлинской толщи пока не выявлено. Однако не исключено, что в бортовых частях Камско-Кинельского прогиба располагаются рифовые сооружения, отображенные выше в виде структур облекания.

Структурный план пермских отложений в ряде случаев обнаруживает сходство со строением каменноугольных отложений, но содержит в то же время новые элементы. Установлено, что в пределах впадины имеет место региональное несогласие в залегании пород нижнего и верхнего отделов перми, это приводит к структурным несоответствиям. В то же время в структуре нижнепермского и нижнекаменноугольного комплексов наблюдается много общих черт.

В пределах Верхнекамской впадины установлен ряд валообразных поднятий и других структурных осложнений. Валы обнаруживают связь с крупными структурными элементами и чаще имеют субмеридиональную ориентировку. Некоторые из них распространены не только на территории описываемой впадины, но и на смежных участках крупных положительных структур. Перейдем к краткому их описанию.

Красногорский вал субширотного направления намечается в бортовой западной части впадины. Глубинное строение его еще находится в стадии изучения. По данным Д. Е. Егорова (1965 г.) в его пределах около пос. Красногорье по пермским отложениям установлено три локальных структуры, из которых наиболее крупной является Красногорская. Свод структуры смещен к западной переклинали, осложненной флексурой. Размеры ее достигают более 24×16 км. Амплитуда до 50 м.

Остальные две структуры представляют собой поднятия брахиантиклинального типа с размерами 12—10×7—5 км и амплитудой 10—15 м.

К югу от Красногорского вала выявлена Областновская зона, состоящая из ряда поднятий субмеридионального простирания. Амплитуда поднятий не превышает 10—15 м. Областновское поднятие по кровле стерлитамакского горизонта имеет асимметричное строение, размеры его 8—6 км, наклон слоев не более 0° 10'.

В Сарапульском Прикамье известны Вятская, Тарасовская и Сарапульская локальные структуры, относящиеся к северному окончанию Иванеевского вала. Наиболее изучена Вятская структура, имеющая неправильную форму, вытянутую в меридиональном направлении. По сакмарским отложениям нижней перми размеры ее 14×9 км, высота 30 м. По кровле тульского горизонта Вятское и Тарасовское поднятия объединяются. Сарапульская структура представлена широтным куполовидным поднятием. По отложениям яснополянского надгоризонта и терригенного девона прослеживается моноклираль. Андреевский вал также относится к структурным зонам Бирской седловины, продолжающимся своим окончанием в Верхнекамской впадине. В пределах последней вал объединяет Кыркмаскую, Опаринскую и Мало-Сарапульскую локальные структуры. Первая имеет брахиантиклинальную форму, осложненную тремя куполами. Общие ее размеры по сакмарским отложениям 16×8 км. Асимметрия наблюдается за счет усиления наклона слоев на восточном крыле. В карбоне она приобретает гораздо меньшие масштабы и отличается от пермской. По терригенной толще девона положительная структура отсутствует. Значительные структурные несоответствия отмечаются и на Мало-Сарапульской структуре.

Яганский вал в значительной степени выделяется условно. Основанием для этого послужили особенности строения Яганского поднятия. По пачке песчаников белебеевской свиты верхней перми поднятие имеет северо-восточное простирание, размеры его 16×7 км, амплитуда до 60 м. В сакмарских отложениях оно приобретает северо-западную, почти широтную ориентировку и более резкую морфологическую выраженность. Максимум поднятия несколько смещается к северо-западу. Положительная структура сохраняется и в отложениях карбона, значительно усиливаясь с глубиной.

Киенгопско-Гремихинский вал выделяется условно. Он располагается в наиболее погруженной по фундаменту части Верхнекамской впадины и протягивается в северо-западном направлении. Киенгопская структура выявлена геологической съемкой, а в дальнейшем подтверждена структурным бурением. По кровле уфимского яруса она имеет куполовидную и слабо вытянутую форму. Размеры ее 18×15 км, амплитуда до 75 м. Буровыми работами установлено, что по отложениям среднего и нижнего карбона центр поднятия сильно смещается к югу, а размеры возрастают. Гремихинская структура установлена по карбону. При проведении сейсмических исследований детали ее строения и характер сочленения с Киенгопской еще не изучены. В последнее время к северу от Киенгопского выявлена крупная Чутырская структура, осложненная рядом куполов. Размеры ее 34×17 км.

Неопольский вал выявлен бурением и геофизическими методами в северо-западной части впадины. Структурными скважинами определен перегиб слоев по кровле уфимского яруса. Сейсмическими работами установлены в его пределах Неопольская локальная структура по отражающим поверхностям в перми и девоне. По данным А. А. Иванова (1964), она простирается на север-северо-запад и характеризуется асимметричностью. Флексурообразным является восточное крыло. По кровле казанского яруса структура имеет длину 17 км при ширине 2,5 км и

амплитуду до 80 м. Структура с глубиной сохраняется, но углы падения увеличиваются от $3^{\circ} 30'$ в перми до $5-6^{\circ}$ в девоне. Свод смещается к северу. По обе стороны от Неопольской структуры сейсморазведкой выявлены два новые поднятия, сходные по строению с Неопольским. Таким образом, вал прослеживается на расстоянии свыше 50 км. Подобное строение имеют и поднятия Золотаревского вала, расположенного к югу.

Афанасьевский вал выделяется к востоку от предыдущего. Геологическим картированием в правобережье р. Камы на широте пос. Кирс С. Г. Дубейковским были установлены выходы вятских отложений татарского яруса среди поля триаса, что позволило сделать вывод о наличии здесь Афоняцкого поднятия, на крыльях которого триас налегает с резким несогласием на пермских породах. Несколько южнее, у пос. Афанасьево, высокое положение пород перми отмечал Г. И. Блом, а в процессе бурения параметрической скважины были зафиксированы нефтепроявления в породах карбона. Вероятно, Афанасьевская скважина заложена в приподнятой части положительной структуры. Таким образом, в состав описываемого вала входят, очевидно, несколько локальных поднятий.

На территории Верхнекамской впадины большинство скважин вскрывают верхнюю часть бавлинских отложений. Судя по характеру распределения осадков, заложение впадины относится к рифею. Наиболее погруженная часть ее в рифейское время располагалась на юге Удмуртской АССР и Пермской области. Граница распространения древних толщ на западе, очевидно, располагалась главным образом вдоль Немско-Лойненского свода. Строение западного борта осложнялось элементами блоковой тектоники. В их число входит Кокарский грабен, заполненный толщей красноцветных пород.

В конце нижнебавлинского времени Верхнекамская впадина испытывает воздымание, которое сопровождалось возникновением расколов в фундаменте (например, Главного Удмуртского разлома и т. д.). Эти явления обусловили резкое структурное расчленение территории впадины с образованием блоков. На это указывает проникновение в толщу пород секущих и круто падающих даек диабазов, встреченных во многих скважинах. В этот этап геологической истории происходит также разграничение впадины на две (половины) части, отличающиеся различной глубиной опускания фундамента. В западных периферийных частях впадины нижнебавлинские осадки сохранились лишь в пределах тектонически опущенных участков.

Верхнебавлинское время характеризовалось общим погружением территории впадины. Центр прогибания, по-видимому, перемещается к северу. За это говорит сохранившаяся мощность верхнебавлинских отложений в районе д. Кочево (более 600 м). Погружение сменяется быстрым подъемом, в результате которого устанавливается господство континентального режима. Тектонические движения в конце бавлинского времени сопровождалось разломами и формированием отдельных блоков. По всей вероятности, в этот период оформились некоторые разломы на границе Верхнекамской впадины и Немско-Лойненского и Татарского сводов.

Среднедевонское время отмечается новым опусканием территории. Отложения этого возраста перекрывают не только центральные части впадины, но и ее борта, включая и участки сводовых поднятий. В дальнейшем же территория впадины снова приподнимается. В гипсометрически приподнятых участках борта (как, например, в районе Вовожа, Глазова и т. д.) ранее отложившиеся осадки среднего девона подверглись полному и частичному уничтожению. Значительные изменения мощностей отдельных горизонтов верхнего девона указывают, что в этот

отрезок времени южная часть впадины погружалась быстрее. Особенно сильно в связи с этим сокращается мощность верхнего девона в районе Афанасьеве (до 340 м по сравнению с 580—640 м на Вятской площади).

Начало каменноугольной эпохи знаменуется образованием высоко приподнятого обширного участка территории северо-востока Русской платформы, захватившего и часть Верхнекамской впадины. Этот региональный подъем сопровождался образованием разломов, разделивших впадину на блоки-ступени. До начала окского времени отложения девона, а местами и додевонского возраста подвергались интенсивному разрушению в связи с приподнятостью северных частей впадины. Как и прежде, обособленно развивался участок Сарапульского Прикамья, где еще ранее намечалась приподнятая зона. В послеверейское время тектонические движения носили более спокойный характер. Общий наклон поверхности к востоку и юго-востоку сохранился.

Существенные преобразования в структуре Верхнекамской впадины приурочиваются к началу верхнепермской эпохи. Максимум ее погружения снова перемещается к северо-западному борту в бассейн верхнего течения рек Вятки и Камы. Мощность отложений верхней перми здесь около 800 м. В южной приподнятой части впадины происходит дальнейший рост структур, заложенных в каменноугольную эпоху. Происходит также оформление структурных элементов, осложняющих ее прибортовую и погруженную части.

В начале нижнетриасовой эпохи в северной части впадины быстро воздымается Камский свод. В Кировской области западный борт осложняется Неопольским и Афанасьевским валами. На территории Удмуртии тектонические движения, по-видимому, были менее интенсивными, поэтому структурный план менее выразителен. Положение центров поднятий либо не остается постоянным, либо они вообще не находят отражения на глубине. В мезозое северные районы Верхнекамской впадины были втянутыми в погружение. Длительный перерыв в осадконакоплении здесь, очевидно, существовал с конца нижнего триаса до начала среднеюрской эпохи. Территория впадины, расположенная к югу от широты г. Глазова, была, по-видимому, приподнятой, так как осадки мезозоя здесь не установлены.

О характере развития впадины в послемеловое время судить трудно, отложения более молодого возраста (за исключением четвертичных) отсутствуют. Имеются основания считать, что конфигурация впадины, свойственная меловой эпохе, сохранилась и позднее. Судя по характеру долин, активные тектонические движения в неогеновое и четвертичное время проявлялись в бассейне верхнего течения р. Чепцы.

Казанско-Кажимский погребенный прогиб

Казанско-Кажимский прогиб является своеобразным тектоническим элементом Волжско-Камской антеклизы. Он отделяет по фундаменту Татарский и Немско-Лойненский своды от Токмовского, Котельничского и Сыктывкарского сводов.

Прогиб имеет древнее заложение, строение его осложнено целым рядом разновозрастных разломов, которые захватывают различные горизонты осадочного комплекса. Он прослеживается на расстоянии более 600 км от района г. Казани, где сочленяется с седловиной, отделяющей северную вершину Татарского свода от северо-восточного склона Токмовского свода, до района пос. Кажим в Юго-Западном Притиманье. Поверхность пород кристаллического фундамента в южном его оконечании залегает на глубине минус 1850 м, к северу поверхность фундамента

погружается и в районе Кажима достигает более минус 2700—2800 м. Амплитуда прогиба на юге 150—200 м, в центральной части в районе г. Советска 300—450 м, в районе г. Слободского до 600—700 м и на северном его окончании до 800—900 м.

В целом Казанско-Кажимский прогиб по характеру строения рельефа поверхности фундамента и по возрасту заполняющих его осадков состоит из двух частей — северной и южной. В пределах южной части, протягивающейся от района г. Казани до г. Кирова, рельеф фундамента имеет относительно сглаженные формы с погружением его поверхности от бортов к оси прогиба от 5 до 17 м на 1 км. На породах кристаллического фундамента здесь залегают терригенные осадки среднего девона. Северная часть прогиба представляет собой грабен, заполненный мощной толщей песчаников нижебавлинской серии. Конфигурация и простираание грабена хорошо устанавливаются по резко выраженной линейности зон пониженных и отрицательных значений соответственно гравиметрического и магнитного полей.

Наличие грабена определяет характер рельефа поверхности фундамента Казанско-Кажимского прогиба от района пос. Кажим до устья р. Чепцы, что соответствует наибольшему погружению прогиба. Южнее грабен протягивается вдоль западного склона Немского выступа и прослеживается до северного окончания Уржумского выступа, где на Чигиринской структуре мощность осадков бавлинской свиты не превышает первых десятков метров (вскрытая их мощность 23 м отмечена лишь в одной скв. 3 в своде структуры).

Таким образом, грабен, получивший в геологической литературе название Кировско-Кажимского, выполнен верхнепротерозойскими образованиями, а южная часть прогиба, заполненная девонскими образованиями, именуется многими исследователями Казанско-Кировским прогибом. В целом обе части прогиба представляют собой единый Казанско-Кажимский прогиб. Однако по особенностям строения эти части прогиба существенно отличаются друг от друга.

Кировско-Кажимский грабен относится к крупным региональным структурам глыбового происхождения. Достоверных данных об амплитуде грабена нет, так как поверхность кристаллического фундамента в его наиболее погруженной части не вскрыта. Однако материалы глубокого бурения и геофизических исследований позволяют предполагать значительную глубину погружения. Вскрытая мощность додевонских осадков в наиболее погруженной части грабена составляет (с юга на север): в Сырьанской скв. 18—197 м, в Гавриловской скв. 17—34 м, в Кажиме 577 м.

По совокупности геологических и геофизических данных в пределах северной части прогиба предположительно можно наметить ряд блоков. Один из таких блоков, расположенный в западной бортовой части прогиба, имеет почти прямолинейное простираание, что объясняется существованием крупного разлома, протягивающегося от г. Слободского к с. Нагорскому. Нарушение трассируется и далее к северу и проходит в 20—25 км западнее с. Кажим. В южном же направлении разлом прослеживается до района с. Верхошижемье. К нему причленяется нарушение в фундаменте меньшей протяженности, которое может быть протрассировано до Чигиринской площади (скв. 4). В результате сочленения этих разломов выделяется новый блок фундамента.

Очертания грабена на востоке более сложны, что зависит от ориентировки разломов. Восточный борт в районе с. Нагорского меняет направление на север-северо-западное и грабен суживается до 10—15 км. В направлении к с. Кажим он снова расширяется до 50 км. Южнее р. Чепцы борта фундамента и ограничивающее их нарушение про-

слеживаются менее четко. Вероятно, нарушение затухает несколько юго-западнее г. Вожгалы. По геофизическим данным, к югу от с. Кырчаны намечается другой разлом, который отделяет Уржумский выступ фундамента от Немского.

Ложе грабена по фундаменту, по-видимому, расчленено поперечными нарушениями. Одно из них проходит южнее скв. 18 Кинчино (Сырьянская площадь) и распространяется в пределы Немско-Лойненского свода, другое намечается между скв. 21 и 17 Сырьянской площади. Положение наиболее гипсометрически приподнятой Гавриловской ступени, установленной глубоким бурением, еще недостаточно выяснено.

В пределах южной части Казанско-Кажимского прогиба (Казанско-Кировского) поверхность фундамента имеет почти меридиональное простираие, но осевая зона его местами меняет направление в зависимости от конфигурации обрамляющих крупных структурных элементов.

Наиболее низкие отметки залегания фундамента до —2350 м фиксируются в районе г. Кирова. Прогиб в этой части распадается на Кировскую, Советскую и Марийскую депрессии. Кроме того, выделяются выступы фундамента, в частности Уржумский выступ. Кировская депрессия имеет на западе неправильные очертания. Она вдается в сторону Котельничского и Сыктывкарского сводов и сливается с разделяющей их Великорецкой седловиной. Центральная часть депрессии осложнена нарушениями и поднятым блоком пород фундамента, на что указывает наличие флексуры в осадочном чехле с амплитудой 150—200 м, установленной сейсморазведкой и геологической съемкой (Б. Н. Цыновкин, 1963 г.). Не исключено, что сочленение депрессии с Великорецкой седловиной также осложнено разломами.

К северу от г. Советска расположена довольно глубокая Советская депрессия, имеющая вытянутую форму, изогнутую к западу. По имеющимся данным, западный борт ее более крутой. В районе с. Верхошижемье депрессия осложнена нарушением, являющимся южным окончанием регионального разлома, проходящего вдоль западного блока, составляющего грабен. Западнее г. Советска, в бассейне р. Пижмы, общая амплитуда наклона поверхности фундамента на расстоянии 20 км составляет около 350 м. Восточный борт также осложнен разновозрастными разломами, один из которых является окончанием южного ответвления грабена.

Марийская депрессия расположена южнее Советской. Узкими грядами фундамента, ограниченными с востока разломами, она разделяется на три ветви. Западная ветвь непосредственно обрамляет Котельничский свод. В районе г. Йошкар-Ола она сливается с седловиной, отделяющей Котельничский свод от Токмовского. Поверхность фундамента в депрессии характеризуется отметками —2100 м. Центральная ветвь ограничивается склонами Шургинского и Казакларского поднятий. Глубина погружения поверхности фундамента примерно такая же. Восточная ветвь протягивается вдоль западного склона Уржумского выступа фундамента и соединяется с Кильмезской седловиной. Уржумский выступ расположен в восточной бортовой части прогиба. Существование его доказано буровыми работами. Выступ вытянут в меридиональном направлении. Фундамент здесь залегает на абсолютных глубинах —1700 м. По восточному склону его проходит разлом фундамента, разграничивающий прогиб и Немско-Лойненский свод.

Условия залегания отложений додевонского возраста изучены слабо, так как глубокими скважинами они полностью не вскрыты. В настоящее время известно, что додевонские породы выполняют почти весь грабен и, возможно, присутствуют в погруженных участках Кировской и Советской депрессий. Максимальная мощность додевонских образо-

ваний отмечается вдоль западного блока грабена (Широков, Бояршинов, 1959—1962 гг.).

На большей части территории Казанско-Кажимского прогиба на породы фундамента или верхнего протерозоя несогласно ложатся породы среднего девона. В наиболее погруженных зонах мощности их изменяются от 174 м в скв. 3 Шихово-Чепецкой площади до 341 м в Кажимской скважине. К югу от г. Советска мощность этих пород сокращается до 96 м в Ронге и 150 м в Шурге. Судя по скважинам в Чигирене и Шестаках, уменьшение мощности среднедевонских отложений происходит также и в прибортовых частях прогиба, что связано с их размытием.

Анализ имеющихся материалов позволяет считать, что отложения среднедевонского возраста повторяют основные черты структурно-морфологической поверхности кристаллического фундамента или додевонских толщ. Однако структурный рельеф приобретает более спокойный характер. По верхним интервалам верхнего девона прогиб морфологически не выражен, что является следствием заполнения его терригенной толщей пашийско-кыновского возраста. Тенденция к увеличению мощностей последних к северу вполне согласуется с общим наклоном оси прогиба. Максимальная суммарная мощность рассматриваемого комплекса отложений до 865 м отмечается на Сырьанской площади (скв. 6). В целом по размытой поверхности нижнефранских отложений в пределах Казанско-Кажимского прогиба вырисовывается сложно построенная полоса поднятий и понижений между ними. Большинство поднятий гипсометрически расположены выше, чем краевые части Котельничского и Немско-Лойненского сводов. Вся система воздымается в северном направлении.

Структурный план отложений карбона и перми, в общем, соответствует залеганию пород фаменского яруса. Отсутствие в разрезе палеозоя отложений турнейского, артинского и кунгурского ярусов часто не вносит существенных изменений в характер строения прогиба и вызвано региональными причинами. Вместе с тем весьма значительные отличия в структуре наблюдаются к северу от Сырьанской площади, где на размытой поверхности девонских отложений залегают карбонатные породы подольского или каширского горизонтов среднего карбона. В общем же, прогиб выделяется по более сильной дислоцированности толщ и гипсометрической приподнятости осложняющих его структурных форм.

Мезозойские отложения (триас, юра, мел) присутствуют лишь к северу от широты г. Кирова, главным образом на погружениях структур, сложенных верхней пермью. На отдельных участках разрыв верхнепермских отложений на контакте с триасом достигает 80 м (Г. И. Блом, 1964 и др.). Несмотря на это, амплитуда структур превышает данную величину. В результате несогласного залегания низов мезозоя на породах перми структурный план мезозойских отложений сглаживается, но все же повторяет структуру нижележащих отложений.

Вятская система дислокаций объединяет четко выраженные в отложениях перми (а нередко и в более нижних горизонтах палеозоя) валы резко асимметричного строения. Флексурные элементы, соответствующие крутым крыльям валов, прослеживаются на десятки и даже сотни километров, как, например, Лекминская и Филейская флексуры. Эти флексуры отвечают на глубине краевым частям блоков фундамента или разломам. Пространственное положение валов и их ориентировка в плане контролируются границами Казанско-Кажимского прогиба.

Рассмотрим кратко строение валообразных поднятий и некоторых локальных структур. Шургинский вал располагается в южной части прогиба. Он вытянут на расстоянии около 130 км и имеет асимметричное

строение. В повышенной части вала на дневную поверхность местами выходят породы сакмарского яруса. По кровле уфимского яруса нижней перми вал представляет собой совокупность локальных структур, связанных воедино флексурным элементом. На глубине он, несомненно, переходит в разлом.

Наиболее крупная и морфологически рельефная Шургинская структура приурочена к центральной части вала. Ее размеры 45×10 км, амплитуда по крутому крылу до 160 м. Размеры других локальных структур и их амплитуда значительно уступают Шургинской. Самые мелкие куполовидные поднятия развиты на северном окончании вала. Размеры их не превышают $4-6 \times 1-0,5$ км. Кровля терригенной толщи девона в Шургинской скважине вскрыта на отметке -1525 м, а кровля живетского яруса на глубине -1740 м.

С южным окончанием Шургинского вала кулисообразно сочленяется Уразлинский вал, объединяющий Казакларскую и Янга-Аульскую локальные структуры. Вал имеет асимметричное строение, обычно крутое крыло восточное. Вал приурочен к границе Казанско-Кировского прогиба и Татарского свода. Наиболее изучена в пределах вала Казакларская структура, размеры которой по перми достигают 22×8 км. Описываемая площадь характеризуется структурными несоответствиями. По артинским отложениям наклон пород на восточном крыле составляет свыше 4° , а амплитуда 180 м. По горизонтам карбона и девона замкнутая структурная форма сохраняется, но свод ее смещен.

В юго-западной части прогиба намечается Ронгинский вал, объединяющий несколько локальных структур. Наиболее значительные из них Ново-Торьяльская и Ронгинская. Описываемый вал, как и предыдущие, имеет более крутое восточное крыло с углами падения по перми до 3° . Общая протяженность вала около 90 км, амплитуда порядка 120 м. Ново-Торьяльская структура имеет размеры 30×9 км, при высоте до 50 м. Ронгинская структура располагается по отношению к ней кулисообразно. Размеры ее увеличиваются до 40×10 км, а амплитуда до 100 м. Судя по двум пробуренным скважинам, породы карбона и девона на западном крыле повторяют строение отложений перми.

Кукарский вал расположен в районе г. Советска. Длина его 100 км, ширина около 27—30 км. Максимальная амплитуда достигает 100—115 м. В повышенных участках локальных структур этого вала на поверхности развиты известняки казанского яруса. Строение вала в основном изучено до кровли нижней перми, так как в его пределах пробурена всего лишь одна глубокая скважина в районе г. Советска, вскрывшая фундамент (Ишлыкский купол Кукарской структуры). В северной половине вала крутое восточное крыло, а в южной — западное. Однако асимметрия выражена довольно слабо. Наибольший угол падения пород не превышает $2^\circ 30'$. По отложениям казанского и уфимского ярусов по оси вала расположены (с севера на юг) Ивкинско-Чемизинская, Чертищевская, Ишлыкская и Сурнятская локальные структуры. Из них три последние иногда объединяются в единую Кукарскую структуру (Е. Н. Ларионова). Самое крупное локальное поднятие, Ивкинско-Чемизинское, имеет размеры 40×12 км, амплитуду до 65 м. С глубиной локальные поднятия рассматриваемого вала обычно выполняются. Можно предположить, что наиболее пологими они будут по девонским отложениям.

Чигиренский вал расположен к западу от Кукарского, он прослеживается на расстоянии 85 км, при ширине до 12 км. В него включаются Чигиренская, Қосолаповская и Самарсовская локальные поднятия. Чигиренская структура имеет размеры 26×6 км. В пределах замкнутой изогипсы -200 м по кровле ассельского яруса высота поднятия состав-

ляет более 70 м. По форме оно асимметрично, с более крутым восточным крылом. По данным глубоких скважин, характер поднятия в общих чертах сохраняется до кровли кыновского горизонта. В среднедевонских отложениях структура выполаживается за счет сокращения их мощности на восточном крыле. Косолаповская и Самарсовская структуры представлены в виде куполовидных поднятий с размерами 5—8×3—5 км и амплитудой 10—15 м. Наклон слоев на крыльях не превышает 1°.

Уржумский вал осложняет восточный борт прогиба. Он прослежен на расстоянии 85 км и имеет ширину 10—15 км. Вал отличается резко выраженной асимметричностью. Восточное крыло обладает большей крутизной и сливается с Кырчанской региональной флексурой. Описываемая положительная структурная зона состоит из Уржумской и Белгородской локальных структур, а на севере заканчивается Сумской террасой. Эти структуры некоторыми исследователями объединяются. Общие их размеры 30×7 км, а амплитуда 70 м. В глубокой скважине вблизи пос. Аркуль кровля карбона вскрыта на глубине —227 м, кровля верхнего девона на —1050 м, кровля среднего девона —1766 м.

Вожгальский вал протягивается вдоль восточного борта прогиба на расстоянии до 90 км, от с. Курчум на юге до д. Верхнее Кокорье на севере. К валу приурочены Курчумская, Вожгальская, Яснопольская и Омсинская локальные структуры. Последняя находится к северу от долины р. Чепцы, а остальные южнее. Вал характеризуется сложным строением. Его крутое восточное крыло сначала выполаживается и переходит в террасу. В свою очередь терраса ограничивается флексурой, которая установлена по пермским отложениям. К северу она прослеживается сейсморазведкой. Погружение вдоль флексуры по породам перми проходит на 150 м, а по карбону (район Филипповки) на 200 м.

Самая значительная по размерам Вожгальская структура по кровле ассельского яруса вытянута в длину до 45 км, при ширине до 10 км. Наклон слоев на восточном крыле достигает 2—3°. По данным бурения доказывалось, что положительная структурная форма сокращается в толщах карбона и девона. С глубиной она выполаживается. Одновременно появляется новый купол поднятия по горизонтам девона, смещенный к северу на 3—4 км (Кабанов, Иванов, 1963 г.). Другие локальные структуры представляют собой небольшие и малоамплитудные куполовидные поднятия.

Шихово-Сырянский вал приурочен к краевой части грабена. Он протягивается от устья р. Чепцы на юге до широтного течения р. Вятки на севере. Простирается строго не выдерживается. По отношению к Вожгальскому описываемый вал располагается кулисообразно. Общая протяженность его достигает 130 км, ширина 6—18 км. Вал обладает резко асимметричной формой. Западное крыло его приурочено к Филейской флексуре, где падение пород колеблется от 4 до 16°. Амплитуда перемещения пород вдоль нее на севере определяется в 600 м, но в южной части уменьшается до 100 м. Восточное крыло выражено менее резко, но на севере также приобретает флексурообразную форму (Сырянская флексура).

Наиболее четко в пределах вала обособляется Сырянская локальная структура, которая по горизонтам перми имеет размеры 30×17 км и амплитуду около 200 м. Северное окончание этой структуры обладает коробчатой формой. Строение Сырянской площади изучено в достаточной мере детально по отложениям перми, карбона и девона. По простираению структура фиксируется вплоть до отложений нижнего карбона, залегающих на породах девона с несогласием. По отложениям девонского возраста рассматриваемая площадь характеризуется террасовидным строением, осложняясь слабыми локальными прогибами. По-

гружение пород на южном окончании структуры составляет по перми 150 м, по карбону 200 м, а в толще кыновских глин возрастает до 300 м. Северному крутому склону структуры в девоне, до подошвы верхнекыновских слоев, также соответствует пологая терраса. При переходе к более древним толщам наблюдается моноклираль, наклоненная к югу с падением пород до 1°. Восточное флексурообразное крыло структуры повторяется по ряду горизонтов палеозоя. Что касается терригенной толщи девона, то она образует небольшие самостоятельные поднятия, находящиеся вдоль флексур. Одно из них — Лимоновское поднятие — намечено сейсморазведкой по отражающему горизонту — кровле глин кыновского возраста (Иванов, 1961 г.). Амплитуда его около 25 м, но с глубиной возможно увеличение. Западное крыло Сырьанской структуры прослеживается по всему разрезу палеозоя.

На юге вал заканчивается Шихово-Чепецкой структурой, размеры ее 30×15 км, амплитуда до 60 м. В северной части она осложнена небольшим куполом. Глубоким бурением изучено лишь западное крыло структуры, совпадающее с Филейской структурой. Эта флексура выражена по всем горизонтам палеозоя с амплитудой 120—150 м. Иванцевско-Сабелевская структура располагается к северу от Сырьанской. По пермским отложениям ее размеры составляют 20×7 км, высота около 70 м. Западное крыло также переходит в Филейскую флексуру. В карбоне общий характер поднятия сохраняется. Кыновские же слои образуют террасу с подъемом ее к северу.

Гавриловский вал в основном располагается в восточной краевой части прогиба и лишь частично в пределах Немско-Лойненского свода. В пределах Кировской области по верхним горизонтам палеозоя на протяжении 90 км вдоль оси вала выделены Гавриловская и Имская локальные структуры. Строение этой структурной зоны изучено недостаточно. По отложениям перми она представлена поднятием размером 35×10 км. Асимметрия крыльев выражена слабо. Относительно более крутым является восточное крыло с амплитудой погружения пород по нему свыше 300 м. На севере структура также ограничена флексурой до 200 м. В северной части свода фиксируются субширотные разломы с перемещением пород по ним до 40 м. Они установлены Г. И. Бломом (1963) по условиям залегания пород татарского яруса.

На основании геофизических исследований (Иванов, 1963) можно считать, что положительная структура на Гавриловской площади прослеживается и в карбоне, залегающем на еще более глубоко размытых горизонтах по сравнению с Сырьанской и Иванцево-Сабелевской площадями. Характер структуры в девоне несколько изменяется. Это объясняется тем, что на западном крыле в разрезе кыновских слоев появляется его средняя часть — алевролитовая толща. Таким образом, мощность этого интервала возрастает до 300 м вместо 130 м в своде поднятия. Амплитуда же увеличивается до 250 м вместо 115 м по перми.

Имская структура намечена при геологических исследованиях Н. И. Мулина и С. И. Беляева. Предварительно установлено, что по форме она представляет собой брахиантиклиналь размером 24×10 км, с амплитудой более 150 м. Относительно более крутым является восточное крыло.

Орлецовский вал выделяется условно. Он занимает прибортовую часть прогиба. На территории Кировской области в его пределах установлена Орлецовская структура, имеющая размеры 28×19 км, с амплитудой 40 м. Восточное крыло ее очень пологое, небольшим прогибом оно отделяется от Гавриловской структуры. Западное крыло морфологически выражено более резко и переходит в Кобринско-Сысольскую флексуру. Смещение слоев вдоль последней достигает 450 м.

История геологического развития Казанско-Кажимского прогиба, изучена еще недостаточно. Материалы, полученные по единичным пробуренным скважинам, позволяют судить лишь об общих чертах геологической истории. По керну скважин устанавливаются значительные изменения в составе пород фундамента, степени их метаморфизма и различиях в возрасте. Геофизические исследования выявили сложный характер гравитационного и магнитного полей, существенную их дифференциацию и некоторые закономерности в размещении аномальных зон. Эти факты указывают на сложное внутреннее строение фундамента и наличие древних разломов, часто не отраженных в современном рельефе.

Присутствие мощной (более 600 м в северной части прогиба) толщи нижебавлинского возраста достоверно установлено лишь в грабенообразном участке прогиба. Литологически она представлена почти однородными сравнительно хорошо отсортированными кварцевыми песчаниками. Это обстоятельство позволяет считать, что их накопление происходило в условиях погружающегося к северу прогиба с пологими бортами. Наличие пород бавлинской серии на Чигиреньской площади указывает, что область их накопления первоначально была более широкой и только в дальнейшем тектонические движения привели к образованию грабена. Затем территория прогиба была приподнята, подвергнута эрозии и рельеф сnivelирован. Начиная с эйфельского времени происходит новое погружение этой области, которое захватывает не только прогиб, но и соседние участки Немско-Лойненского свода. Процесс прогибания по оси прогиба продолжался и в живецкую эпоху, но весьма неравномерно, что привело, в частности, к обособлению Советской и Кировской депрессий. Восточный борт прогиба в этот этап развития, по-видимому, морфологически был выражен более слабо.

Весьма активные тектонические движения на границе среднего и верхнего девона в значительной мере предопределили конфигурацию и характер строения прогиба. Это относится в особенности к восточному борту. Движения носили блоковый характер и сопровождались проявлением вулканической деятельности в ряде районов. В Казакларе установлено присутствие эффузивных пород в разрезе пашийского горизонта, а на Сырьянской площади вскрыта туфогенно-осадочная пачка того же возраста, материал для формирования которой, судя по увеличению размеров обломков туфов и гранитов, поступал со стороны Климковского выступа Немско-Лойненского свода. Наиболее вероятно, что здесь имели место размыв и переотложение терригенных образований среднего девона.

В кыновское время в основном продолжается заполнение ранее оформившегося прогиба. Кратковременные движения положительного знака отмечаются только в первой его половине. Палеотектонический анализ позволяет сделать вывод о том, что возникновение Сырьянской структуры следует отнести именно к первой половине кыновского времени, когда образовался перегиб слоев с амплитудой 50—60 м. К концу же последнего Казанско-Кажимский прогиб был в значительной степени компенсирован осадками. В целом в нижефранское время в пределах прогиба преобладали тенденции к опусканию. Размах опускания был неодинаковым. Наиболее активно прогибались северные части прогиба, в результате чего на Сырьянской площади суммарная мощность нижефранских отложений достигает 900 м. Южные же районы прогибались более медленно, им соответствует сокращенная мощность осадков (в Шурге 216 м, в Казакларе 150 м).

Предкаменноугольное и каменноугольное время также знаменуется активными тектоническими движениями, затрагивающими северо-восточ-

ные районы Русской платформы. В северной части прогиба это преимущественно глыбовые перемещения, сопровождавшиеся разломами северо-западного и субширотного простирания. Некоторые из них рассекали и обрамляющие своды. Эти процессы привели к образованию ступеней с общим подъемом их в сторону Тимана. В частности, предкарбоновые разломы в прогибе устанавливаются южнее д. Кинчино, а также к северу и югу от Гавриловской структуры. Более приподнятая в структурном отношении часть прогиба в нижнем карбоне находилась к северу от долин р. Чепцы. Это доказывается тем, что в Вожгалах мощность фаменского яруса составляет 200 м и в его разрезе представлены все стратиграфические подразделения. На Шихово-Чепецкой площади мощность фамена сокращается до 120 м, на размытой поверхности которого лежат породы яснополянского надгоризонта. В районе Сырьян девон размыт до верхнекыновского горизонта. В своде же Гавриловского поднятия размытом затронуты более низкие части кыновского горизонта. При этом выпадает из разреза нижний отдел карбона.

Таким образом, наиболее интенсивное, устойчивое и продолжительное воздымание было свойственно северным участкам Казанско-Кажимского прогиба. Вполне возможно, что в рассматриваемую стадию развития прогиба могли возникнуть также дислокации северо-восточного и субмеридионального простирания. На это указывает палеотектонический профиль через Сырьянскую структуру, где намечается существование палеоподнятия небольшой амплитуды, выраженной в отложениях верхнего девона.

В средне- и верхнекарбоновое время произошли существенные изменения в характере проявления тектонических движений. Судя по схеме распределения суммарных мощностей отложений в интервале от кровли верейского горизонта до подошвы перми, наиболее прогнутая часть прогиба приурочивалась к району Ронги и Шурги. В северном направлении прогиб выполаживался, вследствие чего в Сырьянах накопилось 385 м осадков, а на Гавриловской структуре 308 м по сравнению с 570 м в Ронге и 600 м в Шурге.

В начале нижнепермской эпохи территория Казанско-Кажимского прогиба вновь вовлекается в сферу региональных тектонических движений, влиявших главным образом на структурный план северо-востока платформы в целом. Однако в результате этого последовало также и некоторое изменение внутренней структуры прогиба. В соответствии с распределением мощностей ассельского яруса можно сказать, что максимальное погружение прогиба приходилось на район г. Советска (мощность 115 м).

В дальнейшем Казанско-Кажимский прогиб развивается в тесной связи с формированием Московской синеклизы. По сохранившимся мощностям нижнепермских отложений можно предполагать об относительной приподнятости южных частей прогиба. К этой же эпохе приурочено формирование Шургинского, Казакларского, Уржумского, Чигиреньского, Ронгинского и других поднятий, а следовательно, и валообразных зон в целом.

В верхнепермское время в пределах прогиба происходили лишь незначительные по масштабам тектонические движения, носившие унаследованный характер и послужившие причиной обновления ранее заложённых поднятий. К концу уфимского века амплитуда движений составляла около 30 м на Сырьянской структуре и до 15 м на Шихово-Чепецкой. Наличие этих поднятий влияло на распределение фаций и мощностей осадков и в казанский век.

В татарский век, по данным В. И. Игнатьева (1963), тектонический режим в пределах Казанско-Кажимского прогиба резко изменяется.

Южные и центральные его части испытывали незначительные опускания, а затем вновь воздымались. Северная же часть, напротив, продолжает интенсивно прогибаться. Палеотектоническая обстановка изменяется лишь в самом конце татарского века.

В предмезозойское время ранее возникшая система валов и отдельные поднятия подверглись денудации. Триас в максимальных мощностях развит на крыльях структур и погружениях между ними и залегает несогласно на различных горизонтах татарского яруса. Морфологическая выраженность структур Вятской системы обусловила формирование наложенной Вятско-Камской впадины на месте ранее высоко приподнятого Немско-Лойненского свода и определила характер ее западного борта. С конца нижнетриасового до среднеюрского времени территория прогиба испытывает подъем. В дальнейшем вновь происходит ее погружение, но менее интенсивное, чем вначале.

В меловую эпоху для прогиба характерно развитие депрессионных зон. Затем эта территория становится сушей. В палеогеновый и неогеновый периоды господствуют процессы денудации. Вместе с тем на неогенное время приходится одна из основных фаз формирования валообразных поднятий Вятской системы. Наиболее четко она фиксируется к северу от р. Чепцы, где породы триаса значительно дислоцированы и участвуют в строении Филейской и других флексур. Рост структур и усиление флексурных элементов в неогене наблюдается и в южных частях прогиба. Отдельные поднятия Кукарского, Ронгинского и Шургинского валов за это время усилились местами до 100 м. Определенное значение в развитии валов имеют также неотектонические движения (Сетунова, 1963). В районе г. Кирова они сопровождались землетрясениями, отмечавшимися еще в начале XX в.

Мелекесская впадина

Мелекесская впадина разделяет Токмовский, Татарский и Жигулевско-Пугачевский сводовые поднятия. Впадина имеет неправильные очертания и сильно расширяется в южной части. По поверхности фундамента впадина в общем виде имеет меридиональное простирание и протягивается на расстояние до 180—190 км. Максимальное опускание поверхности фундамента (ориентировочно до отметок —3000 м и более) наблюдается в юго-восточной части впадины. Отсюда прогнутая зона протягивается в виде узкой грабенообразной полосы северо-западного направления к селам Алькеево и Пичкасс, а также в сторону Зольненской площади.

Часть впадины, тяготеющая к г. Мелекессу, морфологически по фундаменту также выражена довольно сложно. В целом она погружена значительно меньше. Со стороны Токмовского свода наблюдается моноклиальный наклон поверхности фундамента к юго-востоку, осложненный ступенями и слабо выраженными выступами. В районе с. Узюково бурением установлен выступ фундамента, ограниченный участками более погруженного его залегания. Юго-западная часть впадины, известная под названием Ставропольской депрессии, вытянута в широтном направлении вдоль северного борта Жигулевско-Пугачевского свода. К западу фундамент Ставропольской депрессии значительно приподнимается.

По терригенным отложениям девона структура Мелекесской впадины претерпевает значительные изменения. Амплитуда ее заметно уменьшается, что связано с заполнением наиболее прогнутых участков впадины бавлинскими образованиями. Максимально прогнутая, но сравнительно плоская часть впадины по кровле пашийско-кыновских отложений фиксируется к юго-востоку от г. Мелекесса и оконтуривается изо-

гипсой — 2250 м. Ранее отмеченный выступ фундамента в районе с. Надеждино и грабенообразный Алькеевский прогиб в структурном рельефе нижнефранских отложений не выделяются.

При анализе характера структуры по терригенному комплексу нижнего карбона можно убедиться в том, что тенденция к выполаживанию впадины еще более усиливается, но конфигурация ее в общем сохраняется. В западной части впадины намечается расширение области прогиба в сторону г. Ульяновска. Некоторые осложнения структуры фиксируются в восточных районах впадины, что связано с изменением мощности карбонатных толщ девона и терригенных отложений нижнего карбона в пределах пересекающего Мелекесскую впадину Камско-Кинельского прогиба.

По кровле верейского горизонта среднего карбона Мелекесская впадина представляет собой обширную область пологого погружения слоев, которая охватывает и краевые участки Токмовского и Татарского сводов. В районе городов Тетюшей и Буинска довольно четко прослеживается несколько приподнятая зона, а в южной части отчетливо вырисовывается Ставропольская депрессия. Еще более выполаживается впадина по нижнепермским отложениям, в частности по ассельскому горизонту. Вместе с тем осложненность ее мелкими структурными деформациями возрастает, особенно в пределах восточного борта. Часть западного борта приобретает вид обширной террасы с выделяющимися на этом фоне ступенями. По отложениям мезо-кайнозойского возраста Ставропольская депрессия характеризуется развитием значительных мощностей палеогеновых, а центральная часть впадины неогеновых отложений.

На территории Мелекесской впадины установлен целый ряд положительных структурных зон. Некоторые из них пересекают впадину и продолжаются в пределах Татарского свода.

Теренгульско-Новиковский вал, расположенный на западном борту впадины, ориентирован в северо-восточном — юго-западном направлении. Его общая протяженность около 120—130 км. Вал имеет асимметричное строение с более крутым наклоном слоев на юго-восточном крыле. Структура по фундаменту и по девону выяснена совершенно недостаточно. В состав вала входят Новиковское, Озерское, Теренгульское, Мордовинское и другие локальные поднятия. Разрушенное глубокими и структурными скважинами Новиковское поднятие расположено на северо-восточном окончании вала. По нижней перми оно характеризуется слабо выраженной неправильной формой и осложнено двумя куполами. По карбону и девону замкнутой структуры в пределах разрушенной площади не установлено, что указывает на структурные несоответствия.

Елховско-Боровский вал протягивается до 145 км, в плане он имеет вид дуги, пересекающей центральную часть впадины почти в широтном направлении. Восточная часть вала расположена уже в пределах Сергиевско-Абдулинской впадины. Вал объединяет ряд локальных структур: Филипповскую (западное окончание), Авралинскую, Елховскую, Горько-Овражинскую и др. Вал обладает асимметричным строением с более крутым южным крылом. Амплитуда по горизонтам нижней перми колеблется от 150 до 300 м, углы наклона местами достигают 20°. Вал испытывает общее воздымание к востоку — северо-востоку от 45 м на Филипповской площади до 360 м на Радаевской площади (она относится уже к Сергиевско-Абдулинской впадине). По горизонтам карбона очертания вала сохраняются. Локальные структуры в пределах вала имеют размер от 6—7 до 15—17 км в длину и 2—3 км в ширину.

Раковский вал протягивается на расстояние около 60 км, погружаясь в юго-западном направлении. Он расположен на границе с Оренбургским сводом. Более крутое юго-восточное крыло вала, с амплитудой погружения по отложениям перми от 50 до 150 м. Вал объединяет Печерское, Селитьбенское, Раковское, Каменское и другие локальные поднятия. Бурением на Раковской площади установлено, что общий характер локальной структуры без особых изменений сохраняется до нижнефранских отложений.

Пичкаско-Бугровский вал располагается в северной суживающейся части Мелекесской впадины. Некоторые исследователи объединяют его с Новиковско-Теренгульским валом, однако достаточных оснований для этого нет. По горизонтам перми Пичкаско-Бугровский вал имеет более крутое восточное крыло и максимально поднят на Пичкаской площади. Единое поднятие с амплитудой более 120 м вырисовывается также и по верейскому горизонту. По отложениям нижнего карбона оно расчленяется на две локальные структуры. При этом по нижнему карбону и кровле нижнешигровских слоев максимальное воздымание свойственно Бугровской структуре. В рельефе Бугровское поднятие вырисовывается в виде гряды асимметричного строения. Пичкаской же структуре соответствует глубокое грабенообразное погружение, выполненное бавлинскими образованиями.

Кроме перечисленных структурных зон, намечается поднятие фундамента на участке, примыкающем с востока к Пичкаско-Бугровскому валу. По мнению Э. З. Бадамшина, оно, возможно, прослеживается в виде Юхмачи-Черемшанского структурного носа в сторону г. Мелекесса и ограничивается сбросом. По отложениям пермского возраста в северо-восточной суживающейся части Мелекесской впадины установлено наличие крупного Максимкинского (Усть-Черемшанского) «структурного носа», осложненного Сахчинским локальным поднятием. Некоторые исследователи склонны предполагать существование Надеждинско-Кошкинского вала. Окончательно решить эти вопросы при современной степени изученности впадины пока не представляется возможным.

Касаясь вопросов истории формирования Мелекесской впадины, следует отметить, что эта территория отличается сложным характером тектонических движений. Несомненно еще дорифейское структурное обособление некоторых ее элементов. Восточная часть впадины в рифейское время испытала наиболее интенсивное опускание по разломам, что обусловило накопление больших мощностей бавлинских отложений. В этот этап геологической истории возникли также грабенообразные прогибы, прослеживаемые в сторону сел Алькеево и Пичкасс, а также, очевидно, к Зольненской площади. Таким образом, западная часть современной впадины представляла собой более приподнятый участок, связанный с Токмовским сводом. До начала седиментации осадков среднедевонского возраста восточная часть впадины по-прежнему была более погруженной, вследствие чего здесь сохранились от денудации верхнебавлинские толщи. В то же время на Пичкаском и Алькеевском участках развиты только отложения нижнебавлинского возраста. Более активным погружением восточная часть впадины характеризовалась и в живетское время. Узюковский выступ и Ставропольская депрессия в этот этап геологической истории сохраняли связь с Токмовским сводом.

Значительной неустойчивостью тектонического режима характеризуется также нижнешигровское время. А. М. Мельников, В. И. Тропольский и другие справедливо указывают на существование докыновского Юхмачи-Биллярского выступа фундамента к востоку от Бугровской площади, являющегося, по их мнению, продолжением северной вершины Татарского свода. Существенные изменения структурной обстановки

имели место в процессе накопления осадков кыновского возраста. Судя по большим мощностям кыновских слоев, максимум погружения в эту эпоху приурочивался к району Раковки и смежным краевым частям современного Жигулевско-Пугачевского свода. Древний Узюковский выступ был вовлечен в опускание и постепенно стал утрачивать единство с Токмовским сводом. Отделение его от Токмовского свода наметилось по уступу фундамента, соответствующему крутому крылу Борлинской дислокации. В это время начала обособляться и Ставропольская депрессия, получившая наиболее четкое оформление на юге в связи с поднятием Жигулевско-Пугачевского свода.

Значение верхнефранского и фаменского этапов развития впадины оценить в настоящее время трудно из-за резкого изменения мощностей отложений в пределах пересекающей ее Камско-Кинельской впадины. Можно лишь отметить, что и пространственное положение последнего не совпадает с зонами максимальных мощностей терригенного девона. Более точные представления о ходе тектонических процессов по анализу мощностей могут быть получены для послепалеозойского времени. Установлено, что территория впадины в целом характеризовалась тенденцией к незначительному погружению. К концу верейского времени очертания впадины и ее внутреннее расчленение во многом приближались к современным. Однако центр прогибания в этот этап находился в районе Раковки и вблизи крутого крыла Жигулевского вала. Отчетливо вырисовывалась также Ставропольская депрессия. Вместе с тем областью прогибания на западе охватывалась южная часть Вешкаймско-Канашской вершины Токмовского свода. Довольно четко обозначался, по-видимому, и восточный борт впадины, о чем свидетельствует некоторое сокращение мощностей отдельных интервалов разреза в районе сел Алькеево и Акан. Существенные преобразования в структуре впадины происходили в послевейское время. В течение нижнепермской эпохи впадина иногда теряла свои характерные черты. Распределение отложений сакмарского возраста указывает, что районы г. Мелекесса и с. Надеждино не являлись центрами прогибания. В верхнепермское время территория впадины в целом отвечала восточной периферии обширного поднятия Русской платформы. До начала накопления осадков средней юры она сохраняла свое погруженное положение: мощность сохранившихся надверейских отложений палеозоя в Мордовинской скважине составляет 460 м, а в Узюковской увеличивается до 1140 м.

В юрский период западные части впадины также значительно прогибались, что доказывается более полными их разрезами. Эти движения связаны с формированием наложенного Ульяновско-Саратовского прогиба. Наиболее длительно, очевидно, погружался район г. Мелекесса, где в разрезе фиксируются меловые отложения. Палеоген в пределах впадины сохранился только в Ставропольской депрессии, это указывает на максимальное прогибание западных ее частей. Наблюдения показывают, что мезозойские и кайнозойские отложения участвуют в дислокациях, ограничивающих впадину и осложняющих ее внутреннее строение. Следовательно, завершающие этапы тектонических движений, обусловившие формирование Мелекесской впадины в современном ее виде, проявились в послепалеогеновое время.

Сергиевско-Абдулинская погребенная впадина

Сергиевско-Абдулинская впадина представляет собой один из крупных структурных элементов Волжско-Камской антеклизы. Существование ее в рельефе кристаллического фундамента было установлено сейсмическими исследованиями и буровыми работами, по распространению мощных толщ бавлинского возраста.

В целом впадина имеет широтное простирание и только в самой западной суживающейся части приобретает северо-западную ориентировку. На юге она ограничена высоко приподнятой по поверхности фундамента Орлянско-Пилюгинской вершиной Оренбургского свода, а на севере — южным склоном Татарского свода. На северо-западе впадина сохраняет связь с Мелекесской впадиной.

Поверхность фундамента Сергиевско-Абдулинской впадины имеет грабенообразное строение с резко очерченным южным бортом ступенчатого характера. Аналогичное строение свойственно, по-видимому, и ее северному борту. На востоке в осевых частях впадины, по геофизическим данным, глубина залегания пород докембрия достигает — 6000 м, а возможно, и более. В западной части впадины фундамент приподнят до — 3500—4000 м.

Структура осадочного покрова в пределах впадины изучена недостаточно. Мощность бавлинских отложений здесь, несомненно, очень велика. Об этом можно судить по тому, что на Суртангуловской площади, находящейся в краевой зоне, одна из скважин прошла по бавлинским образованиям около 750 м и не дошла до пород кристаллического фундамента. На Шкаповской площади вскрытая мощность бавлинских отложений превышает 2500 м. Таким образом, терригенные толщи бавлинского возраста нивелируют резко расчлененный рельеф поверхности складчатого основания.

По горизонтам девона и карбона на фоне регионального погружения слоев, прослеживаемого от Татарского свода, вырисовывается понижение в структурном рельефе, приуроченное к южной части Сергиевско-Абдулинской впадины по фундаменту. Тожественная картина, но в несколько смягченном виде отмечается и по пермским отложениям.

Южный борт Сергиевско-Абдулинской впадины характеризуется наличием рельефно выраженных дислокаций. Хорошо известны Больше-Кинельский и Сосновско-Дерюжовский валы. Наиболее крупный Больше-Кинельский вал расположен на границе впадины с Оренбургским сводом. Основанием для отнесения его к осложнениям Сергиевско-Абдулинской впадины является большая мощность бавлинских отложений, полностью отсутствующих в северо-западной части Орлянско-Пилюгинской впадины Оренбургского свода. Вал вытянут в северо-западном направлении, а на востоке становится субширотным. По отложениям перми, карбона и девона вал имеет асимметричное строение, с более крутым юго-западным крылом. Углы наклона пород меняются от 4,5 до 9°, местами же (в девоне на Тархановской площади) достигают 14°. Все это указывает на наличие дизъюнктивного нарушения в теле фундамента.

По ряду горизонтов палеозоя, в том числе по пашийским слоям и верейскому горизонту, вал вдоль оси в общем погружается к юго-востоку. По калиновской же свите и татарскому ярусу верхней перми наклон вала приобретает противоположное направление. Положение флексурного изгиба при этом остается неизменным. Максимальная амплитуда вала по крутому крылу в толщах перми составляет 165 м и увеличивается со стратиграфической глубиной. В Тарханах она максимально достигает 250 м. Имеет место довольно значительное смещение центров максимальных поднятий в пределах отдельных площадей. Помимо этого, локальные структуры по форме не остаются постоянными и нередко расчленяются на мелкие куполовидные вздутия, число которых меняется на разных стратиграфических уровнях.

Больше-Кинельский вал объединяет (с запада на восток): Аманакское, Калиновское, Ново-Степновское, Бугурусланское, Красноярское, Заглядинское, Султангуловское и Тархановское локальные поднятия.

Большинство из них расположены на территории Оренбургской области. Перечисленные поднятия в основном обладают вытянутой формой и прижимаются к крутому крылу вала. Реже наблюдается кулисообразное их расположение. Близко расположенная к территории Поволжья Бугурусланская структура по карбону имеет размеры $6,5 \times 3$ км. По пермским горизонтам свод ее несколько смещается в сторону крутого крыла. Максимальную амплитуду поднятие имеет по нижнепермским отложениям. В карбоне оно несколько выполаживается. Красноярское поднятие прослеживается по горизонтам перми, карбона и девона. По пермским отложениям эта структура представлена в виде нескольких куполов, количество их, а также общая амплитуда по разным горизонтам изменяются. Выполаживанием в девоне и усилением в карбоне, а также смещением центра поднятия характеризуется и соседняя Калиновская структура.

Сосновско-Дерюжовский вал во многих работах рассматривается как северо-западное окончание Больше-Кинельского. Однако имеются некоторые основания выделять его в качестве самостоятельной структурной единицы. По общему характеру строения и положению относительно региональной структуры Сергиевско-Абдулинской впадины этот вал аналогичен предыдущему. Он состоит из Сосновской и Дерюжовской локальных структур. Сосновское поднятие, расположенное в северной части, гипсометрически более приподнято и выражено по всем горизонтам палеозоя. Свод поднятия довольно широкий. По пашийским слоям и калиновской свите верхней перми наблюдается некоторое его смещение. По горизонтам девона и карбона, кроме того, поднятие осложняется двумя куполами. Дерюжовская структура имеет размеры 7×3 км. Общая форма поднятия сохраняется по всему разрезу палеозоя. Вместе с тем имеет место незначительное смещение центра поднятия. Изменяется и его амплитуда: по татарским отложениям высота поднятия составляет 35 м, по верейскому горизонту увеличивается до 70 м, а по угленосному горизонту до 89 м; в терригенном же девоне происходит выполаживание структуры с уменьшением амплитуды до 62 м.

Кроме описанных дислокаций по горизонтам верхней перми в Сергиевско-Абдулинской впадине выявлены отдельные замкнутые поднятия или структурные носы. Некоторые из них могут быть объединены в Кислинско-Елатомскую приподнятую зону. На Кислинской площади намечен перегиб слоев в толщах девона и карбона, положение которого на разных стратиграфических уровнях не совпадает. Не исключено, что в пределах впадины в дальнейшем будут обнаружены также меридиональные структурные деформации.

Сергиевско-Абдулинская впадина является впадиной древнего заложения. В бавлинское время она получила свое максимальное развитие и структурное оформление. В дальнейшем начиная с эйфеля на накопление терригенных осадков девона влияние впадины, очевидно, сказывалось в незначительной степени. Мало изменялся режим тектонических движений и до конца яснополянского времени. В этот период господствовали условия слабого наклона в сторону Оренбургского свода, что подчеркивается увеличением мощностей отложений девона и низов карбона в этом направлении. В последующие эпохи, охватывающие карбон и пермь, обстановка также существенно не менялась. Весьма отчетливо при этом прослеживается зона максимальных мощностей в южной части Абдулинской впадины, примыкающей к Оренбургскому своду. Из этого следует, что южный борт впадины обладал устойчивой тенденцией к более быстрому прогибанию.

Об условиях формирования и возрасте дислокаций, развитых во впадине, исчерпывающих сведений нет. По данным П. Г. Трушкина,

Больше-Кинельский вал в своей центральной части как положительная структура начал образовываться не позднее пашийского времени. По распределению мощностей пашийских отложений устанавливается существование некоторых локальных структур (Красноярская, Заглядинская). В дальнейшем вал характеризовался многофазным развитием. Активные восходящие движения в его пределах приходились на турнейское и предвизейское время, на конец нижней перми и т. д. Однако, как указывает П. Г. Трушкин, за герцинский этап тектогенеза вал сформировался всего лишь на одну треть своей современной высоты. Основная роль в формировании вала им приписывается тектоническим движениям альпийского цикла тектогенеза. Что касается дизъюнктивного нарушения вдоль современного флексурного элемента вала, то возникновение его относится к самым ранним стадиям развития. Имеющиеся материалы свидетельствуют о том, что Сосновско-Дерюжовский и Больше-Кинельский валы имели сходную историю развития.

Бузулукская впадина

Бузулукская впадина, разделяющая Жигулевско-Пугачевский и Оренбургский своды, охватывает восточную часть Куйбышевской и западную часть Оренбургской областей и открывается своей южной расширенной частью в сторону Прикаспийской синеклизы. Строение впадины изучено относительно слабо.

В пределах описываемой территории расположена лишь западная краевая часть Бузулукской впадины. По данным бурения и геофизических методов, установлено, что впадина узким заливом прослеживается между Жигулевско-Пугачевским и Оренбургским сводами и расширяется и углубляется на юг и юго-восток. На широте г. Бузулука абсолютные глубины залегания фундамента достигают минус 4000—4500 м. Продолжение впадины в южном направлении доказывается также наличием сравнительно резкого погружения поверхности фундамента на восточном склоне Камелик-Чаганского выступа.

На востоке область опускания фундамента ограничивается приподнятой Сорочинской зоной, расположенной в краевой части Оренбургского свода.

По кровле пашийского горизонта впадина прослеживается примерно в тех же очертаниях, что и по поверхности фундамента. По отложениям карбона, в частности верейскому горизонту, впадина становится более полой. При анализе структурной карты по кровле артинских отложений отчетливо устанавливается, что впадина приобретает еще менее контрастный характер и состоит из ряда депрессий и положительных зон. В виде отдельных и плоских депрессий, осложняющих региональные наклоны слоев, впадина отображается также и по верхнепермским отложениям. На современной геологической карте территория Бузулукской впадины выделяется в виде обширного понижения, вдающегося на север, выполненного отложениями мезозойского возраста. Наиболее прогнутая ее часть по мезозою располагается в Прибузулукском районе.

Для впадины, по-видимому, характерно некоторое несоответствие структурных планов. Обнаружение бавлинских образований на Ласкаревской площади и на территории Оренбургского свода указывает на вероятность их широкого распространения в глубоко погруженных частях впадины. В кунгурском и казанском ярусах перми получают развитие гидрохимические осадки, мощность которых изменяется на небольших расстояниях, но, в общем, увеличивается к югу. Это обстоятельство также влияет на изменение общего характера строения впадины по пермским отложениям по сравнению с карбоном и девоном.

Достаточно определенных данных о деталях строения описываемой части Бузулукской впадины нет. Можно предполагать, что некоторые валы (например, Кулешовский, Первомайский, Ореховский и др.), выявленные в пределах восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода, погружаясь к юго-востоку своими окончаниями, переходят в область бортовых участков впадины. Кроме того, здесь фиксируется Бобровско-Ромашкинская зона, выраженная по перми и подтвержденная по каменноугольным отложениям.

Заканчивая рассмотрение структурных форм Волжско-Камской антеклизы, остановимся вкратце на строении так называемой Камско-Кинельской впадины.

Камско-Кинельская впадина

Под названием Камско-Кинельской впадины выделяется специфическая структурно-фациальная зона, прослеживаемая лишь в определенном стратиграфическом интервале — от подошвы доманикового горизонта верхнего девона до кровли бобриковского горизонта нижнего карбона.

Наиболее четко она проявляется по кровлям карбонатных пород фаменского яруса и заволжского горизонта. По вышележащим малевско-кизеловским, елховским и радаевско-бобриковским отложениям Камско-Кинельская впадина проявляется менее отчетливо.

В плане Камско-Кинельская впадина имеет сложную конфигурацию и на отдельных участках приурочена в основном к отрицательным структурам восточной части Волжско-Камской антеклизы: Бузулукской, Мелекесской и Верхнекамской впадинам, Сарайлинскому прогибу и к крайевым участкам отдельных сводовых поднятий. В виде сравнительно узкой полосы (от 20 до 90 км) она прослеживается от Ероховки, Твердиловки и Муханова на северо-запад в сторону г. Мелекесса, затем поворачивает на северо-восток, сохраняя такое направление до г. Сарапула. К северу от Елабуги, по направлению к Можге, установлено ответвление почти меридионального простирания, а от устья р. Белой, по направлению к Бирску и Уфе намечается другая ветвь впадин, имеющая направление северо-запад — юго-восток.

Камско-Кинельскую впадину можно разбить на следующие участки (с юга на северо-восток): Муханово-Ероховский, Усть-Черемшанский, Можгинский, Нижнекамский и Сарапульский.

Муханово-Ероховский участок в своей южной части приурочен к северо-восточной окраине Бузулукской впадины и смежным участкам Жигулевско-Пугачевского и Оренбургского сводов. Этот участок протяженностью почти 200 км (от с. Ерохово до с. Елховки) имеет ширину на юго-востоке 70—90 км, на северо-западе 40—50 км. Ось впадины на этом участке проходит через Борскую, Дмитриевскую, Мухановскую, Александровскую и Екатерининскую структуры и погружается на юго-восток.

Усть-Черемшанский участок расположен в пределах Мелекесской впадины. По кровле фаменского яруса он имеет форму дуги, обращенной своей выгнутой стороной к западу, и протягивается от с. Елховки на юге до г. Чистополя на севере. В южной своей половине (Елховка — Мелекесс) этот участок имеет юго-восточное простирание, а в северной (между Мелекессом и Чистополем) — северо-восточное. На юге его граница с Муханово-Ероховским участком условно проведена по западной оконечности Елховско-Артамоновского вала, а на севере он ограничен небольшой седловиной, расположенной между Чистополем и Кут-

лу-Букашем. Протяженность Усть-Черемшанского участка 200—220 км, при максимальной ширине в районе Мелекесс—Аканск 80—100 км. Наибольшее погружение впадины на этом участке устанавливается по данным скважин в районе сел Усть-Черемшан, Алькеево, Алпарово.

Можгинский участок впадины с востока граничит с Удмуртским поднятием, а с запада окаймляет Северную вершину Татарского свода. Участок имеет северо-северо-восточное простирание и прослежен более чем на 180 км, при ширине около 40 км. Осевая наиболее погруженная зона его расположена в районе сел Нылга и Сектыр.

Нижекамский участок расположен между Южной и Северной вершинами Татарского свода. По размерам он больше, чем Сарайлинская седловина фундамента, и несколько смещен (относительно седловины) к северу. Этот участок протягивается от г. Чистополя на западе до устья р. Ика на востоке на расстояние около 180 км. Ширина его изменяется от 25—30 км в районе г. Чистополя до 50—60 км в более восточных районах.

Сарапульский участок, имея по кровле фаменского яруса дугообразную форму, опоясывает северо-западный угол Башкирского свода, отделяя его от Удмуртского поднятия. Длина участка около 110 км, при ширине от 45 до 68 км. Наибольшее погружение оси впадины на этом участке отмечается в северо-восточной половине, соединяющейся с Шалымским прогибом (Пермской области).

На ранних стадиях своего развития Камско-Кинельская впадина проявлялась как область некомпенсированного прогибания. По кровле карбонатных отложений франско-фаменского яруса впадина имеет характерное строение: относительно узкие и крутые борта и широкое пологое дно. Крутизна бортов и их высота обусловлены значительным сокращением мощности верхнефранско-фаменских отложений от 450—600 до 130—230 м в сторону осевой зоны. Это сокращение мощности происходит в пределах узкой (5—10 км) полосы. Одновременно с уменьшением мощностей в осевых зонах происходит и изменение литолого-фациального состава верхнефранско-фаменских отложений.

В краевых зонах впадины, где верхнефранские и фаменские отложения имеют максимальные мощности, они представлены мелководно-морскими карбонатными породами, среди которых широко развиты рифовые разности. В осевой зоне впадины отложения этого возраста представлены относительно глубоководными морскими фациями, близкими к доманиковым.

Вдоль границ смены мелководно-морских преимущественно рифогенных карбонатных пород относительно глубоководными породами доманикового типа возникают уступы, которые образуют борта прогибов. Борта прогибов, вскрытые в настоящее время ограниченным числом скважин, характеризуются изрезанными очертаниями, и верхнедевонские слои в их пределах имеют наклон от 3—4 до 10—15°, что в 10—20 раз превышает региональные углы падения нижележащих отложений терригенной толщи девона и поверхности фундамента.

Погруженность центральных осевых частей впадины на отдельных участках относительно вершин рифогенных массивов составляет в среднем 250—350 м и в исключительных случаях (Муханово-Ероховский участок) достигает 700—800 м. В некоторых местах впадина имеет резко асимметричное строение. Так, по верхнедевонским отложениям юго-западный борт впадины на Муханово-Ероховском участке погружен относительно северо-восточного на 600—700 м.

По кровле заволжских отложений структурный план Камско-Кинельских впадин в основном не изменяется, поскольку принципиально сохраняется такая же картина изменения мощностей и литологического

состава пород. Отмечается лишь несколько большее погружение центральной части отдельных участков впадин относительно бортовых зон, что обусловлено сокращением мощности заволжских слоев в осевых зонах в среднем на 60—100 м по сравнению с их значениями в краевых зонах. В последних в местах, непосредственно сопряженных с бортами Камско-Кинельской впадины, заволжские отложения также представлены рифовыми фациями и в них отмечены биогермы. Биогермы заволжского возраста несколько смещены относительно верхнефранско-фаменских в сторону прогибов и обычно они вместе составляют сложно построенный рифогенный массив. С наступлением малевско-кизеловского времени началось заполнение Камско-Кинельской впадины морскими карбонатно-глинистыми осадками, хотя по-прежнему мощность толщи пород в прибортовых зонах (250—400 м) значительно превышает мощность осадков в осевой зоне прогибов (30—50 м). К концу кизеловского времени почти в 2—3 раза сокращается ширина полосы в осевой зоне, не загруженной малевско-кизеловскими отложениями.

По кровле кизеловских отложений борта впадины имеют более сглаженные очертания, в то время как осевые зоны выражены более четко и имеют ширину от 15—20 до 40—50 км.

Елховские и радаевско-бобриковские отложения в виде мощных терригенных толщ присутствуют в осевых зонах различных участков впадин (Муханово, Горький Овраг, Усть-Черемшан, Алькеево, Елабуга, Сарайлы и др.). Максимальная мощность елховских отложений здесь достигает 180—240 м, к прибортовым зонам она резко сокращается до 10—50 м. В краевых зонах сводов елховские отложения представлены только своей нижней частью и их мощность всего 2—8 м.

Аналогичная картина резкого сокращения мощностей от осевых зон впадины к ее бортовым частям наблюдается и для выше залегающих радаевско-бобриковских отложений. В осевых зонах прогибов радаевско-бобриковские отложения характеризуются стратиграфической полнотой разрезов, представлены ритмично построенной толщей песчано-алевролитовых, глинистых, глинисто-углистых пород с прослоями углей, углистых сланцев и сидеритов и имеют мощность до 200 м. В прибортовых зонах мощность их сокращается до 50—60 м и из состава толщи, как правило, выпадают радаевские слои. На сводах мощность бобриковских отложений, литологически представленных теми же породами, уменьшается до 10—20 м и они несогласно залегают на аргиллитах елховского горизонта. К концу бобриковского времени Камско-Кинельская впадина полностью выполняется осадками и по кровле бобриковского горизонта она имеет едва уловимые очертания.

ВОРОНЕЖСКАЯ АНТЕКЛИЗА

В пределы рассматриваемой территории входит лишь небольшая часть Воронежской антеклизы. Точную границу между антеклизой и Рязано-Саратовским прогибом провести трудно вследствие недостаточной изученности. Исходя из общих геологических условий, представляется целесообразным наметить эту границу по Аркадакской депрессии, выраженной в рельефе поверхности фундамента и в осадочном чехле.

Контуры Воронежской антеклизы в целом в пределах Волгоградской области имеют юго-западное простирание, однако около г. Балашова приобретают почти меридиональную, а затем северо-западную ориентировку. По данным бурения установлено, что к западу от г. Балашова поверхность фундамента выполаживается. Полоса террасовидного залегания поверхности фундамента протягивается в сторону г. Тамбова.

Заметное увеличение крутизны наклона поверхности фундамента, по существу фиксирующее переход к склону свода, наблюдается к востоку от меридиана г. Балашова. В южной части склона на коротких расстояниях глубина залегания фундамента от минус 1100 м в районе г. Балашова возрастает до минус 2100 м на Ивановской и до минус 2300—2400 м на Терсинской площадях. В Терсинском районе склон осложняется довольно крупным выступом, который погружается весьма интенсивно по направлению к глубокой Уметовской депрессии. Очевидно, часть склона свода, располагающаяся к северо-западу от г. Балашова, также характеризуется крутыми углами падения поверхности фундамента.

Структура осадочного покрова существенно отличается от рельефа поверхности докембрийского основания. По терригенным отложениям девона происходит общий наклон слоев на восток, на фоне которого выявляются слабо выраженные структурные осложнения. Терсинский выступ становится менее резко выраженным в связи с неравномерным развитием отложений казанлинской свиты. При переходе к яснополянскому и верейскому горизонтам отмечается дальнейшее выполаживание региональной структуры. При этом выделяются осложняющие склон флексурные изгибы, ограничивающие западную часть склона, обычно именуемую Хоперской моноклиналию, и восточный борт Терсинской депрессии, рельефно выраженной по поверхности палеозоя и в мезозойских отложениях. По горизонтам мезозоя эта депрессия имеет большие размеры по сравнению с более древними и характеризуется плоским дном. Весьма четко выделяется также Аркадакская депрессия северо-западного простирания.

К восточной краевой части Хоперской моноклинали приурочены Морецкое, Ивановское и Тульское локальные поднятия. Они иногда объединяются в Ивановско-Мачешанскую дислокацию. Наиболее крупное Ивановское поднятие имеет северо-восточное простирание и размеры по мезозойским отложениям 25×8 км. Его крутое юго-восточное крыло сливается с общей флексурой дислокации, амплитуда которой с глубиной ослабевает. Замкнутая структурная форма на Ивановской площади в отложениях древнее карбона исчезает. На Терсинском выступе фундамента в отложениях живецкого возраста намечаются структуры в виде нечетко оформленных локальных поднятий. По кыновским слоям прослеживается структурная терраса. По более высоким горизонтам они не отражаются. Характер структуры осадочного чехла в пределах склона антеклизы к северу от Балашова изучен недостаточно.

Воронежская антеклиза (включая и ее восточный склон) в верхнепротерозойское время представляла собой часть обширного древнего Сарматовского щита, обрывающегося в сторону грабена, находящегося в центральной части современного Рязано-Саратовского прогиба. Строение этой территории не было однородным, о чем свидетельствует наличие линейных участков распространения протерозойских пород и линейность магнитных аномалий. Распространение казанлинской свиты носило вначале, по-видимому, более широкий площадный характер. В предсреднедевонское время породы этого возраста были уничтожены денудационными процессами и сохранились лишь в депрессионных зонах. В девонское время южная часть склона характеризовалась общей тенденцией к погружению поверхности фундамента в восточном направлении, что доказывается закономерным возрастанием в этом направлении мощностей терригенных и карбонатных толщ девона. Вместе с тем проявлялись некоторые элементы ее структурной дифференциации.

В эйфельское время распределение осадков на западе контролировалось пологим моноклиналиным склоном. При этом район с. Ивановки

являлся относительно более прогнутым. В Терсинском районе мощность эйфеля заметно сокращается, что связывается с существованием выступа фундамента. В живетское время различия в тектоническом режиме между Ивановским и Терсинским участками постепенно стираются. По распределению отложений нижнешигровского возраста можно судить о том, что на Терсинском участке располагалась структурная терраса. Еще более упрощается структура склона к началу яснополянского и верейского времени. Рост мощностей и увеличение стратиграфической полноты разреза каменноугольных и пермских отложений в районах, прилегающих к бортовому уступу Прикаспийской синеклизы, свидетельствуют о дальнейшем более значительном прогибании периферийных участков склона антеклизы по сравнению с присводовыми. Вследствие этого породы мезозоя на востоке ложатся на разные горизонты перми, а по мере движения к западу — на размытые поверхности карбона и девона. В результате проявления интенсивных послемезозойских тектонических движений произошло образование депрессии, возник наклон слоев на восток в пределах Ивановской флексуры и целый ряд других преобразований.

В северо-западных частях склона Воронежского свода также наблюдалась тенденция к более быстрому погружению участков, граничащих с Рязано-Саратовским прогибом. Особенно четко она проявлялась в процессе накопления терригенных осадков девона. Существование аналогичной геологической обстановки подчеркивается также распределением мощностей пород палеозойского разреза.

РЯЗАНО-САРАТОВСКИЙ ПРОГИБ

Рязано-Саратовский прогиб принадлежит к числу крупных отрицательных тектонических структур Русской платформы. Он разобщает Воронежскую антеклизу и Волжско-Камскую антеклизу и одновременно связывает Московскую и Прикаспийскую синеклизы.

Анализ имеющегося материала приводит к выводу, что отчленение прогиба от Токмовского свода целесообразно производить по Пензенско-Муромской депрессии, выраженной в рельефе фундамента, и по осадочному покрову. В Саратовском Заволжье ограничение прогиба отчетливо намечается по бортам Всеволодчино-Хватовской и Марксовской депрессий, также фиксирующихся по поверхности докембрийского основания и в толщах палеозоя и мезо-кайнозоя. Граница прогиба с Воронежской антеклизой условно проводится по Аркадакской депрессии. Далее к юго-востоку положение границы прогиба выяснено недостаточно.

Рязано-Саратовский прогиб на всем своем протяжении имеет северо-западное простираение. На юго-востоке он непосредственно примыкает к бортовому уступу Прикаспийской синеклизы. Размеры прогиба в поперечнике достигают 140—150 км, а местами и больше. В целом по поверхности кристаллического фундамента описываемая структурная единица имеет форму сложно построенного грабенообразного прогиба, расширяющегося к югу. По особенностям строения он подразделяется на две части, разделенные перемычкой с относительно приподнятым залеганием фундамента, распространенным к югу от г. Петровска. Северная часть Рязано-Саратовского прогиба состоит из депрессий, ограниченных расколами, и сопряженных с ними узких вытянутых выступов фундамента, соответствующих Керенско-Чембарским дислокациям. Наиболее глубоко фундамент погружен, по-видимому, на границе с Воронежским сводом и к юго-западу от Керенско-Чембарской зоны.

Структура южной части прогиба (как и северной) характеризуется развитием элементов северо-западного простирания. Кроме известных Советско-Генеральского, Степновско-Фурмановского, Кленовско-Лемешкинского выступов фундамента, в последнее время в этом районе бурением установлены новые участки высокого залегания фундамента, имеющие, по всей вероятности, северо-западную ориентировку (в частности, в районе г. Аткарска и несколько западнее его). Сейсмическими исследованиями аналогичный выступ фундамента фиксируется в левобережной части Саратовской области, к югу от с. Квасниковка (Приволжский выступ). Вместе с тем в южной части Рязанско-Саратовского прогиба в рельефе поверхности фундамента четко проявляются элементы, обладающие субширотной и северо-восточной ориентировкой. К ним относится Карабулакский выступ, участок приподнятого залегания фундамента на Малиноовражной площади и др. Наивысшие отметки фундамента зафиксированы вблизи г. Аткарска (-2109 м) и на Федоровской площади, к северо-западу от г. Баланды (-2125 м). Наиболее глубоко (до $-4500-5000$ м) фундамент погружен в пределах Медведицкой тектонической зоны (Волгоградская область, район г. Жирное).

Неоднородность структуры Рязано-Саратовского прогиба, в частности разделение на юго-восточную и северо-западную части, отмечается и по осадочному комплексу. В северо-западной его части распространены отложения рифейского и нижнепалеозойского возраста, а в южных районах наиболее древними являются образования, относимые условно к нижнему девону. По кровле нижнешигровского горизонта северо-западная часть прогиба сильно приподнята, особенно центральная ее зона, соответствующая Керенско-Чембарским, Баландино-Ртищевскому и другим валообразным поднятиям. На Пачелмской площади кровля нижнешигровских отложений залегает на отметке -234 м, в то время как в пределах максимально приподнятой части Токмовского свода (скв. 1 Токмово) -435 м. Более низким гипсометрическим уровнем характеризуется также залегание их кровли на склоне Воронежского свода. Погружение кровли нижнешигровского горизонта вдоль оси прогиба на юго-восток идет очень медленно, достигая в Сердобске отметки -667 м. Эта зона повышенного залегания указанной поверхности ограничивается с обеих сторон депрессиями, подчеркивающими естественные границы прогиба с Токмовским и Воронежским сводами.

Конфигурация и внутреннее строение юго-восточной части прогиба в структуре поверхности нижнешигровских отложений имеет более сложный характер. В общем, эта поверхность здесь более глубоко погружена, особенно на участках, расположенных к югу от Елшано-Сергиевской дислокации. В пределах Медведицкой тектонической зоны глубина залегания кровли нижнешигровского горизонта возрастает до -3134 м.

Как в северо-западной, так и в юго-восточной частях Рязано-Саратовского прогиба отмечаются значительные несоответствия структурных планов различных горизонтов осадочного чехла с рельефом фундамента. Весьма четко это явление фиксируется в Медведицкой тектонической зоне, где поднятиям по горизонтам карбона соответствует глубокая депрессия поверхности фундамента.

Структура кровли яснополянского надгоризонта имеет черты преемственности от общего структурного плана, установленного по девонским отложениям, однако она менее контрастна и лишь в отдельных случаях (Жирное — Бахметьевка) приобретает большую резкость. Указанная направленность в изменении характера строения прогиба отмечается и при рассмотрении структурной карты по поверхности верейских отложений среднего девона. Намеченные по глубоким горизонтам палеозоя контуры прогиба и некоторые его внутренние элементы, хотя и значи-

тельно менее отчетливо, распознаются также по мезозойским отложениям. Следует подчеркнуть, что по горизонтам юры и мела в ряде случаев более выразителен не прогиб в целом, а его частные тектонические осложнения. Наряду с этим на многих участках отчетливо выявляются несоответствия структурных планов палеозойских и мезозойских отложений. Например, по данным Аткарской параметрической скважины, высокому залеганию фундамента и горизонтов палеозоя соответствует максимальное погружение отложений мезозойского возраста, так как к рассматриваемому участку приурочена зона распространения мощных толщ палеогена.

По горизонтам осадочного чехла Рязано-Саратовский прогиб характеризуется значительной структурной расчлененностью и осложнен валами и депрессионными зонами. К числу важнейших положительных структурных зон юго-восточной части прогиба относятся: группа Саратовских валов, Карабулакский, Елшано-Сергиевский, Баландино-Ртищевский, Степновско-Фурмановский, Советско-Генеральский и другие валы, расположенные на территории Саратовской области и Кленовско-Лемешкинский вал и Медведицкая группа поднятий — в Волгоградской области. В северо-западной части прогиба известны: группа Керенско-Чембарских валов, Zubovo-Полянский вал и др.

Керенско-Чембарская группа валов приурочена к центральной части прогиба и занимает полосу шириной 50—60 км и длиной до 200 км. В нее входят: Пачелмский, Веденяпинский, Сердобский и Широкопольский валы, имеющие северо-западное простираие и асимметричную форму. В целом они представляют собой горстовидную сложно построенную систему, погружающуюся вдоль оси на юго-восток. По мезозойским отложениям валам свойственны флексурные изгибы, крутые крылья которых обращены к северо-востоку, и лишь крутое крыло Сердобского вала погружается на юго-запад.

Названные валы осложнены локальными поднятиями, приуроченными к крутым крыльям. Наиболее четко морфологически выражены структуры, находящиеся на участках резких изгибов флексур в плане, как, например, Воронская, приуроченная к Пачелмскому валу. Кроме нее, в составе указанного вала известны Красноозерская, Черкасская и другие структуры. Воронская структура по отложению среднего альба имеет форму вытянутого асимметричного поднятия. В таком виде она прослеживается и по горизонтам палеозоя, но с глубиной становится более резкой. Максимальная амплитуда крутого крыла приходится на евлановско-ливенские слои (432 м). По кровле нижнешигровских слоев и поверхности рифея амплитуда уменьшается соответственно до 401 и 350 м. На смежной Веденяпинской структуре, расположенной на одноименном валу, фундамент приподнят значительно выше, чем на Воронской. Средний девон здесь залегает на более древних толщах рифея, а горизонты палеозоя находятся гипсометрически ниже по сравнению с Воронской структурой.

Сердобский вал включает Сердобское, Свищевское и другие локальные поднятия. Сердобская структура по среднему альбу имеет неправильную форму и плоский свод; амплитуда поднятия по крутому юго-западному крылу около 100 м. Подробные очертания и то же положение вершины фиксируются вплоть до кровли нижнешигровских слоев. До этого же интервала постепенно увеличивается и амплитуда поднятия, достигающая в конечном счете 200 м. В живетских и рифейских отложениях замкнутой структуры не установлено, хотя местоположение флексурного изгиба сохраняется.

Широкопольский вал состоит из нескольких локальных поднятий. Некоторые из них имеют гребневидное строение. На Широкопольском

поднятии погружение вдоль северо-восточного крутого крыла по нижнему мелу достигает 390 м.

К западу от Пензы по отложениям мелового возраста намечаются слабо выраженные Дурасово-Калининский и Блиновско-Военковский валы, в своей северной части приближающиеся к основной группе Керенско-Чембарских дислокаций. Эти валы имеют более крутые наклоны на северо-восточных крыльях. Локальные поднятия, так же как и валы, в целом имеют незначительные амплитуды.

Зубово-Полянский вал имеет то же простираение, что и Керенско-Чембарская система, и включает Зубово-Полянское и Бедно-Демьяновское локальные поднятия. По поверхностям юрских отложений и среднего карбона вал характеризуется асимметричным строением, большей крутизной отличается юго-западное крыло. В результате бурения опорной скважины установлено, что в пределах Зубово-Полянского поднятия архейские породы фундамента, перекрытые рифеем и нижнепалеозойскими образованиями, весьма сильно раздроблены. Это обстоятельство определенно указывает на наличие разлома вдоль крутого крыла вала.

Дислокации, расположенные в пределах Саратовской области, имеют разнообразную ориентировку. Их морфология, характер смещения вдоль флексур и другие признаки также приводят к заключению о связи этих дислокаций с расколами кристаллического фундамента.

Елшано-Сергиевский вал имеет асимметричное строение (с крутым южным крылом) и прослеживается в широтном направлении на расстоянии 60—70 км. В западной части флексура меняет простираение на юго-западное и сливается с уступом, ограничивающим Баландино-Ртищевский вал. По наблюдениям В. Я. Дорохова, ширина зоны крутых углов по мезозою в пределах Елшано-Сергиевского вала составляет 0,5—0,6 км, в палеозое же становится еще более узкой. В районе с. Песчаный Умет углы наклона по меловым отложениям на крутом крыле достигают 33°, а по каменноугольным 45—50°. Наряду с этим увеличивается и амплитуда смещения. По мезозою она достигает 600—650 м.

Вал состоит из цепочки локальных структур, тяготеющих к крутому крылу флексуры; иногда наблюдается кулисообразное их расположение. К ним относятся: Елшано-Курдюмское, Грузиновское, Песчано-Уметское, Вязовское, Суrowsкое и другие поднятия. В самой западной части дислокаций установлено Андреевское поднятие, расположенное на некотором удалении к северу от основного флексурного изгиба вала. Наиболее крупные размеры имеет изометричное Елшано-Курдюмское поднятие, остальные структуры более мелкие и вытянутые.

По горизонтам мезозоя вал довольно равномерно погружается вдоль оси в западном направлении. По карбону погружение происходит неравномерно. По терригенному девону наклон вала к западу уменьшается. В пределах вала выявляются существенные структурные несоответствия. Так, например, на месте крупного Елшано-Курдюмского поднятия, выраженного по отложениям карбона и мезозоя, в структуре терригенного девона выделяются три небольших поднятия: Атамановское, Курдюмское и Елшанское.

К северу от г. Саратова располагается Саратовская группа валов с различно ориентированными длинными осями. Слепцовско-Полчаниновский вал протягивается в субмеридиональном направлении на 30—35 км. Наклон более крутого восточного крыла местами достигает 25—30°. Вал осложнен Слепцовским, Полчаниновским, Ягодно-Полянским и другими локальными поднятиями, характеризующимися довольно сложными соотношениями структурных планов различных горизонтов. В частности, Слепцовское поднятие с глубиной приобретает более отчет-

ливый характер, а его вершина по кровле верейского горизонта смещается к северо-востоку по сравнению с ее положением по более молодым горизонтам. По кровле же тульского горизонта и ниже замкнутой структуры в пределах разбуренной площади не установлено.

Оркинско-Ириновский вал протягивается на расстояние до 60 км и имеет в плане дугообразную форму. Он характеризуется резко асимметричным строением. В его составе выделяется ряд локальных структур, из которых на западе располагается Оркинская, а на востоке Тепловская и Ириновская структуры. На Тепловском поднятии наклон слоев к северо-востоку по юрским отложениям составляет 30—35°; ширина зоны крутых углов 0,4—0,5 км. По каширскому горизонту углы падения возрастают до 60—65°. В своде поднятия на дневную поверхность выходят отложения верейского горизонта. На расстоянии около 1 км вкрест простираения крутого крыла они погружаются под породы палеогена. Амплитуда смещения здесь достигает 850—900 м. Локальные структуры, установленные по мезозою, отображаются также по средне- и нижнекаменноугольным отложениям. Поведение девонских отложений недостаточно выяснено.

С юго-востока кольцо Саратовских дислокаций замыкает Хлебновский вал протяженностью 25—30 км. В его составе известны Хлебновское, Малиновобразное и Смирновское поднятия. Крутое крыло вала обращено на северо-запад.

Карабулакский вал (протяженностью около 50 км) примыкает с северо-востока под некоторым углом к крутому крылу Тепловского поднятия. Он имеет форму горста будучи ограничен с обеих сторон флексурами, из которых более четка северо-западная. Наклон слоев по мезозою здесь достигает 8°. В центре вала расположено Казанлинское поднятие, отчетливо выраженное по живетским отложениям. В карбоне поднятие приобретает более вытянутую форму и несколько выполаживается. Наряду с этим усиливается его асимметричность. В отложениях нижнего мела вырисовывается два купола. По данным Б. Я. Шорникова, по поверхностям апта и альба наклон слоев на северо-западном крыле достигает 16—18° (при 1—2° на юго-восточном).

Баландино-Ртищевский вал прослеживается от южной границы Саратовской области в северо-западном направлении и, пересекая ее северную границу, продолжается в пределах Тамбовской области. Эта положительная структурная зона на юге рельефно выражена по мезозою. Наклон слоев на крутом юго-западном крыле составляет 15—16°. Наиболее высокое гипсометрическое положение в пределах вала занимает Шалинское локальное поднятие, вытянутое по длинной оси на 40 км. Амплитуда погружения поверхности палеозоя на этом поднятии составляет 115 м. К юго-востоку ось поднятия довольно интенсивно погружается. Несколько более слабое погружение происходит к северо-западу в сторону Гривковского и Ртищевского поднятий.

Юго-восточная периклиналь вала ограничена двумя флексурами, сходящимися под углом. К нему приурочены Николаевское, Баландинское и Вольновское поднятия, четко выраженные в структуре мезозойских отложений. Глубоким бурением существование Вольновского поднятия подтверждено по карбону и девону, но северное крыло его пока еще не установлено. На Баландинской площади положительной локальной структуры в девонских и каменноугольных отложениях не установлено. По данным бурения, наблюдается постепенное воздымание слоев от Баландинского участка в сторону Шалинского поднятия. Породы кристаллического фундамента в пределах вала не вскрыты. Судя по увеличению мощностей девонских отложений, в особенности терриген-

ного комплекса, фундамент здесь залегает на больших глубинах в сравнении с Федоровской, Дурасовской и Аткарской площадями.

В Заволжской части Саратовской области Е. А. Машкович и другие выделяют Степновско-Фурмановский и Советско-Генеральский валы северо-западного простирания. Им соответствует приподнятое положение фундамента, зафиксированное сейсмическими работами. Наиболее рельефно эти валы выражены по терригенным отложениям девона. По карбону они вырисовываются менее четко. Еще более заметно характер их изменяется по мезозойским отложениям. Ось Степновско-Фурмановского вала погружается к юго-востоку. Амплитуда смещения по нижнещигровским отложениям на крутом северо-восточном крыле в районе с. Степновки достигает 900 м. В состав вала входят Степновское, Первомайское, Восточно-Сусловское, Сусловское и Фурмановское локальные поднятия асимметричной формы.

В зависимости от стратиграфического положения структурной поверхности характер их морфологического строения меняется. На Степновском поднятии, сильно нарушенном сбросами, из разреза выпадает почти весь франкий ярус, а местами и часть живецких отложений. По каменноугольным отложениям на северо-восточном крутом крыле наклон слоев достигает 22° , а на пологом юго-западном 12° . Девонские отложения погружаются под углами соответственно 31 и 28° . Как правило, поднятия, приуроченные к описываемому валу, в каменноугольных отложениях имеют более простые формы, чем в девонских и юрских отложениях.

Советско-Генеральский вал объединяет ряд локальных поднятий, в том числе Советское, Луговское и Генеральское, и характеризуется изменением положения крутого крыла и несоответствием структурного плана по отдельным маркирующим поверхностям. В частности, по терригенным девонским отложениям Советское поднятие гипсометрически поднято больше, чем Генеральское, по горизонтам же карбона оно находится на периклинальном погружении Генеральского поднятия. Устанавливается несоответствие также и в пределах отдельных поднятий. Так, Советское поднятие по среднему девону разделяется на два купола, а по нижнему карбону эти купола объединяются в один общий купол.

К западу от Советско-Генеральского вала поисковым бурением установлено существование новых положительных тектонических зон в отложениях терригенного девона — Ново-Генеральской и Грязнушинской, разделяющихся сравнительно узкими депрессиями. Строение их изучено недостаточно. В нижнекаменноугольных отложениях эти зоны выражены менее резко.

Северо-восточнее располагается Присаратовская тектоническая зона. По данным К. А. Машковича, в нее входят Трофимовское, Гуселское, Пристанское и Соколовогорское поднятия. Первые три представляют собой замкнутые структурные формы только по девонским отложениям, а по карбону отображаются в виде структурных носов. Соколовогорское поднятие выражено по всему разрезу палеозоя и мезозоя.

Взаимосвязь между указанными локальными поднятиями выяснена недостаточно. Гуселское и Пристанское поднятия имеют северо-восточное простирание. На Гуселском поднятии более крутые наклоны слоев отмечаются на восточном, а на Пристанском — на северо-западном крыле. Наиболее резко флексуря по девону выражена на Соколовогорском поднятии, где по живецким отложениям наклон слоев на западном крыле достигает 22° (на пологом восточном крыле $2-3^\circ$). Соколовогорская структура по этим отложениям имеет угловатую форму. К особенностям ее строения следует отнести также то, что внутри живецких отложений (старооскольский горизонт) установлены небольшие

рифовые тела. По горизонтам карбона структура выполаживается и приобретает округлые очертания. По мезозою она, так же как и контролирующая ее флексура, приобретает северо-западную ориентировку.

В. Я. Дорохов, Б. Я. Шорников и другие высказывали мнение о том, что Присаратовская тектоническая зона продолжается в южном направлении. Такой же вывод напрашивается при анализе геофизических данных. Бурение скважин на Квасниковской площади, расположенной к югу от Соколовой горы, показало, что на месте пологого поднятия, вырисовывающегося по верхнему карбону, происходит погружение горизонтов девона и нижнего карбона к югу. Вместе с тем в пределах той же площади наблюдается сокращение мощности терригенного комплекса девона, что может указывать на существование погребенного девонского поднятия.

В западной части Карамышской депрессии расположен Урицко-Карамышский вал. В него входят Урицкое, Широко-Карамышское, Калачное и Родионовское локальные поднятия. Для вала характерно наличие меридионального и широтного флексурных элементов, смыкающихся в районе Урицкого поднятия. Бóльшей крутизной отличается северная флексура. По ряду горизонтов девона и карбона максимально приподнято Урицкое поднятие. На других поднятиях этого вала имеет место несоответствие структурных планов различных горизонтов.

Дмитриевско-Рыбушанская группа поднятий располагается в восточной части Карамышской депрессии. Взаимосвязь между отдельными локальными структурами этой зоны в достаточной мере не выяснена. Некоторые локальные поднятия рассматриваемой группы по мезозою выражены в виде структурных носов. По карбону и девону структурные соотношения существенно изменяются. К юго-западу от г. Саратова располагается Горючкинский вал, включающий Горючкинское и Колоотовское локальные поднятия. Он имеет северо-восточное простираение. Структурные соотношения по разным горизонтам в его пределах не постоянны. По горизонтам средней юры на месте названных замкнутых поднятий располагается периклинальное окончание крупной положительной структуры, погружающейся на северо-восток.

Багаевский вал ориентирован в северо-западном направлении. В этой зоне выявлено Багаевское поднятие, выраженное по мезозойским и каменноугольным отложениям. По терригенному девону замкнутой структуры не установлено и вершине структуры по каменноугольным отложениям соответствует периклиналь предполагаемого девонского поднятия.

Кленовско-Лемешинский вал располагается на южном продолжении Баландино-Ртищевской тектонической зоны, но отделен от него уступом. В его пределах известны Федоровское, Кленовское, Лемешкинское, Меловатское локальные поднятия на глубине. Валу соответствует выступ фундамента, поверхность которого погружается на юго-восток от —2543 м на Кленовской до —3145 м на Меловатской площадях.

Вал находит отражение в осадочных толщах палеозоя и мезозоя. Весьма рельефно вырисовывается флексурный прогиб слоев, приуроченный к его юго-западному крылу. Кленовское поднятие прослеживается по всему разрезу сверху вниз вплоть до живетского яруса, но по отдельным горизонтам меняет свою ориентировку и морфологию. Меловатское поднятие по среднему карбону имеет замкнутую форму, по нижнему карбону на его месте вырисовывается структурный нос, а в живетских отложениях отмечается моноклиналь с небольшим структурным осложнением.

Несколько восточнее, параллельно предыдущему валу прослежен ряд локальных структур, в частности Ново-Кубанская и Колокольцов-

ская, находящиеся на границе с Медведицкой тектонической зоной. Они объединяются К. А. Машковичем в Алисовско-Колокольцовскую зону поднятий. Фундамент в пределах Ново-Кубанского поднятия относительно приподнят. Характер структуры в отложениях палеозоя сильно меняется от горизонта к горизонту. Я. Ш. Шафиро (1963 г.) на западном крыле ее установил разрыв с амплитудой до 30 м, секущий нижне- и среднефранские отложения.

Медведицкая тектоническая зона представляет горстообразное поднятие до 30—35 км в поперечнике. На севере оно имеет почти меридиональное простирание, а в южной части юго-восточное. На Бахметьевском поднятии этой зоны на дневную поверхность из-под отложений мезозоя местами выходят каменноугольные породы.

Западные и северные ограничения описываемой зоны выражены в виде резких флексурных уступов с углами падения слоев по средней юре до 40—45°. На восточном склоне углы наклона слоев несколько уменьшаются. К краевым частям зоны приурочены Бахметьевское, Жирновское и Песковатское локальные поднятия. Первые два из них имеют субмеридиональное простирание. Они выражены в каменноугольных отложениях и карбонатных породах девона. Данные бурения последних лет указывают на возможность существования положительных структурных форм также по кыновским слоям, в частности, к северо-востоку от вершины Бахметьевского поднятия, о чем свидетельствует резкое уменьшение мощности некоторых горизонтов карбонатного разреза девона.

Краевая часть Рязано-Саратовского прогиба, примыкающая к борту Прикаспийской синеклизы в пределах правобережья, нередко выделяется под названием Приволжской моноклинали. По отложениям мезозоя здесь установлены Поповское, Каменное, Золотовское и другие локальные поднятия. Проведенные буровые работы показали наличие на этом участке регионального наклона каменноугольных отложений на восток.

В левобережной части Саратовской области, на Ерусланской площади, по сейсмическим данным, намечается выступ фундамента и поднятие в надсолевых отложениях. Бурением скважин установлено неравномерное погружение горизонтов палеозоя в сторону бортового уступа Прикаспийской синеклизы. Кровля верейских отложений в пределах Ерусланского профиля скважин на расстоянии 10 км погружается от отметки —2092 м (скв. 3) до —2453 м (скв. 4). Наличие же выступа фундамента бурением пока не подтверждено.

Для Рязано-Саратовского прогиба характерно наличие четко выраженных по мезозою депрессий. К ним относятся Петровско-Аткарская, Всеволодчино-Хватовская (Неверкинская), Марковская, Карамышская, Корсаковская, Свинцовская, Аркадакская, Пензенско-Муромская. Бортовыми депрессий обычно служат крутые или пологие крылья валов.

Размеры и конфигурация депрессий весьма разнообразны. В ряде случаев установлено их сложное внутреннее строение и несоответствие структурных планов различных горизонтов. Так, например, в пределах Карамышской депрессии поверхность нижнего мела имеет слабый наклон слоев к северо-востоку. По девону и карбону отмечается наклон слоев к юго-востоку. Южный борт депрессии по терригенному девону не вырисовывается.

На территории Петровско-Аткарской депрессии, в районе г. Аткарска, с. Дурасовки и других местах, установлено несоответствие между строением мезозоя, а также рельефом поверхности палеозоя и структурой по горизонтам карбона, девона и рельефом поверхности фундамента. Марковская депрессия четко выделяется на структурных картах по

всем горизонтам осадочного чехла и в рельефе поверхности фундамента, хотя и со значительными несоответствиями. Аркадакская депрессия вырисовывается по горизонтам мезозоя и по поверхности домезозойского рельефа. По более древним образованиям она не изучена.

Ранее преобладали взгляды, что Рязано-Саратовский прогиб как отрицательная структура развивался в рифее, в каледонский цикл тектогенеза и в мезозое. Герцинский же этап его геологической истории характеризовался в основном восходящими тектоническими движениями. Эти представления не полностью отвечают имеющимся в настоящее время фактическим материалам.

Анализ геологических и геофизических данных позволяет высказать предположение о возникновении отдельных элементов прогиба в дорифейское время. На это может указывать, в частности, линейно вытянутый характер геофизических аномалий. По-видимому, территория рассматриваемого прогиба в течение нижнего протерозоя была более мобильной по сравнению с соседними сводами. Энергичное формирование прогиба происходило также в рифее, что доказывается присутствием мощных терригенных и карбонатных образований сердобской серии на Пачелмской, Сердобской, Пересыпкинской площадях и в некоторых других местах. Мощность только одной базальной каверинской свиты рифея превышает 800 м.

Литолого-фациальный состав рифейских толщ свидетельствует об интенсивном заполнении отрицательных форм рельефа докембрийского фундамента. Поэтому следует считать, что рифейский прогиб представлял собой структуру типа сложного построенного грабена, ограниченного уступами большой амплитуды. О последнем свидетельствует изменение мощностей рифейских отложений. Так, например, на Воронской площади каверинская свита имеет значительную мощность, но на смежной Веденяпинской площади она отсутствует, а фундамент перекрывается образованиями верхней части сердобской серии.

Имеющиеся данные говорят о том, что в течение рифея происходило неоднократное возобновление тектонических движений, вызывающих усложнение структуры прогиба. Одна из крупных фаз фиксируется несогласным залеганием пачелмского комплекса на сердобском. Значительное несогласие отмечается также между пачелмскими и волинско-валдайскими отложениями. В юго-восточной части прогиба закономерности распространения додевонских отложений не выявлены. На большей территории этой части прогиба рифейские породы отсутствуют. Это свидетельствует о том, что ранние этапы геологического развития юго-восточной части Рязано-Саратовского прогиба значительно отличаются от развития его северо-западной части.

К началу эйфельского века произошла некоторая нивелировка рассматриваемой части прогиба.

В живетское и нижнефранское время Рязано-Саратовский прогиб вновь проявляется как отрицательная структура. В средне-верхнефранское и фаменское время наряду с существованием тектонических зон северо-западной ориентировки начинают проявляться отдельные структурные элементы широтного простирания. В дальнейшем, вплоть до пермского периода, имеет место выполаживание прогиба. В пермский период происходило интенсивное погружение юго-восточной части прогиба. В мезозое указанная часть прогиба также погружалась быстрее, чем северо-западная. Наличие дислоцированности отложений мезозойского и палеогенового возраста и сохранение в отдельных депрессиях (Петровско-Аткарской, Карамышской) больших мощностей палеогеновых пород свидетельствуют об активных тектонических движениях в пос-

лепалеогеновое время. Они играли большую роль в формировании основных черт прогиба и определении современного положения его структурных элементов.

МОСКОВСКАЯ СИНЕКЛИЗА

Московская синеклиза является одной из крупнейших отрицательных структур Русской платформы. В пределах рассматриваемой территории располагаются только бортовые части Московской синеклизы, непосредственно примыкающие к Токмовскому, Котельничскому и Сыктывкарскому сводам. Они охватывают северные районы Горьковской области и некоторые западные районы Кировской области. В пределах Горьковской области борт синеклизы имеет северо-восточное простирание, а примерно от широты г. Шарьи оно изменяется на субмеридиональное.

Рельеф поверхности фундамента и породы осадочного комплекса в краевой части Московской синеклизы изучены еще недостаточно. На юго-востоке значительные площади были покрыты в последние годы сейсморазведкой (Якимец-Шевчук и Савичева, 1960—1963 гг.). Кроме того, здесь проведен ряд сейсмических профилей. Глубокими скважинами, пробуренными в районе г. Ветлуга и с. Решмы, вскрыт на большую глубину разрез палеозоя и древних толщ. О строении других частей синеклизы, в том числе и ее борта, можно судить по материалам Шарьинской и Опаринской скважин, а также по данным региональных геофизических исследований.

Имеющийся геолого-геофизический материал свидетельствует о том, что максимально погруженная часть синеклизы по поверхности фундамента прослеживается примерно в направлении Галич—Чухлома—Котлас. По нижним горизонтам осадочного комплекса ее положение смещено к юго-востоку, а по мезозою, развитому на поверхности, осевая зона синеклизы фиксируется в направлении Кинешма—Макарьев—Мантурово—Опарино. Погружение, выраженное по мезозойским отложениям, распространяется довольно далеко к востоку, захватывая центральную часть Сыктывкарского свода и другие соседние крупные структурные элементы.

Бортовые части Московской синеклизы характеризуются более интенсивным наклоном поверхности фундамента к центру синеклизы по сравнению со склонами обрамляющих сводов. Погружение часто превышает 10 м на 1 км. Это обстоятельство было принято во внимание при проведении границ Московской синеклизы. Вместе с тем имеющиеся материалы указывают на неоднородность строения фундамента в бортовых частях описываемой структурной единицы и позволяют выделить здесь менее крупные структурно-морфологические элементы. К ним относятся: Воротиловский выступ, Ветлужско-Унжинская впадина, Ветлужский структурный мыс и моноклиальный склон восточного борта.

Воротиловский выступ (рис. 114) находится в пределах района, хорошо известного в литературе под названием Пучеж-Катунских дислокаций или Городецко-Ковернинской тектонической зоны. В региональном плане его местоположение отвечает краевой части Московской синеклизы. Строение этого участка освещалось многими исследователями. При этом в большинстве случаев главное внимание уделялось выяснению характера взаимоотношений мезозоя и пород верхней перми, определению возраста и условий образования конгломерато-глинистой, или так называемой перемятой, толщи.

За последнее время в указанном районе был проведен большой объем структурного бурения (Сусальникова, 1963 г.). Имеется ряд

скважин, пробуренных Средне-Волжским геологическим управлением (Алюкова, 1961 г.). Кроме того, проводилось изучение сейсморазведкой по методу КМПВ, выполняемой ВНИИГеофизика (Авербух, 1962 г.). Результаты этих работ вместе с гравиметрическими данными позволяют высказать (Р. Б. Давыдов, 1964 г.) более определенную точку зрения о структуре Воротиловского выступа. Выступ в целом представляет

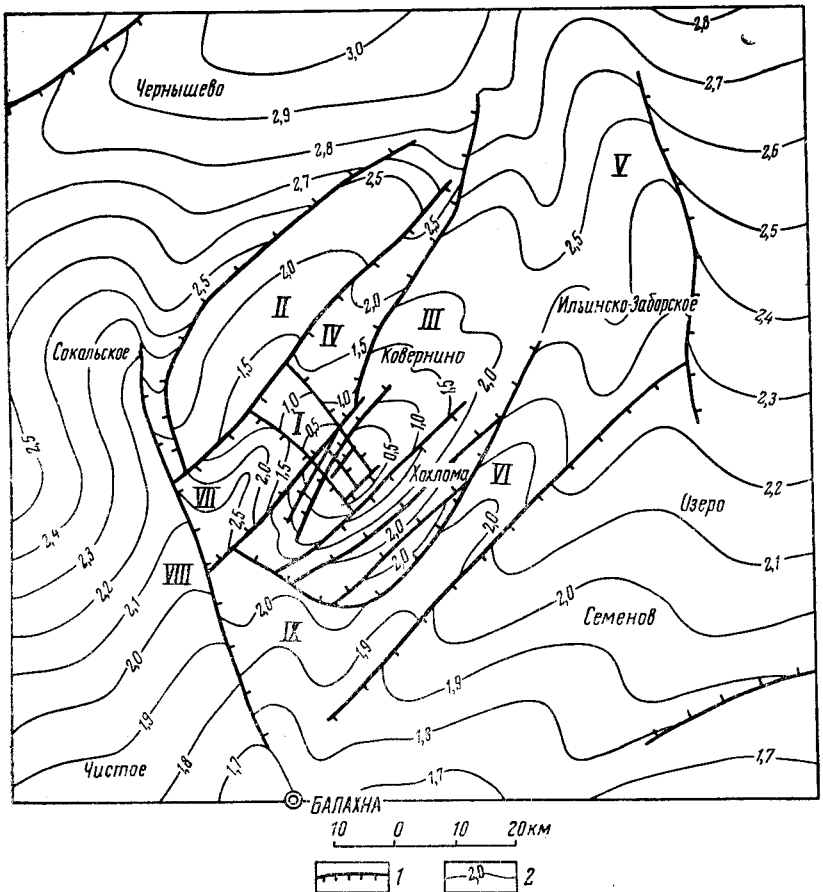


Рис. 114. Карта структурно-морфологической поверхности фундамента Воротиловского выступа. Составил Р. Б. Давыдов, 1964 г.

Блоки фундамента: I — Соловьевский, II — Шадринский, III — Понуровский, IV — Федоровский, V — Ильинско-Заборский, VI — Спасский, VII — Сельский, VIII — Пучеже-Балахнинский, IX — Узольский. 1 — линии разломов; 2 — изогипсы поверхности фундамента в километрах

собой сложно построенный горст северо-восточного простирания. Он разбит в свою очередь на Шадринский, Спасский и Ильино-Заборский блоки. Первые два расположены в краевых частях выступа, ширина их 10—20 км, длина 60—80 км. Центральное ядро состоит из целого ряда мелких блоков фундамента. Расколы, вызвавшие интенсивное раздробление пород фундамента, ориентированы в северо-восточном и северо-западном направлениях, преобладает северо-восточное. Амплитуда нарушений обычно составляет 500 м, но местами достигает 1000—1500 и даже 2000 м. Наиболее высокое гипсометрическое положение занимает в центре выступа Соловьевский участок, где брекчиевидные и сильно выветрелые породы фундамента вскрыты скважинами на абсо-

лютных отметках выше уровня моря. К юго-западу и северо-востоку от центрального блока Воротиловского выступа намечается резкое и неоднородное погружение фундамента. На некоторых участках, обособленных расколами, по данным электроразведки, поверхность фундамента имеет отметки —2500 м и больше.

В бассейне нижнего течения р. Узолы, на широте г. Городца по фундаменту выделяется пологий Узольский мыс, погружающийся от района Балахны в северном направлении и отделенный от основного Ковернинского выступа разломом. Поверхность фундамента погружается здесь от —1700 до —2200 м. К западу от этого мыса располагается Кинешемская впадина.

Ветлужско-Унжинская впадина по фундаменту установлена по данным бурения и сейсморазведки. Эти работы не подтвердили ранее высказанных взглядов о наличии погребенного кряжа, простирающегося от Воротиловского выступа до района г. Котельнича (Е. М. Люткевич, Д. Л. Фрухт). Не подтвердилось также и предположение о существовании здесь Марийского выступа фундамента (Э. Э. Фотиади). Название Ветлужско-Унжинской впадины как тектонической депрессии впервые присвоили В. Л. Никишин и В. П. Преображенский (1962).

С запада впадина непосредственно примыкает к Воротиловскому выступу, а с востока ограничивается склоном Ветлужского мыса. Ширина ее в южной части по линии Семенов — Урень достигает 240 км, к северу впадина несколько суживается. Фундамент в ее пределах погружается к северо-западу от —1900 до —2300 м. В южной и восточной частях впадины в соответствии с результатами геофизических исследований намечается крупный разлом (Линдо-Ветлужская тектоническая ступень). Амплитуда его, очевидно, местами достигает 200 м. На юго-востоке впадина сливается с Марийской седловиной, отделяющей Токмовский свод от Котельнического.

Ветлужский структурный мыс в общих чертах повторяет конфигурацию одного из выступов Котельнического свода. О глубине залегания пород фундамента можно судить по Ветлужской скважине, где они вскрыты на отметке —2260 м. Как известно, к северо-западу в районе г. Шарья породы фундамента погружаются примерно до —2800 м.

На севере Ветлужский выступ осложнен разломом субширотного простирания. Меридионально ориентированная краевая часть Московской синеклизы, примыкающая к Котельническому и Сыктывкарскому сводам, в общем, имеет вид моноклинали. Наиболее интенсивный наклон поверхности фундамента предполагается на широте Даровского выступа Котельнического свода. Это доказывается данными по Котласской и Опаринской скважинам.

О строении додевонских толщ в пределах Московской синеклизы можно судить лишь в общих чертах по изменению их мощности с учетом поведения палеозойских отложений. Полный разрез бавлинских отложений в Ветлуге составляет 295 м, фундамент здесь вскрыт на отметке —2260 м, а поверхность бавлинской серии на —1965 м. В районе Уреньской скважины, остановленной бурением в низах живецких отложений при глубине забоя 2044 м (абс. отметка —1945 м), подошва эйфельского яруса среднего девона, вероятно, залегает несколько глубже, чем в Ветлуге (около —2090 м).

В Шарьинской опорной скважине, остановленной в толще бавлинских отложений на глубине 2605 м (абс. отметка —2491 м), основание среднедевонской толщи имеет отметку —2034 м; поверхность фундамента здесь может быть встречена на отметках —2850—2900 м. Таким образом, устанавливается определенная зависимость распределения мощности бавлинских образований от поведения рельефа кристалличе-

ского фундамента. Граница распространения додевонских отложений, по-видимому, в значительной степени повторяет очертания наиболее древних и рельефно выраженных элементов Котельничского и Сыктывкарского сводов.

Отложения девона, карбона и перми на территории Московской синеклизы, за исключением района Воротиловского выступа, деформированы слабо. Породы указанного комплекса, в общем, полого наклонены в сторону центра синеклизы. От Токмовского свода (район Лысково) кровля пород среднего девона от —1323 м погружается к Ветлужско-Унжинской впадине (к Уреню) на расстоянии 165 км до —1836 м. Можно предположить, что погружение идет неравномерно. К северу от Токмовского свода, в Горьковском Заволжье (низовье рек Керженца и Ветлуги) В. И. Никишин и В. П. Преображенский (1962) на основании данных гравиметрии, магнитометрии и отчасти картировочного бурения предполагают существование Нестиарского выступа фундамента с абсолютной глубиной залегания поверхности кристаллических пород порядка минус 1600—1750 м. Нестиарскому выступу фундамента может соответствовать одноименное субширотное валообразное поднятие в палеозое. Геологическая изученность этого участка крайне недостаточна.

Аналогичное явление наблюдается по линии Урень — Шарья, где по кровле нижнего карбона общая амплитуда погружения также увеличивается до 170 м. В связи с уменьшением мощности девона к северу общая величина наклона пород каменноугольного возраста на участке Лысково — Урень увеличивается на 40 м. Ветлужский мыс в структурном плане палеозоя отражения не находит.

Вышележащая толща среднего и верхнего карбона в целом повторяет основные черты строения нижнекаменноугольного комплекса пород, но в более сглаженном виде. Дальнейшее выполаживание краевой части синеклизы отмечается по отложениям пермского возраста, о чем можно говорить, анализируя данные по скважинам. Так, например, кровля нижней перми погружается от —28 м в Лысково до —282 м в Урени. Следовательно, по сравнению с девоном наклон здесь ослабевает в 2 раза.

На меридиональном отрезке борта Московской синеклизы, в районе Опарино, отложения среднего девона также отсутствуют, а мощность верхнего девона значительно сокращена. Это обстоятельство, как и в предыдущих случаях, приводит к несоответствию структур по отдельным стратиграфическим горизонтам. Достаточно указать, что кровля нижнефранского подъяруса в Опаринской скважине приподнята относительно Шарьи и Ветлуги примерно на 100 м (залегает на отметке —1755 м), а отложения карбона и перми, напротив, наклонены в сторону Сыктывкарского свода (амплитуда составляет 330—340 м).

Весьма существенные изменения структурной обстановки наблюдаются по мезозойским отложениям. Ось синеклизы по ним смещена к юго-востоку. В региональном плане мезозой залегает почти горизонтально. Локальные поднятия небольшой амплитуды, установленные в триасе, юре или мелу, в нижележащих отложениях часто совершенно не отображаются.

Особенно сложные структурные взаимоотношения наблюдаются в пределах Воротиловского выступа фундамента. На его территории пробурено более 100 скважин, однако построить даже схематическую структурную карту по какому-либо реперу в разрезе палеозоя не представляется возможным. По мезозою на месте Воротиловского выступа выделяется довольно глубокая Ковернинская впадина, где мощность только одной юры местами превышает 300 м. На участках неглубокого

залегания фундамента она обычно достигает 100 м. Породы палеозойского возраста здесь интенсивно дислоцированы. В ряде случаев установлено повторение разреза за счет перевернутого залегания отдельных его интервалов, как, например, в скважине Роймино (Алюкова, 1961 г.; Ильина, 1961 г.). Сильная нарушенность пород не позволяет сопоставить разрезы скважин, расположенных на расстоянии до 1 км.

Следует также обратить внимание еще на одну особенность строения рассматриваемого элемента. Буровые работы показывают, что непосредственно под мезозоем залегает толща грубообломочных пород, иногда достигающая мощности 300—500 м. По структурным и текстурным признакам и вещественному составу обломков эту толщу называют перемятой, конгломерато-брекчиевой, брекчиевой и конгломерато-глинистой. Анализ имеющихся материалов показывает, что отдельные исследователи временами допускают ошибки и к так называемой перемятой толще причисляют также брекчированные породы, находящиеся в коренном залегании. Это, в частности, относится к скважинам, пробуренным вблизи от линий разломов.

На Воротиловском выступе развиты те же стратиграфические комплексы, которые вскрыты в ближайших глубоких скважинах (Балахна, Горький, Решма и др.). Достаточно уверенно устанавливается присутствие пород нижнего палеозоя (Нечитайло, 1959 г.), девона, карбона и перми (Блом, Соловьев, Алюкова, Сусальникова). На периферии крупных блоков перемятая толща обычно отсутствует или мощность ее очень мала. Таким образом, преобладают нормально залегающие породы.

На структурной карте по подошве татарского яруса видно, что району Шадринского блока по ним соответствует Пучеж-Шадринское поднятие. Его крутое крыло совпадает с разломом на глубине. Наклон пород перми здесь достигает 100 м на 1 км. Опорный горизонт в своде поднятия находится на отметке —54 м, а к северу погружается. Спасскому блоку фундамента в осадках верхней перми также соответствует одноименное поднятие с флексуобразным западным крылом. В пределах Ильино-Заборского блока породы верхней перми образуют пологий структурный нос северо-западного направления. Аналогичные условия свойственны и Узольскому участку.

К числу важнейших структурных элементов осадочного чехла, осложняющих Московскую синеклизу в ее восточной краевой части, относятся Сурско-Ветлужский прогиб и зона Козьмодемьянско-Шахуньских поднятий, выявленные по мезозою и пермским отложениям. Сурско-Ветлужский прогиб протягивается от устья р. Сундырь в северо-западном направлении, где значительно расширяется. Козьмодемьянско-Шахуньская зона прослеживается вдоль прогиба, в пределах ее выделяются Рудаковская, Тонкинская, Ильинская и Шахуньская локальные структуры. Они обычно обладают пологой, в ряде случаев террасовидной формой и субширотной ориентировкой. Более крутые наклоны отмечаются в северных частях структур. Размеры локальных поднятий 10—18×10—5 км, амплитуда же не превышает 60—70 м. Кроме того, в районе г. Ветлуги структурным бурением выявлена Ветлужская меридиональная зона поднятий. Она объединяет мелкие куполовидные структуры: Карпунихскую, Ветлужскую, Потешихинскую и Ленинскую. Размеры их 7—10×4—6 км; амплитуда до 30 м определена только для Ветлужского поднятия. Последнее было подтверждено геофизическими данными по отражающим горизонтам карбона.

Выявленные при геологическом картировании Краснобаковское и Сухобезводненское поднятия могут быть объединены в Краснобаковскую структурную зону, имеющую протяженность 65—70 км и северо-восточ-

ное простирание. Более крутой наклон слоев до 1° отмечается на северо-западном крыле. Осложняющие эту зону поднятия по более глубоким горизонтам палеозоя не прослеживаются.

Додевонский этап развития Московской синеклизы, в том числе и бортовых ее частей, недостаточно ясен. Из сопоставления разрезов Ветлужской и Опаринской скважин с разрезами скважин, пробуренных в центральной части синеклизы, следует, что формирование синеклизы и структурное оформление ее бортовых частей относятся к допалеозойскому времени. Об этом свидетельствует сокращение мощности нижнепалеозойских образований по направлению к восточному борту. Площадь их распространения была первоначально, по-видимому, более широкой. По анализу мощностей можно предположить, что с нижним палеозоем связано образование Линдо-Ветлужского разлома в Ветлужско-Унжинской впадине и начало формирования Воротиловского выступа. Меридиональный отрезок восточного борта синеклизы (район Опарино) в это время был более приподнятым.

На протяжении ордовика и силура восточная часть синеклизы испытывала подъем. В начале среднедевонского времени более погруженная часть синеклизы находилась на линии Горький — Ветлуга. Это доказывает тем, что суммарная мощность среднего девона в Шарье составляет 96 м, а в районе г. Горького возрастает до 282 м. Тождественный тектонический режим характерен и для франского времени. Значительно изменяется характер тектонических движений в фаменский век, в течение которого максимальное прогибание отмечается в районе Ветлуги. В основном эта зона совпадает с Сурско-Ветлужским прогибом. Вследствие этого здесь накопилось до 304 м осадков фаменского возраста по сравнению с 186 м вблизи г. Горького. Существование этой погруженной зоны прослеживается на продолжении всей каменноугольной эпохи. Максимум ее погружения приурочивался к району Сундыря.

Восточный борт являлся относительно приподнятым. Некоторые его участки, находящиеся к северу от Опарино, в предкарбовое время, по-видимому, интенсивно воздымались и характеризовались раздробленностью. На это указывает, в частности, сокращение разреза палеозоя Котласской скважины, где отсутствуют средний девон, фаменский ярус и нижний карбон. В каменноугольное время тектонические движения были незначительными и носили преимущественно региональный характер.

В начале нижнепермской эпохи происходит дальнейшее углубление Сурско-Ветлужского прогиба, поэтому там накопились осадки мощностью до 340 м (Опарино), при 160 м в юго-западных частях описываемой территории. В течение уфимского века Воротиловский выступ испытывал быстрый подъем и представлял собой наиболее приподнятый участок суши. Новое погружение синеклизы приходится на казанский век. Однако Воротиловский выступ продолжал существовать как активный участок, вследствие чего мощность казанских отложений здесь колеблется от 8 до 45 м, а за пределами выступа обычно увеличивается до 75—85 м. В верхнеказанское время борт синеклизы в значительной мере представлял собой сушу, наклоненную в сторону погруженного Котельничского свода.

В татарский век тектонические движения в основном имели унаследованный характер как по знаку, так и по районам своего проявления. Максимальные мощности татарских отложений (до 384 м) отмечались в районе Опарино. По данным Г. И. Блома, Воротиловский выступ во второй половине татарского века испытал значительный подъем, в ре-

зультате чего отдельные его участки подвергались эрозии, а на периферии откладывалась конгломерато-глинистая толща.

Осевая зона Московской синеклизы еще больше смещается к юго-востоку в триасовый период. В пределах же Воротиловского выступа происходят интенсивные тектонические движения вдоль разломов. В связи с этим амплитуда перемещений некоторых блоков по вертикали достигала 1300 м. Незначительным прогибанием характеризуется Сурско-Ветлужский прогиб. Общие тенденции в развитии краевых частей Московской синеклизы сохраняются до конца мезозойской эры. Исключение составляет район Воротиловского выступа, который с наступлением среднеюрского времени подвергся значительному опусканию особенно в центральной части. По всей вероятности, большую роль при этом играли разломы. Амплитуда опускания, судя по мощности юрских отложений, достигала 300—400 м.

ПРИКАСПИЙСКАЯ СИНЕКЛИЗА

В пределах описываемой территории находится только краевая северо-северо-западная часть Прикаспийской синеклизы. Геологическое строение синеклизы изучено недостаточно, так как с поверхности она почти целиком закрыта мощным покровом молодых образований главным образом плиоценового и четвертичного возраста. В связи с благоприятными перспективами газоносности и нефтеносности в последние годы здесь разворачиваются в больших объемах региональные геолого-геофизические исследования, а на отдельных участках и поисково-разведочные работы. Ряд сейсмометрических профилей (Ерусланский, Краснокутский, Дергачевский и др.) охватили также окраинные участки Прикаспийской синеклизы в пределах Саратовского Заволжья, входящего в описываемую территорию. Как правило, на линиях сейсмических профилей бурились отдельные параметрические скважины, что позволило выяснить основные черты строения района.

В свете имеющихся данных Прикаспийская синеклиза представляется как область развития мощных галогенных толщ и глубокого залегания кристаллического фундамента, который, судя по данным глубинного сейсмического зондирования, в центральных частях синеклизы за пределами описываемой территории погружен на глубину 15—19 км. Глубина залегания кровли подсолевых отложений в центральной части впадины, по данным сейсмометрических исследований, превосходит 9 км. В подсолевом ложе имеются разрывные нарушения. По мнению отдельных исследователей, они образуют систему грабенов и горстов субмеридионального простирания. Возможно также существование пологих поднятий и прогибов. Одно из таких поднятий выявлено сейсмическим профилем КМПВ на Ерусланском участке.

Вдоль борта впадины намечается уступ, возможно представляющий собой раскол в кристаллическом фундаменте. Наличие уступа в фундаменте подтверждают результаты работ КМПВ на Степновском и Клиновском участках, а также данные региональных сейсмометрических профилей МОВ в районе с. Дергачевки. Ступенчатое погружение поверхности кристаллического цоколя было установлено также Ю. Н. Годиным на региональном сейсмическом профиле ГСЗ к востоку от г. Уральска (за пределами описываемой территории). На карте рассматриваемый уступ отображается в виде сгущения полосы изомал шириной от 20 до 50 км, протягивающейся вдоль всего обрамления впадины.

Возможно наличие не одного, а нескольких уступов. Один из них, так называемый Жадовский уступ, установлен в породах палеозоя на востоке Саратовской области А. Л. Козловым и Б. М. Шипелькевичем. В зоне этого уступа породы карбона на небольшом расстоянии (около 5 км) резко погружаются на 1000—1200 м. В породах мезозоя этому уступу отвечает Токаревский сброс, прослеженный И. И. Кожевниковым. Западным продолжением Токаревского нарушения в пределах Саратовского Заволжья является сброс в 2,5 км к юго-востоку от с. Мелового, установленный Л. Т. Культюгиной по данным геологосъемочных работ и материалам одной из скважин. Простираение этого уступа субширотное. Северное поднятое (лежащее) крыло сброса сложено в основном меловыми отложениями, южное опущенное (висячее) — породами палеогена. Угол сбрасывателя составляет 60—80°; амплитуда сброса 175 м. В бортовой зоне вдоль берега Волги известны также более мелкие разрывные нарушения в мезозойских породах. Каждое из них представляет собой систему сбросов, ориентированных большей частью в направлении, близком к направлению гравитационной ступени; их амплитуда исчисляется десятками, а иногда и сотнями метров.

И. И. Кожевников отмечал, что мезозойские отложения по обе стороны от Токаревского сброса отличаются по своим литолого-фациальным характеристикам. Однако такое явление наблюдается в зоне сброса не повсеместно. Вдоль западного борта впадины (в Волгоградской области) мощность и литологический состав верхнепермских и мезозойских отложений, вскрытых как на правом, так и на левом берегах р. Волги, т. е. на разных крыльях уступа, остаются постоянными.

В пределах Прикаспийской синеклизы отмечаются следующие основные тектонические зоны:

- 1) бортовая зона или (как ее называют некоторые исследователи) зона переходной тектоники;
- 2) центральная часть Прикаспийской синеклизы, или область распространения солянокупольных структур.

Важная особенность Прикаспийской впадины заключается в том, что для различных комплексов выполняющих ее осадков характерны свои особые формы тектоники, хотя и связанные между собой генетически. Здесь намечаются пять основных стратиграфических комплексов.

1. Подсолевое ложе, включающее осадочные породы от фундамента до кунгурского яруса. Мощность этого комплекса от 2—3 км в прибортовых районах до 5—6 км в центральных частях впадины.

2. Толща галогенных отложений в основном кунгурского возраста (возможно также наличие соленосных образований в девоне и карбоне), представленная гипсами и ангидритами в окраинных частях синеклизы и каменной солью в центральных ее районах. Замещение гипсов и ангидритов каменной солью отмечается, в частности, по профилю скважин, идущих от с. Грязнушки к Советской, Степновской, Любимовской и Ерусланской площадям. Мощность каменной соли, по данным сейсморазведки, в ядрах соляных куполов в прибортовых структурах достигает до 5 км, а в центральных частях синеклизы до 8 км. Глубокие скважины, пробуренные в Саратовском Заволжье в районах сел Куриловки и Орловки, на Таловском и Питерском участках не вышли из каменной соли, пройдя по ней в отдельных случаях (Куриловская, Орловская скважины) более 3,5 км. Мощность гидрохимических толщ в междукупольных зонах, по геофизическим данным, резко уменьшается.

3. Верхнепермско-нижнетриасовый комплекс, выполняющий междукупольные мульды, где его мощность увеличивается до 5 км, а иногда и перекрывающий соляные купола. Мощность этого комплекса значительно уменьшается в окраинных частях синеклизы (до 1—2 км и менее).

4. Юрско-меловой и палеогеновый комплекс, принимающий участие в строении солянокупольных структур. Его мощность в погруженных участках не превышает 2—3 км.

5. Покровный, или плиоценово-четвертичный, комплекс. Мощность его в пределах Саратовского Заволжья не превышает 600 м. Условия залегания пород этого комплекса резко отличаются от тектоники подстилающих толщ. Породы комплекса полого дислоцированы и залегают несогласно и трансгрессивно на более древних образованиях от нижней перми до палеогена включительно. Соляные купола и бортовые поднятия, развитые в пределах Прикаспийской синеклизы, как правило, влияют на условия залегания плиоцена.

По линии простирания Жадовского уступа и Токаревского регионального нарушения бортовая зона разделяется на внешнюю и внутреннюю подзоны.

На геологической карте предакчагыльской поверхности внешней подзоне отвечает развитие в основном нижнемеловых отложений. Верхнемеловые породы развиты лишь в юго-западной ее части.

Внешняя подзона расположена в области относительно высокого залегания докембрийского фундамента. Наиболее приподнятые участки фундамента имеют отметки около 3000 м. На глубинах порядка 4000—5000 м в рельефе фундамента выделяется Соболевско-Сергиевская терраса шириной 50—60 км. Далее на юг снова отмечается крутое поднятие фундамента и его поверхность погружается до глубины 8—9 км. По-видимому, ступенчатое строение имеет и полоса, тянущаяся непосредственно южнее бортового уступа.

Нижний комплекс осадочного чехла изучен слабо. Условия его залегания, возможно, отображают рельеф кристаллического фундамента. О геологическом строении девонских отложений в пределах внешней подзоны можно судить по данным бурения Южно-Степновских и Любимовских структурно-поисковых скважин, вскрывших породы осадочного чехла вплоть до живетского яруса, в общем, моноклинально падающих в сторону Прикаспийской синеклизы.

Данных об условиях залегания пермских отложений в описываемой части подзоны также мало. В кунгурском хемогенном комплексе внешней подзоны проявляется соляная тектоника. Породы верхней перми моноклинально погружаются в южном направлении. Луговскими структурными скважинами породы перми вскрыты на глубинах 500—700 м; далее в направлении к Прикаспийской синеклизе они ступенчато погружаются до глубины 2 км, а за бортовым уступом — до 5 км. Погружение от 500 до 1700 м отмечается от Любимовских скважин к Ерусланским. Моноклинальное падение пород осадочного чехла в сторону Прикаспийской синеклизы в крайней юго-восточной части Саратовского Заволжья осложнено так называемой Камелик-Чаганской флексурой, протягивающейся от р. Чагана до Соль-Илецка более чем на 350 км. Здесь известны пологие локальные структуры сравнительно простого строения, а также переходные складки типа соляных антиклиналей. Последние группируются вблизи Токаревского сброса.

Со стороны Прикаспийской синеклизы к Токаревскому сбросу примыкает узкий прогиб. В верхнепермском структурном комплексе здесь развиты системы линейных дислокаций и структуры различного типа.

По данным бурения структурных скважин на Ерусланской и Федоровской площадях южный склон Балаковской вершины равномерно погружается в сторону Прикаспийской синеклизы вплоть до бортового уступа.

Представление о тектоническом строении Западного участка внешней подзоны было получено по материалам сейсмического профилиро-

вания. Установлены три отражающих горизонта: один в толще пермотриаса и два в мезозойских породах. По первому из них вырисовывается несколько поднятий и прогибов, ориентированных вдоль бортового уступа. Севернее бортового уступа, вдоль него протягивается узкая полоса исчезновения отражающих горизонтов, соответствующая, по представлениям Н. А. Никоновой и других исследователей, зоне сбросовых нарушений. Часть территории, примыкающая к этой зоне с севера, соответствует слабо выраженному антиклинальному перегибу поверхности палеозоя, осложненному группой Хуторских поднятий: Хуторским, Западно-Хуторским и Восточно-Хуторским. Южнее протягивается узкий прогиб. Еще южнее параллельно прогибу проходит поднятие, южное крыло которого ограничивает с севера собственно Прикаспийскую синеклизу. Дополнительными осложнениями на этом поднятии являются Ждановская и Дьяконовская структуры.

Хуторская и Восточно-Хуторская структуры, по сейсмометрическим данным, имеют форму брахиантиклиналей, простирающихся почти в широтном направлении с небольшими отклонениями на северо-восток. Хуторское поднятие оконтуривается изогипсами, проведенными на поверхности палеозоя, и имеет амплитуду до 30 м. Северное крыло поднятия крутое и осложнено сбросом, южное крыло пологое. Восточно-Хуторское поднятие расположено в 3 км юго-восточнее Хуторского; его амплитуда по поверхности палеозоя около 20 м. Северное крыло пологое. Южное крыло, вероятно, очень крутое, так как совпадает с полосой исчезновения отражающих горизонтов и, возможно, осложнено сбросами.

Структурным бурением наличие Хуторского и Восточно-Хуторского поднятий было подтверждено по нижнемеловым слоям; был также выявлен прогиб, отделяющий западную часть террасовидной периклинали Хуторского поднятия от самостоятельного поднятия, названного Западно-Хуторским. По нижнемеловым отложениям размеры Хуторского поднятия достигают $3,5 \times 12$ км; максимальная отметка подошвы нижнего мела — 258 м (скв. 8). Амплитуда поднятия не более 22 м; углы падения на северном крыле 7° , на южном 1° . На Восточно-Хуторском поднятии самая высокая отметка подошвы нижнего мела — 234 м (скв. 28). Размеры поднятия $4 \times 1,5$ км. Амплитуда 36 м, падение слоев на крутом юго-восточном крыле 10° ; северо-западное крыло пологое, с углами падения слоев 2° .

Западно-Хуторская структура имеет брахиантиклинальную форму, вытянутую с юго-запада на северо-восток. Самая высокая отметка подошвы нижнего мела — 272 м (скв. 15). Амплитуда поднятия 41 м, размеры $2,7 \times 1$ км; северо-западное крыло крутое, угол падения слоев 6° ; на юго-восточном пологом крыле угла падения составляет 2° .

К северу от Хуторского и Западно-Хуторского поднятий расположен прогиб с амплитудой по нижнемеловым отложениям 150 м, северный склон которого осложнен сбросом. Последний выявлен в результате сейсмометрических съемок, а затем подтвержден данными бурения. Амплитуда сброса достигает 90—140 м.

Ждановское поднятие брахиантиклинальной формы располагается в 5 км юго-восточнее бортового уступа. Простирание его северо-восточное; в северо-западной и южной своих частях поднятие осложнено сбросами. Амплитуда поднятия по верхнемеловым отложениям не превышает 26 м. Самая высокая отметка подошвы верхнего мела равна — 254 м (скв. 5). Размеры поднятия $2 \times 0,75$ км. Крутое юго-восточное крыло погружается под углом 23° ; угол падения северо-западного крыла 1° .

Дьяковское поднятие имеет то же простирание, что и Ждановское. Северо-восточное крыло его пологое, с падением пород под углом 3° , юго-западное крутое, с углами падения 10° .

По данным структурного и разведочного бурения, восточный участок внешней подзоны бортовой зоны представляется в виде обширного погружения, разделяющего Марьевский и Клиновский выступы фундамента и открывающегося в Прикаспийскую синеклизу. Е. И. Денисенкова назвала его Верхнеузенским прогибом. Возможным его продолжением является Узенский региональный прогиб в толще надсолевых отложений, установленный в настоящее время региональными работами в центральной части Прикаспийской синеклизы.

Полоса внутренней подзоны бортовой зоны, так же как и внешняя подзона, охарактеризована по данным сейсморазведки и в отдельных случаях по данным структурного бурения. Основными элементами тектоники здесь являются соляные купола, компенсационные мульды и значительные по площади межкупольные пространства. На одной из соляных структур — Куриловской — была пробурена параметрическая скважина.

В пределах Саратовского Заволжья внутренняя бортовая зона ограничена с юга Новоузенско-Куриловской флексурой, фиксирующейся на региональных структурных картах в породах палеогена, мела и юры.

В последние годы во внутренней подзоне сейсморазведкой был открыт ряд межкупольных структур. К ним, в частности, относится Таловское поднятие, приуроченное к юго-западной окраине гравитационного максимума. Соль на склонах этой структуры залегает на глубинах порядка 1200 м, отражающий горизонт верхнего мела — на глубинах около 550 м. К югу от Таловского поднятия располагается резко выраженная по отражающим поверхностям верхнемеловых отложений Надеждинская структура, которой соответствует максимум силы тяжести, а также Бирюковская структура с грабеном в сводовой части; последняя, как и Таловская, приурочена к интерэкстермальной зоне между минимумом и максимумом силы тяжести. Перечисленные структуры весьма значительны и протягиваются по площади на 40—50 км. В этой зоне известны и другие аналогичные поднятия — Спортивное, Старшиковское, Пограничное. Возможно, что все эти поднятия принадлежат к числу криптодиапиров, слабо нарушенных сбросами.

Прибортовые соляные купола закрыты чехлом новейших образований. По длинной оси они ориентированы вдоль границы синеклизы. Такую же ориентировку имеют и большинство сбросов на куполах. С удалением от борта «ориентированность» куполов исчезает, форма их становится изометричной, соляные штоки прорывают мезозойско-палеогеновый комплекс и выходят под плиоцен.

Солянокупольная территория занимает юго-восточную часть Саратовского Заволжья, отвечающую Новоузенско-Утвинской полосе отрицательных аномалий силы тяжести. Северная граница ее проходит по южным отрогам Общего Сырта и южному уступу Заволжья.

На карте аномалий силы тяжести ей соответствует область распространения локальных положительных и отрицательных гравитационных аномалий различных размеров и интенсивности, имеющих в плане округлую форму. Каждая такая отрицательная аномалия отражает глубинную солянокупольную структуру. В настоящее время это проверено бурением в ряде случаев, в том числе в Новоузенске, с. Озинки и других местах. На геологической карте предакчагыльской поверхности соляным куполам отвечают выходы мезозойских пород на общем фоне палеогеновых отложений. Купола различаются по глубине залегания соляного ядра, морфологии, размерам и строению; надсолевой комплекс в пределах

соляных куполов сложно дислоцирован. Широко развиты сбросовые нарушения.

Среди соляных куполов, развитых на описываемой территории, открытые (прорванные) купола, в которых соляное ядро или кепрок выходят на земную поверхность, встречаются редко. К их числу относятся Озинковский купол и некоторые другие купола южной части Общего Сырта. Преобладают частично прорванные купола, у которых соляное ядро частично прорывает мезозойские отложения, как, например, в Новоузенске, или купола, в которых соляное ядро лишь приподнимает мезозойские отложения или частично прорывает только самую нижнюю их часть — породы триаса. Скрыто прорванные купола встречаются изредка у крайней юго-восточной границы рассматриваемой территории.

Среди встречающихся здесь соляных куполов можно выделить купола с главным сбросом, к которым относится большинство крупных куполов со значительной амплитудой (300—600 м) и купола без главного сброса. Амплитуда главных сбросов достигает 450—600 м. По ним отложения, слагающие свод и крылья купола, приведены в контакт с образованиями, заполняющими межкупольные пространства. Для соляных куполов без главного сброса характерны небольшие размеры и отсутствие значительных дизъюнктивных нарушений. По морфологии они приближаются к обычным брахиантиклиналям с небольшой амплитудой (до 200 м). Иногда структуры этого типа нарушены на сводах или крыльях грабенами, выполненными породами палеогена.

Из соляных куполов полнее других изучен Озинковский, расположенный на крайнем юго-востоке Саратовской области. В строении этого района принимают участие выходящие на поверхность верхнеюрские, апт-неокомские, альбские, сеноманские, сенонские, датские, сызранские, саратовские, акчагыльские и сыртовые отложения; бурением вскрыты породы нижней части верхней юры, средней юры, пермотриаса и толщи соли. Породы, перекрывающие соляной купол, образуют брахиантиклинальную складку, вытянутую в направлении северо-запад — юго-восток. Свод складки широкий, падения на крыльях доходят до 25—30°; протяженность купола по длинной оси 13 км. Купол в нескольких местах осложнен сбросами, разбивающими его на несколько блоков.

На крайнем востоке Саратовской области находится Гремячинский соляной купол. В ядре его выходят верхнеюрские отложения. В строении купола участвуют также породы неокома, апта, альба, сенона, палеогена и четвертичные. Пласты, выходящие на поверхность, сложены в пологую брахиантиклинальную складку северо-западного простирания.

В ядре соляной структуры у ст. Чалыкла выходят меловые породы. Пласты, выходящие на поверхность, образуют пологую брахиантиклинальную складку северо-западного простирания.

В пределах Новоузенского купола соль залегает на глубине 502 м под отложениями верхнего мела. Штоку соли в плане соответствует узкий вытянутый в северо-восточном направлении минимум силы тяжести, размеры которого 18—20×4—5 км. Свод поднятия располагается между структурными скважинами 12 и 4. Северо-восточная часть купола характеризуется сравнительно более спокойным залеганием соли, чем юго-западная, где наблюдаются довольно резкие колебания в отметках залегания соли и беспорядочное их распределение. На северо-восточном и юго-западном периклинальных окончаниях поднятия отмечаются параллельные сбросы. Расположение сбросов, а также фактический материал, полученный в результате бурения, позволяют предположить, что сбросы эти проходят через весь купол и ограничивают грабен, зани-

мающий сводовую часть поднятия, выполненный отложениями сызранского и верхнемелового возраста.

Ряд соляных куполов, выявленных гравиметрическими работами, пока детально не изучен.

Об истории развития Прикаспийской синеклизы данных пока мало.

Мощности девонских, каменноугольных и нижнепермских отложений увеличиваются в сторону Прикаспийской синеклизы лишь в пределах прогибов. В зонах же крупных поднятий мощности девона не увеличиваются, а скорее уменьшаются. В ряде случаев (например, в районе Клинецовки) происходит выпадение из разреза отдельных горизонтов девона.

В последнее время вблизи бортовой зоны Прикаспийской синеклизы были получены интересные данные о характере отложений и мощности пород в скв. 27 Сарпинско-Тингутинской площади и в скв. Карпниковской 5. В первом случае были вскрыты рифогенные образования сакмаро-артинского возраста, а во втором — верейские отложения сильно увеличенной мощности. В какой мере эти данные можно распространить на другие участки прибортовой зоны, покажут дальнейшие исследования.

Образование окраинного прогиба Русской платформы, каким принято считать Прикаспийскую синеклизу, явственно обозначается с конца нижнепермской эпохи, но, возможно, началось и значительно раньше. В пределах впадины отложилась мощная соленосная формация, возраст которой в прибортовой зоне определяется как кунгурский. Вслед за этим наступил длительный этап преимущественно континентального развития или режима чередующихся между собой континентальных и морских условий. Этот этап охватывал время от верхней перми до нижней юры и даже до начальной стадии байосского века включительно. Примерно на это же время приходится заложение и первой фазы формирования основной массы соляных структур.

Начиная со второй половины байосского века, на описываемой территории господствовал морской режим, в течение которого здесь происходило накопление терригенных пород. Лишь в верхнеюрскую и особенно в верхнемеловую эпохи, а также частично в конце эоцена (за пределами рассматриваемой территории) происходило образование преимущественно карбонатных пород. Отдельные континентальные перерывы имели место в конце юрского периода, в конце верхнемеловой эпохи и в течение сравнительно небольших отрезков времени в палеогене.

В миоцене и начале плиоцена на описываемой территории вновь господствовали континентальные условия. В самом начале акчагыльского века произошло значительное опускание территории. Все междуручье Волги и Урала, включая и юго-восточную окраину Саратовской области, было покрыто акчагыльским морем. Морской режим продолжался затем с перерывами на территории междуручья Волги и Урала в конце плиоцена и значительное время в четвертичном периоде.

В пределах описываемой территории, кроме того, известны структурные формы, получившие наименование структур «наложенного» типа. К их числу в первую очередь следует отнести Ульяновско-Саратовский прогиб и Вятско-Камскую впадину.

УЛЬЯНОВСКО-САРАТОВСКИЙ ПРОГИБ

Еще А. Д. Архангельский (1911) отмечал существование в пределах платформы широкого и относительно глубокого синклинального прогиба, выполненного мезо-кайнозойскими отложениями, и выделил их под названием Симбирско-Саратовской синеклизы. С запада она ограничива-

лась Окско-Цнинским и Сурско-Мокшинским валами, а с востока — Вятскими поднятиями, Сокско-Шешминской, Самарской, Саратовскими и Доно-Медведицкими дислокациями.

Ось Ульяновско-Саратовского прогиба, по мнению А. Д. Архангельского, проходила вдоль течения р. Суры, затем через Городище к Петровску и Аткарску. Он высказывал предположение, что в южном направлении прогиб продолжается до устья р. Медведицы. К северу же от Волги в соответствии с условиями залегания юры, мела и подстилающих татарских отложений верхней перми прогиб протягивался до Вычегды у Сольвычегодска и, возможно, севернее до Мезенской губы. Обращалось внимание на то, что против Подмосковной котловины ось Ульяновско-Саратовского прогиба отклоняется на запад, повторяя изгиб Окско-Цнинского вала. Максимальное опускание прогиба приурочивалось к району г. Петровска.

В последующих сводках по геологическому строению СССР А. Д. Архангельский (1947) допускал, что юго-восточное погружение Окско-Цнинского и Сурско-Мокшинского валов, прослеживаемое по породам палеозойского возраста, разделяет Ульяновско-Саратовский прогиб на две части. Наблюдающиеся же изменения в простирании рвов и валов он объяснил ориентировкой пород складчатого фундамента. Аналогичных взглядов по этому вопросу придерживался и Е. В. Милановский. На его тектонической схеме Ульяновско-Саратовская синеклиза непосредственно соединяется с Украинской мульдой.

По данным Н. С. Шатского, по условиям залегания отложений мезозоя, распространенных на дневной поверхности в полосе Москва — Унжа — Сысола — Вятка, намечается ось другой отрицательной структуры, а именно Московской синеклизы. Таким образом, Н. С. Шатский ограничивает размеры ранее выделяемой Ульяновско-Саратовской синеклизы и называет ее Волжской синеклизой. От Прикаспийской синеклизы описываемая структура отделялась Н. С. Шатским Волгоградским и Узень-Ерусланским прогибами, а также Доно-Медведицкими и Саратовскими дислокациями.

М. В. Муратов и другие (1962) рассматриваемый элемент платформенной структуры принимают в тех же контурах, что и Н. С. Шатский, но присваивают ему наименование Ульяновско-Терсинского прогиба на том основании, что южное окончание прогиба выделяется обычно как Терсинская депрессия. Эта структурная единица, по их мнению, имеет плоское дно и крутое флексуобразное сочленение с Доно-Медведицким валом. Аналогичная точка зрения разделяется многими волгоградскими геологами, в ряде случаев присоединяющими к прогибу расположенную еще более к югу Михайловскую депрессию (Я. Ш. Шафиро).

Некоторые исследователи (П. С. Хохлов, В. Я. Дорохов) полагают, что Ульяновско-Саратовского прогиба, как единой структурной формы, в современном структурном плане не существует. При оконтуривании ее имеет место искусственное объединение разнородных сравнительно мелких элементов самостоятельных депрессионных зон. Подобные суждения не лишены некоторых оснований, поскольку на региональных структурных картах, построенных по реперам в мезозое, Ульяновско-Саратовский прогиб не находит своего четкого отражения. Только на геологической карте он фиксируется по распространению отложений палеогена и мела.

А. Д. Архангельский полагал, что формирование Ульяновско-Саратовской синеклизы происходило в мезозое. Факты же постепенного погружения Окско-Цнинского и Сурско-Мокшинского валов при приближении к оси Ульяновско-Саратовской синеклизы свидетельствуют о палеозойском их заложении. Допускалось, что первоначально упомя-

нутые тектонические сооружения распространялись в юго-восточном направлении вплоть до Приволжской системы дислокаций. По мнению Н. С. Шатского, Волжская синеклиза является наложенной тектонической формой, возникшей в мезозое и кайнозое, и восточное крыло синеклизы образовалось в результате общего поднятия Приуралья и За-волжья.

Как видно по литолого-фациальным и палеотектоническим картам Русской платформы (1964), конфигурация и строение Ульяновско-Саратовского прогиба в мезо-кайнозое не оставались постоянными. Судя по этим материалам, генетически он был тесно связан с формированием Прикаспийской синеклизы. В течение ранней и средней юры прогибанием были охвачены в основном периферийные части современной внешней зоны синеклизы, в частности район Саратова и Пугачева. Слабо выраженная зона погружения распространялась в северном направлении, в сторону Кикино. В более западных частях территории Поволжья фиксировалось наличие самостоятельной зоны прогибания, идущей к Тамбову. В верхнеюрское время в пределах Прикаспийской синеклизы отмечается существование рельефно выраженного Ново-Узенского прогиба северо-западного направления, через Саратов и Кикино до Ульяновска и с. Порецкого. Ранний мел характеризуется некоторым расширением Ульяновско-Саратовского прогиба. Ось его в этот период проходила несколько восточнее Саратова и западнее Кикино на Порецкое. Отчетливо вырисовывался также Муромско-Ломовский прогиб.

В позднем мелу структурная обстановка значительно изменилась. Ульяновско-Саратовский прогиб обозначился в виде сравнительно пологой и замкнутой зоны погружения северо-западного простирания, прослеживаемой до с. Порецкого. От Ново-Узенского прогиба он отделялся перемычкой (район с. Советского). Намечался также более глубокий Пензенский прогиб, протягивающийся по правобережью Волги в пределы Волгоградской области. В палеоцене и эоцене максимальное прогибание синеклизы было приурочено к районам Ульяновска и Петровска. Пензенский прогиб на этой стадии развития полностью отмирает и не влияет на распределение осадков. В неогеновый и четвертичный периоды прогиб вновь претерпел сильное преобразование. При этом зона наибольшего опускания переместилась к востоку и представляла собой узкую полосу субмеридионального направления, пересекающую район Ульяновска.

Вятско-Камская впадина. Выделяется в междуречье Вятки и Камы. На западе она ограничена зоной Вятских дислокаций, на востоке — склоном Камского свода, на юге склонами Татарского свода, на севере прослеживается до Предтимастья. Впадина расположена на месте погребенного Немско-Лойненского свода. Наиболее погруженная ее северная часть выполнена мезозойскими образованиями. На поднятиях по бортам впадины нижнетриасовые отложения залегают несогласно на породах перми. К югу от р. Чепцы строение впадины имеет черты пологой депрессии.

О СООТНОШЕНИИ СТРУКТУРНЫХ ПЛАНОВ ПО РАЗЛИЧНЫМ ГОРИЗОНТАМ

Вопрос о соотношении структурных планов по различным горизонтам осадочных образований весьма интересен и очень важен в практическом отношении, в первую очередь для поисков и разведки месторождений нефти и газа. Несоответствие структурных планов является следствием неодинакового хода геолого-тектонического развития отдельных участков рассматриваемой территории. Одни тектонические элементы на

протяжении геологической истории развивались в общем унаследованно, а другие испытывали значительную перестройку структурного плана. Нередки случаи неравномерного и неодновременного развития различных участков одних и тех же структурных элементов. Особенности развития структурных форм находят отражение в изменении мощностей отложений.

Наиболее значительное изменение мощностей, влияющее на соотношение структурных планов по различным горизонтам, наблюдается главным образом в следующих интервалах разреза: 1) верхнепротерозойские отложения (бавлинская свита); 2) эйфельско-нижнефранские; 3) фаменско-турнейские. Для других интервалов разреза изменение мощностей отложений, влияющих на соотношение структурных форм по различным горизонтам, менее значительно. О несоответствии структурных планов в пределах рассматриваемой территории имеется больше данных для Волжско-Камской антеклизы, в особенности для ее левобережной части (Татарский и Жигулевско-Пугачевский своды и прилегающие к ним участки других структурных элементов).

На породы кристаллического фундамента в пределах рассматриваемой территории налегают или осадочные породы верхнепротерозойского возраста (бавлинская свита) или непосредственно палеозойские образования.

Верхнепротерозойские отложения распространены далеко не всюду. Они выполняют грабенообразные прогибы в фундаменте, где их мощность достигает значительных величин, или залегают на склонах выступов фундамента, имея в таких случаях сравнительно небольшую мощность. Только в более восточных районах за пределами рассматриваемой территории верхнепротерозойские образования распространены более широко и развиты как в пределах тех участков, где фундамент погружен, так и там, где он относительно приподнят. На территории Волжско-Камской антеклизы отложения верхнепротерозойского возраста развиты в Сергиевско-Абдулинской, Верхнекамской впадинах, в северной части Казанско-Кажимского прогиба, а также по северному склону Токмовского свода, в южной части Жигулевско-Пугачевского свода и в Пичкаском (Алькеевском) грабенообразном прогибе в пределах Мелекесской впадины.

В связи с изменением мощности верхнепротерозойских отложений, которые существенно выравнивают неровности рельефа фундамента, наблюдается несоответствие в залегании между нижними горизонтами палеозойских образований и поверхностью фундамента.

В тех участках Волжско-Камской антеклизы, где верхнепротерозойские отложения отсутствуют, некоторое выравнивание рельефа фундамента (значительно меньшее, чем в зонах развития верхнепротерозойских отложений) происходит за счет палеозойских образований.

Весьма существенное влияние на соотношение структурных планов по различным горизонтам оказывает изменение мощности терригенной толщи девона. Особенно значительное несоответствие структурных планов в связи с изменением мощности этих отложений установлено для южной части Казанско-Кажимского прогиба. Здесь мощность терригенной толщи девона в осевой, наиболее погруженной ее зоне, составляет несколько сотен метров и резко уменьшается на восток и запад в сторону Немско-Лойненского и Котельничского погребенных сводов фундамента. По подошве и нижним слоям этой толщи, непосредственно залегающей на породах фундамента, отчетливо вырисовывается южная часть Казанско-Кажимского прогиба, в то время как по кровле этой толщи и более молодым горизонтам палеозойских отложений прогиб не выделяется.

В пределах Татарского свода несоответствие структурных планов, связанное с изменением мощности терригенной толщи девона, имеет место к западу от Ромашкинского поднятия. В этом районе прослеживается Алтунино-Шунакский прогиб, расположенный между Ромашкинским поднятием и Ново-Елховским валом.

Несоответствие структурных планов в пределах Алтунино-Шунакского прогиба выражается в том, что этот прогиб весьма отчетливо фиксируется в структуре поверхности фундамента и терригенной толще девона и имеет значительно сглаженный профиль по доманиковому горизонту. По более молодым, в частности каменноугольным и пермским, отложениям Алтунино-Шунакский прогиб не выделяется.

Южнее, в пределах юго-западного склона Татарского свода (Шугурово) мощность терригенной толщи несколько повышена. Отсюда зона увеличенных мощностей этих отложений прослеживается вдоль среднего и нижнего течения р. Сок, где их мощность достигает 200 м, а вблизи устья р. Сок 500 м. Таким образом, в этом районе в век отложений терригенной толщи девона формировалась крупная отрицательная структура, осевая наиболее погруженная зона которой проходила по линии устье р. Сок — Б. Раковка — Шугурово. В современном структурном плане в качестве самостоятельной тектонической единицы эта впадина не выделяется.

В пределах Жигулевско-Пугачевского свода по эйфельско-нижнефранским отложениям отмечается сохранение основных структурных элементов, которые вырисовываются по более древним образованиям, но происходит некоторое сглаживание структурных форм. В пределах Балаковской вершины свода отмечается выпадение из разреза отдельных горизонтов терригенного, а иногда и карбонатного девона.

Значительное несоответствие структурных планов вызвано резкими изменениями мощностей доманиково-фаменских, турнейских и нижневизейских (дотульских) отложений, которые участвуют в строении Камско-Кинельской впадины. Эта впадина была сформирована благодаря тому, что на раннем верхнефранско-заволжском этапе геологической истории тектонические опускания не компенсировались мощностью накопившихся осадков, а в более позднее время (турнейско-нижневизейское), наоборот, скорость осадконакопления превосходила скорость тектонических опусканий. Несоответствие структурных планов, связанное с развитием Камско-Кинельской впадины, прослеживается в пределах северо-западной части Бузулукской впадины, северо-восточного склона Жигулевско-Пугачевского свода, узких зон в пределах Мелекесской впадины, Татарского свода (Сарайлинский прогиб) и Верхнекамской впадины.

Превышение бортовых частей впадины над центральными участками достигает максимальных значений по кровле фаменского яруса. Далее вверх по разрезу (вплоть до тульских отложений) превышения бортовых зон над осевыми уменьшаются.

Выше уже отмечалось, что структурный план Токмовского свода по франским, каменноугольным и пермским отложениям не остается постоянным в связи с изменением мощности отложений и выпадением из разреза тех или иных толщ. Для примера остановимся на особенностях строения той части свода, которая расположена между с. Токмово и ст. Охотничья. Здесь в среднем девоне и в начале верхнего девона минимальные мощности отложений прослеживаются в районе ст. Охотничья, т. е. там, где в настоящее время расположен восточный склон свода, а более значительные мощности наблюдаются в районе с. Токмово, где в данное время фиксируется наиболее приподнятая часть свода.

В фаменское время в районе ст. Охотничья откладывались осадки увеличенной мощности. В каменноугольное время область накопления

больших мощностей сместилась ближе к современной Мелекесской впадине, а в центральных участках свода мощность каменноугольных отложений резко сокращена. Мощность пермских отложений возрастает от ст. Охотничья к востоку в сторону Мелекесской впадины.

В центральной части Волжско-Камской антеклизы в структурном плане каменноугольных (после тульских) и пермских отложений существенных изменений не наблюдается. Структурный план по этим отложениям в основных чертах сходен с планом по тульским отложениям.

Более значительное изменение структурного плана по пермским образованиям по отношению к более древним отложениям (каменноугольного и девонского возраста) имеет место в восточной части антеклизы (за пределами рассматриваемой территории), там, где антеклиза примыкает к Предуральскому краевому прогибу.

По Рязано-Саратовскому прогибу в отношении соответствия структурных планов по различным горизонтам наблюдается картина, близкая к той, что и для Волжско-Камской антеклизы. Основные черты строения прогиба, в общем, выдерживаются, начиная от отложений, налегающих на поверхность фундамента, и кончая мезозойскими образованиями. Отчетливо прослеживаются во всех стратиграфических горизонтах и многие структурные формы, осложняющие строение прогиба, что свидетельствует о наличии общей унаследованности в развитии данной территории. Вместе с тем в пределах прогиба можно отметить и ряд структурных несоответствий, указывающих на изменение режима тектонических движений в процессе осадконакопления.

Отложения верхнепротерозойского возраста, имеющие неодинаковую мощность, существенно нивелируют неровности рельефа фундамента. Некоторое влияние на соотношение структурных планов оказывает также неравномерное распределение мощностей казанлинской свиты (условно относимой к нижнему девону) и терригенной толщи девона. На структурных картах, построенных по кровле кыновско-пашийских отложений, контрастность структурного рельефа по сравнению с картами по более древним образованиям, как правило, ослабевает. По кровле кыновско-пашийских отложений намечается общее региональное погружение слоев в юго-восточном направлении. Максимум поднятия этих отложений приходится на район Пачелмы, где фундамент значительно погружен. Аткарский выступ фундамента по кыновско-пашийским отложениям не прослеживается. По кровле яснополянского надгоризонта также намечается общее погружение слоев на юго-восток, но амплитуда погружения несколько уменьшается. Аналогичная картина отмечается и по отложениям верейского горизонта.

По мезозойским образованиям наблюдается заметное изменение структурного плана. Так, например, в пределах Карамышской зоны в отличие от условий залегания по кровле верейского и других горизонтов карбона мезозойские отложения наклонены не в южном направлении, а в северном. На месте Аткарского выступа фундамента по мезозою вырисовывается Аткарско-Петровская депрессия.

Несоответствие структурных планов по различным горизонтам осадочной толщи отмечается не только для крупных структурных элементов, но и для отдельных локальных поднятий или систем таких поднятий — валов или осложняющих приподнятые крылья флексур. Большей степенью соответствия отличаются поднятия, в формировании которых явно преобладает тектонический фактор, меньшей степенью — структуры, образованные с участием седиментационного (биогенного) фактора.

В настоящее время соотношения структурных планов на локальных поднятиях лучше изучены в пределах Волжско-Камской антеклизы. Развитые здесь локальные поднятия, в формировании которых роль текто-

нического фактора отчетливо выражена, обычно хорошо прослеживаются по всем горизонтам осадочной толщи, начиная от поверхности кристаллического фундамента. Амплитуда таких поднятий обычно несколько уменьшается снизу вверх по разрезу. К таким поднятиям относятся структуры, развитые в пределах приподнятого крыла Жигулевской дислокации — Сызранская, Яблоновоовражная, Зольненская и др.; в Заволжье — Мухановская, Дмитриевская, Коханская, Долматовская, Покровская и др.; в более северных районах — Бугровская, Первомайская, Бондюжская, Можгинская и др.

В пределах рассматриваемой территории известны структурные формы, которые по одним горизонтам являются замкнутыми, а по другим имеют вид структурных носов. К числу таких структурных форм могут быть отнесены Шугуровское и Байтуганское поднятия. Они отчетливо выражены как замкнутые со всех сторон в пермских, каменноугольных и фаменских отложениях, а по терригенной толще девона представляют полузамкнутые структуры — типа структурных носов.

Весьма распространены в пределах Волжско-Камской антеклизы поднятия, которые хорошо выражены по одним горизонтам (преимущественно верхним) и не прослеживаются по другим (более глубоко залегающим). Такие локальные поднятия в одних случаях устанавливаются начиная с фаменских отложений, в других — с каменноугольных, в третьих — с пермских и не прослеживаются по ниже залегающим горизонтам, в том числе по терригенной толще девона. Природа этих поднятий в ряде случаев может быть объяснена присутствием в ядре поднятия карбонатных массивов биогенного происхождения (биогермы, биостромы) различного возраста, над которыми образуются структуры облекания. Амплитуды такого типа поднятий, как правило, уменьшаются вверх по разрезу.

В Поволжье и Прикамье известна многочисленная группа поднятий, отличительной чертой которых является смещение сводовых участков по кровле франско-фаменских и более молодых отложений относительно вершин поднятий по терригенной толще девона, бавлинской свите и выступов фундамента. К таким поднятиям можно отнести Кулешовское, Дерюжевское, Ново-Елховское и др.

Кроме перечисленных групп поднятий, в пределах рассматриваемой территории известны структурные формы, в образовании которых существенную роль играли пластические деформации пород, что нашло наиболее отчетливое выражение в образовании солянокупольных структур.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. По тектонике Поволжья и Прикамья, где пробурено огромное количество скважин и проведены в большом объеме геологические и геофизические исследования, накопился богатейший фактический материал. По степени изученности большая часть рассматриваемой территории среди других платформенных областей Советского Союза может быть поставлена на одно из первых мест. Наибольшая часть данных относится к центральной части территории, хуже освещены северная и особенно южная (Прикаспийская синеклиза) ее части. Имеющийся фактический материал позволяет особенно детально осветить строение осадочного покрова и в меньшей мере — кристаллического фундамента. Постепенно накапливаются геофизические данные и о строении глубинных зон земной коры.

2. Земная кора описываемого региона имеет мощность 35—40 км. «Базальтовый» и «гранитный» слои консолидированной части коры,

помимо состава и значений физических свойств, существенно различаются между собой также и по степени латеральной дифференциации. «Базальтовый» слой в горизонтальном направлении сравнительно однороден, что, по-видимому, связано с очень высокой степенью его метаморфизма. «Гранитный» слой, т. е. преимущественно верхние 10—15 км толщи консолидированной коры, очень сильно дифференцирован как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении и по составу слагающих его пород и соответственно по их физическим свойствам.

Соотношения структурных форм, образуемых поверхностями Мохорвичича, Конрада и поверхностью фундамента, весьма сложны, но, по-видимому, преобладает тенденция (существенно нарушаемая многочисленными частными отклонениями) к образованию этими поверхностями в общем согласных форм.

3. Магнитные и гравитационные аномалии в пределах Поволжья и Прикамья выражены изометрическими часто неправильными и удлиненными формами. Аномалии группируются в системы или преимущественно мозаичные, куда входят изометрические и неправильные формы, или линейные, включающие преимущественно аномалии удлиненной формы.

4. Результаты анализа геофизических материалов говорят о широком распространении в теле фундамента нарушений типа разломов и соответственно о блоковом строении фундамента. Разломы находят отражение в характере аномалий магнитного поля, иногда гравитационного, и подтверждаются данными сейсмических работ. Разломы, выявленные в фундаменте по протяженности, глубине и времени заложения, могут быть разделены на несколько категорий или групп. Однако этот вопрос нуждается в дальнейшей разработке.

5. Геологические данные о породах, слагающих фундамент, несмотря на большое количество скважин, достигших фундамента, все еще недостаточны для суждения об особенностях его структуры. Отчасти это объясняется тем, что скважины проходят по фундаменту на небольшую глубину (порядка 5—15 м) и к тому же вскрывают фундамент в основном в пределах положительных форм рельефа. О тектонических нарушениях фундамента свидетельствуют проявления сравнительно молодого магматизма в виде многочисленных внедрений основных пород диабазовой серии и катаклазированность пород, наблюдаемая в кернах многих буровых скважин.

6. Нарушения в теле фундамента наиболее отчетливо проявляются в тех случаях, когда ограничивают грабенообразные прогибы, выполненные осадочными образованиями верхнепротерозойского возраста. Это наиболее древние структурные формы, фиксируемые в нижних горизонтах осадочного чехла. В дальнейшем в осадочном чехле формируются структурные формы типа синеклиз и антеклиз, в пределах которых получают развитие формы низших порядков.

7. В пределы описываемой территории Поволжья и Прикамья входят: юго-восточная часть Московской синеклизы, северо-западная часть Прикаспийской синеклизы, западная часть Волжско-Камской антеклизы, юго-восточный склон Воронежской антеклизы и юго-восточная часть Рязано-Саратовского прогиба, соединяющего Московскую и Прикаспийскую синеклизы и разделяющего Волжско-Камскую и Воронежскую антеклизы.

8. Большую часть рассматриваемой территории занимает Волжско-Камская антеклиза, совпадающая по своим очертаниям с тем участком Восточно-Русской впадины (расположенным между Московской и Прикаспийской синеклизами), который А. Д. Архангельский в свое время предложил именовать Волжско-Камским.

В составе Волжско-Камской антеклизы выделяется ряд крупных положительных структурных форм — сводовых поднятий, которые довольно отчетливо выражены как по фундаменту, так и по осадочному чехлу: Татарский, Токмовский, Жигулевско-Пугачевский и Башкирский своды. Последний свод находится за пределами рассматриваемой территории. Своды разобщаются впадинами — Мелекесской, Верхнекамской и Бузулукской.

Кроме сводов и впадин, которые сравнительно отчетливо вырисовываются по фундаменту и по осадочному чехлу, в пределах Волжско-Камской антеклизы развиты крупные структурные формы как положительные, так и отрицательные, которые прослеживаются по фундаменту и нижним горизонтам осадочного чехла, но не отмечаются по более верхним отложениям осадочного чехла. Такие структурные формы именуются погребенными сводовыми поднятиями и погребенными впадинами. К числу погребенных сводов относятся Оренбургский, Котельничский, Сыктывкарский и Немско-Лойненский, а погребенных впадин — Сергиевско-Абдулинская впадина и Казанско-Кажимский прогиб.

В пределах Волжско-Камской антеклизы установлена также оригинальная структурная форма, получившая наименование Камско-Кинельской впадины или Камско-Кинельской системы прогибов. Эта впадина наиболее отчетливо выявляется по кровле карбонатной толщи фаменского яруса и по кровле заволжских слоев турнейского яруса и прослеживается до кровли радаевско-бобриковских отложений.

9. В мезо-кайнозойское время в пределах территории Поволжья и Прикамья получили развитие структурные формы наложенного типа — Ульяновско-Саратовская и Вятско-Камская впадины и Камский свод.

10. На фоне крупных структурных элементов (сводов и впадин) в пределах рассматриваемой территории, как и вообще на Русской платформе, распространены структурные формы типа валов, флексур и более мелких по сравнению с валами форм — локальных поднятий.

11. Для многих структурных форм, развитых на территории Поволжья и Прикамья, характерно несоответствие структурных планов по различным горизонтам отложений. Такое несоответствие имеет место как в пределах крупных структурных элементов — сводов и впадин, так и в пределах валов и локальных поднятий.

12. Результаты обобщения геофизических и геологических данных указывают на тесную связь в развитии структуры фундамента и структурных форм осадочного чехла.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ИСТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ

Процесс формирования отложений и структурных форм территории Поволжья был весьма сложным. Проведенное в огромных масштабах глубокое бурение дало богатый геологический материал, позволяющий судить об основных направлениях этого процесса.

КРАТКИЕ СВЕДЕНИЯ ОБ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ФУНДАМЕНТА

Время формирования фундамента восточной части Русской платформы включает несколько этапов складчатости. Уже в ранние этапы складчатости, по-видимому, возникли участки древней консолидации, площади которых увеличивались в дальнейшем при завершении каждого последующего этапа складчатости. Данных о характере различных этапов докембрийской складчатости пока мало. Большинство исследователей придерживаются взгляда о послекарельском возрасте большей части фундамента Русской платформы.

В настоящее время в истории формирования древнейших отложений, слагающих фундамент рассматриваемой территории, могут быть выделены два тектоно-магматических этапа — архейский и нижнепротерозойский.

Архейский тектоно-магматический этап характеризуется накоплением мощных толщ осадочных, преимущественно терригенных, пород с многочисленными прослоями и пластовыми интрузиями основных эффузивов, которые впоследствии в результате погружения в глубинные зоны земной коры и последующей складчатости были интенсивно метаморфизованы и превращены в кристаллические гнейсы различного состава и амфиболиты.

Синорогенные и посторогенные интрузии перидотитов, пироксенитов, габбро-норитов, плагиогранитов, гранодиоритов и других менее распространенных магматических пород, а также проявление постмагматических процессов усилили те изменения, которые вызвал региональный метаморфизм. В результате образовался комплекс глубокометаморфизованных архейских пород, частично превращенных в мигматиты, который составляет как бы основной фон фундамента Среднего Поволжья. Аналогичная картина, по-видимому, характерна для всей Русской платформы в целом.

По аналогии с другими районами Русской платформы, где фундамент выходит на поверхность и лучше изучен, можно предположить, что архейское осадконакопление неоднократно прерывалось эпохами складчатости и континентальными периодами. Об этом говорит, в частности, установленное на Украине несогласное налегание верхнеархейской тетерево-бугской серии биотит-гранатовых и графитовых гнейсов на более древние породы (Половинкина, 1960).

Породы архейского комплекса смяты, по-видимому, в весьма крутые изоклинальные складки. В кернах многочисленных скважин отмечались значительные наклоны плоскостей разгнейсования с углами до 70—80°.

После региональной складчатости, завершившей архейский тектономагматический этап, началось накопление нижнепротерозойских отложений. В пределах описываемой территории они распространены спорадически, что может быть связано как с меньшим развитием нижнепротерозойских геосинклинальных бассейнов по сравнению с архейскими, так и с последующей эрозией.

Магматические породы нижнепротерозойского этапа выделяются на основании определений абсолютного возраста и по аналогии с другими районами Русской платформы, так как в керне скважин, пробуренных в пределах Среднего Поволжья, непосредственных соотношений их со сланцами не наблюдалось. Сюда отнесены массивы габбро-норитов юго-западной части Татарского свода, лабрадориты Чигиреня, небольшие интрузии существенно калиевых гранитов и сиениты. Интрузивная деятельность в нижнем протерозое проявилась гораздо слабее, чем в архее, о чем свидетельствует сравнительно более слабая метаморфизация нижнепротерозойских пород.

Весьма примечательно, что ни в одной из скважин Поволжья не обнаружены аналоги наиболее молодых протерозойских гранитов типа рапакви, широко развитых на Балтийском щите и в коростенском комплексе Украины. По-видимому, восточная часть Русской платформы консолидировалась, в общем, раньше, чем более западные ее участки, и цикл магматической деятельности, соответствующий внедрению рапакви, здесь не проявился.

В течение всей дальнейшей геологической истории Среднего Поволжья кристаллический фундамент неоднократно испытывал блоковые перемещения, слагающие его породы сильно дробились, катаклазировались. Трещиноватые зоны служили путями проникновения глубинных горячих растворов, под влиянием которых происходило значительное изменение их первоначальной структуры и минерального состава пород, называемое обычно регрессивным метаморфизмом.

ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ОСАДОЧНОГО ПОКРОВА

В истории формирования осадочного покрова Поволжья и Прикамья можно выделить два мегапериода (или мегацикла) — верхнепротерозойский (верхнедокембрийский) и палеозойско-кайнозойский.

Верхнепротерозойский мегапериод. Он был весьма продолжительным и, по-видимому, охватывал несколько тектонических этапов, последним из которых был байкальский. После карельской складчатости Русская платформа испытала крупное поднятие и в течение длительного времени подвергалась размыву и денудации. Этот перерыв продолжался вплоть до времени образования грабенообразных прогибов, заполнившихся осадочными отложениями верхнепротерозойского возраста.

Образование в теле эпикарельского складчатого основания относительно узких линейно вытянутых грабенообразных прогибов, получивших название авлакогенов, явилось весьма важным событием в истории формирования осадочного чехла на территории Среднего Поволжья и Прикамья. Наиболее крупными прогибами являются Рязано-Саратовский, Сергиевско-Абдулинский и Камско-Бельский. В грабенообразных прогибах происходило накопление мощных толщ осадков, в то время как обширные пространства, разделявшие их, являлись источниками сноса терригенного материала и лишь временами, вероятно, частично перекрывались морем. Здесь формировались маломощные отложения, которые подвергались эрозии во время перерывов в осадконакоплении (в течение

верхнего протерозоя, а также преддевонского) и, в конце концов, были нацело уничтожены.

В отложениях верхнего протерозоя Среднего Поволжья и Прикамья могут быть выделены четыре крупных комплекса пород. Каждый из них начинается крупнообломочными породами (песчаниками, иногда гравелитами и конгломератами) и завершается алеврито-глинистыми или карбонатными. Между отложениями этих комплексов устанавливаются перерывы и угловые несогласия.

В основании вскрытого скважинами разреза верхнего протерозоя во всех трех указанных грабенообразных прогибах красноцветные терригенные породы (каверинская, боровская и нижекалтасинская свиты) представлены в основном песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов и конгломератов. По ряду признаков можно полагать, что отложения формировались в континентальных условиях. Об этом свидетельствуют гранулометрическая неотсортированность отложений, косая слоистость, широкое развитие каолинового цемента и особенно их красновато-коричневая окраска и чрезвычайно плохая коррелируемость отдельных разрезов.

Верхняя часть нижекалтасинской свиты представлена мелководно-морскими глинисто-алевролитовыми породами, характеризующимися правильной тонкой слоистостью и содержащими аутигенный пирит.

Морская трансгрессия достигает максимума в период отложения доломитов верхнекалтасинской свиты, развитых в пределах Камско-Бельского прогиба. В Рязано-Саратовском и Сергиевско-Абдулинском прогибах (в пределах рассматриваемой территории) аналоги верхнекалтасинской свиты отсутствуют.

После перерыва в осадконакоплении в восточной части Сергиевско-Абдулинского прогиба формируются отложения следующего комплекса. В основании разреза залегают прибрежно-морские терригенные отложения серафимовской свиты, представленные чередующимися пачками песчаников, алевролитов и аргиллитов с тонкой правильной слоистостью, карбонатным цементом, зернами аутигенного глауконита. Выше по разрезу серафимовские отложения сменяются аллювиально-дельтовыми образованиями леонидовской свиты, представленными мономинеральными кварцевыми песчаниками с каолиновым цементом, в основном красновато-коричневой окраски. Верхний член этого комплекса — глинисто-карбонатные породы катавской свиты — развит на крайнем востоке Русской платформы и в Предуральском прогибе, а на территории Среднего Поволжья и Прикамья — отсутствует.

В Камско-Бельском и Сергиевско-Абдулинском прогибах отсутствуют также возрастные аналоги следующего комплекса отложений, представленного на западном склоне Южного Урала морскими терригенными породами инзерской свиты и карбонатами миньярской свиты. Соответствующие ему по возрасту и фациальному облику отложения на территории Среднего Поволжья и Прикамья присутствуют в юго-восточной зоне Рязано-Саратовского прогиба (пересыпкинская свита), где они залегают либо на каверинской свите, являющейся базальной толщей первого седиментационного цикла, либо непосредственно на породах кристаллического фундамента.

Отложения четвертого комплекса распространены в пределах Среднего Поволжья и Прикамья во всех трех рассматриваемых прогибах значительно шире, чем нижележащие. В Сергиевско-Абдулинском и Камско-Бельском они представлены морскими терригенными породами верхнебавлинской серии, а в Рязано-Саратовском — аналогичными образованиями пачелмской серии. В разрезе обеих серий наблюдается двукратное чередование толщ переслаивания алеврито-аргиллитовых пород.

В конце верхнего протерозоя происходит формирование отложений волынской и валдайской серий представляющих собой единый крупный седиментационный цикл. Он начинается туфогенно-терригенными породами волынской серии и заканчивается морскими терригенными образованиями валдайской серии. Последняя, подобно пачелмской и верхнебавлинской, представлена двукратным чередованием в разрезе песчано-алевролитовых толщ с толщами преимущественно аргиллитового состава.

Важно отметить, что отложения вендского комплекса встречаются не только в пределах узких грабенообразных прогибов, но получают более широкое распространение, характеризую смену во времени грабенообразных прогибов впадинами типа синеклиз. Так, по-видимому, образовалась и Московская древняя синеклиза. В пределах осевой части этой синеклизы (за пределами рассматриваемой территории) геофизическими работами и бурением был обнаружен ряд грабенообразных прогибов под покровом валдайских и палеозойских образований. Эти прогибы пока еще очень слабо изучены, но и те данные, которые известны, позволяют видеть в них структурные образования, приближающиеся к тому типу грабенообразных прогибов, каким является Пачелмский.

Смена грабенообразных прогибов на территории будущей Московской синеклизы более обширной впадиной (древней Московской синеклизой) является важным моментом в истории развития этой части платформы.

Таким образом, к концу верхнепротерозойского времени в пределах рассматриваемой территории стали оформляться структурные формы типа синеклиз. Не исключено, что в это же время стала проявляться и Прикаспийская синеклиза, однако сколько-нибудь достоверных данных о ее развитии в это время пока нет.

Палеозойско-кайнозойский мегапериод. Этот период может быть разделен на три этапа: каледонский, герцинский и альпийский.

Каледонский этап. В пределах Поволжья и Прикамья отложения нижнепалеозойского возраста отсутствуют. В это время рассматриваемая территория испытывала поднятие и являлась областью денудации. Осадконакопление в ордовикское время происходило в осевой части Московской синеклизы, несколько западнее границы описываемой территории. В силурийское время область прогибания отступила еще далее на запад.

Процессы эрозии, которые господствовали в пределах территории Поволжья и Прикамья на протяжении каледонского этапа, по-видимому, привели к уничтожению значительной толщи верхнепротерозойских отложений и более древних образований. Эрозионные процессы продолжались в Поволжье и Прикамье и в начале девона.

Герцинский этап. Началом герцинского этапа в пределах Русской платформы можно считать время возобновления прогибаний и накопления осадков, последовавшее за временем высокого стояния платформы в конце силура и начале девона.

Как уже отмечалось, о распространении отложений нижнего девона в пределах рассматриваемой территории достоверных данных нет. Условно к нижнему девону относятся отложения казанлинской свиты, развитой на территории Саратовского Поволжья.

В начале среднедевонского времени (зйфельский век) в пределы рассматриваемой территории из Уральской геосинклинали распространился морской бассейн. Однако в центральной части Поволжья и При-

камня оставался крупный участок суши близкого к меридиональному простираню и осадконакопление происходило только к востоку и западу от него. Западный и восточный бассейны седиментации были почти изолированы друг от друга в течение всего эйфельского века.

В восточном бассейне накапливались пестроцветные, песчано-глинистые и карбонатно-глинистые морские осадки. В западном бассейне формируются сероцветные песчано-алевритовые и глинистые отложения, причем на юге происходило образование мощной «сероцветной» толщи, а на севере накапливались прибрежные песчано-глинистые и карбонатно-глинистые осадки открытого моря.

В конце эйфельского и в начале живетского веков (ольховское время) участок суши несколько расширился. Интенсивно разрушаясь, он давал массу обломочного кварцевого материала, накапливающегося в сильно обмелевшем и опресненном бассейне.

В последующие отрезки времени живетского века (**воробьевское, старооскольское**) происходили значительные опускания и из единого континентального массива образовалось несколько менее крупных участков суши: Ульяновско-Чебоксарский, Котельничский, Кукморско-Глазовский, Звенигородский, Балаковский и др. В удалении от этих приподнятых участков накапливались преимущественно глинистые и в меньшей степени карбонатные осадки, а в прибрежных зонах только терригенные отложения.

В конце старооскольского времени наметились регрессия и обмеление морского водоема, особенно ярко проявившиеся в конце живетского века (муллинское время). Кукморско-Глазовский, Звенигородский и Балаковский приподнятые участки соединяются в единую цепь поднятий. Незначительно приподнимается восточная часть Ульяновско-Чебоксарского участка.

К югу и востоку от зоны поднятий в открытом морском водоеме происходит накопление терригенно-карбонатных отложений. На всей остальной территории отлагаются прибрежно-морские, мелководные, местами континентальные песчано-глинистые осадки.

В муллинское время интенсивные тектонические процессы, по-видимому, привели к образованию или оживлению ранее существовавших разломов и значительным вулканическим излияниям.

В начале верхнедевонской эпохи (пашийское время) меридиональная зона поднятий, прослеживающаяся от верховьев рек Вятки и Камы, еще более резко обособляется.

Западнее располагается другая зона поднятий (Котельнич, Ульяновск, Чебоксары). Между двумя зонами поднятий отчетливо намечается область опусканий. Возникновение последней сопровождается интенсивными тектоническими движениями, обусловившими образование целой серии нарушений, с которыми были связаны вулканические излияния (Сырьяны, Казаклар, Гусиха).

Морской бассейн в пашийское время еще больше обмелел, карбонатное осадконакопление в нем почти прекратилось. В восточном бассейне в основном накапливались мелководные морские песчано-глинистые отложения; в западном, крайне мелководном бассейне, преобладали пестроцветные терригенные песчано-глинистые осадки. В Казанско-Кажимском и Нижне-Волжском прогибах отлагались песчаные, а в конце пашийского времени — алевролитоглинистые осадки.

С кыновского времени вновь наступает трансгрессивный этап развития морского бассейна. Продолжает существовать приподнятая зона в пределах Волжско-Камской антеклизы (Татарский, Жигулевско-Пугачевский своды) и прогибов (Казанско-Кажимский).

Вдоль восточного края территории на склонах Татарского, Жигулевско-Пугачевского сводов и Сергиевско-Абдулинской впадины накапливались наиболее глубоководные морские карбонатно-терригенные осадки, несколько западнее — прибрежно-морские песчано-глинистые. На склонах Воронежской антеклизы и севере Казанско-Кажимского прогиба, как и в пашийское время, шло накопление преимущественно песчаных пород и лишь местами (Сырьяны) отлагались карбонатные осадки.

Новая, еще более мощная трансгрессия («арчединское» время) дошла вплоть до восточных склонов Котельничского и Ульяновского приподнятых участков, захватила склоны Звенигородского участка и проникла в Нижне-Волжский прогиб. Почти повсеместно накапливались карбонатные или карбонатно-терригенные осадки.

В конце кыновского времени сначала наблюдается кратковременное сокращение морского бассейна, а затем в погружение втягиваются краевые части Татарского и Жигулевско-Пугачевского сводов. Для этого времени очень характерно развитие благоприятных условий для накопления илистого материала («иловые» впадины) и битуминозных пород. Иловые впадины отмечаются на южном склоне Татарского свода и на прилегающих к нему с юга участках.

В конце кикинского времени море затапливает Котельничский свод, проникает в Московскую синеклизу и распространяется на значительные площади Рязано-Саратовского прогиба. Частично море заливают районы Немско-Лойненского свода и Верхнекамской впадины. Осадконакопление в это время было преимущественно карбонатным или карбонатно-глинистым. Островное положение сохранила только Ульяновская суша, к западу от которой продолжается образование прибрежно-морских терригенных осадков.

К началу саргаевского времени территория Поволжья и Прикамья была в значительной степени сnivelирована. В рельефе почти не сохранилось островных участков суши, поставлявших в большом количестве обломочный материал (кроме Звенигородского и Тормосинского).

Саргаевский морской бассейн распространяется почти повсеместно и преобладающим в нем становится процесс карбонатного и глинисто-карбонатного осадконакопления. В осадках краевых участков бассейна заметна примесь терригенного материала. Некоторые фациальные черты саргаевского бассейна оказались унаследованными от кыновского времени. Продолжается развитие иловой впадины на востоке Татарского, Жигулевско-Пугачевского сводов и Сергиевско-Абдулинской впадины. Саргаевский бассейн все время оставался весьма мелководным.

В семилукское время по сравнению с саргаевским заметно проявили себя поднятия краевых частей бассейна (Тормосино, северо-восточная часть Воронежской антеклизы). Морской бассейн обособляется, меняется его гидрохимический режим. Накапливаются значительные массы органического вещества. На западе формируется так называемая «рудкинская» фация, характеризующаяся карбонатно-глинистым составом отложений и относительно малой битуминозностью, а на востоке — «доманиковая» с известняково-сланцевыми сильно битуминозными осадками и иногда «рифогенная» фации. Таким образом, семилукский морской бассейн по сравнению с саргаевским был угасающим, регрессивным.

В алатырское время бассейн вновь приобретает черты открытого моря. В краевых частях бассейна наблюдалось накопление терригенных песчано-глинистых образований. Только в Алтунино-Шунакском прогибе продолжается накопление пород, обогащенных органическим веще-

ством. В конце алатырского времени бассейн превращается в замкнутый регрессивный и так же, как и в семилукское время, в западных окраинных его зонах накапливаются в основном песчано-глинистые прибрежные отложения. На востоке формируются битуминозные карбонатно-глинистые породы доманикового типа.

В воронежское время на востоке территории начала формироваться Камско-Кинельская впадина, где накапливались относительно глубоководные маломощные, обогащенные органическим веществом карбонатно-глинисто-кремнистые осадки, в то время как за ее пределами продолжали накапливаться мелководные преимущественно карбонатные образования.

Начиная с евлановско-ливенского времени Камско-Кинельская впадина стала оказывать существенное влияние на весь ход осадконакопления. К западу от нее происходит садка доломитов и сульфатов, а к востоку сохраняется нормальный морской бассейн, в котором отлагались известковые илы.

Фаменский век явился заключительным этапом развития девонского эпиконтинентального бассейна. Русская платформа медленно поднималась и происходило усиленное накопление доломитов и сульфатов.

В нижнефаменское время накопление доломито-сульфатных осадков наблюдается в восточных районах, ограниченных Камско-Кинельской впадиной. В самой впадине продолжается процесс некомпенсированного прогибания и накопления битуминозных известняково-глинистых осадков. По бортам впадины развивались рифовые фации. К западу от впадины осаждались в основном известковые илы.

В верхнефранское время регрессивный морской бассейн превращается в весьма мелководный плоскодонный водоем. Концентрация солей в фаменских водах была чрезвычайно высокой. Поэтому в западной части Поволжья повсеместно накапливаются доломитовые и сульфатные породы, особенно в краевых зонах.

Камско-Кинельская впадина развивалась в прежнем плане и разграничивала различные фациальные зоны бассейна. К востоку от нее осаждались в основном известковые осадки и лишь частично доломитовые и сульфатные, а к западу повсеместно накапливались доломитовые и сульфатные породы. Опреснение восточного бассейна происходило за счет водных потоков, поступавших с Урала, испытавшего в это время интенсивное поднятие.

Конец фаменского века ознаменовался новым подъемом территории Русской платформы. Отдельные участки суши были выведены из-под уровня вод, где и образовывалась кора выветривания.

Изучение фаций и мощностей девонских отложений показывает, что в девонское время продолжало развиваться большинство основных структурных элементов рассматриваемой территории. Так продолжали развиваться Рязано-Саратовский прогиб, Московская синеклиза и Волжско-Камская антеклиза. Относительно развития Прикаспийской синеклизы в девонское время данных почти нет.

Мощности девонских отложений в Рязано-Саратовском прогибе оказываются большими по сравнению с Воронежской антеклизой и смежными районами Волжско-Камской антеклизы (южная часть Токмовского свода). В Московской синеклизе накапливались отложения значительной мощности и эта структурная форма особенно по нижним горизонтам девона сказывалась довольно заметно. Следует лишь отметить, что граница синеклизы с Котельничским и Сыктывкарским сводами была выражена более отчетливо, чем с Токмовским сводом. Волжско-Камская антеклиза не формировалась строго по единому плану. Выделяемые в ее пределах своды и даже части сводов в отдельные

отрезки времени развивались дифференцированно. На протяжении среднего и верхнего девона выступали отдельные участки Татарского, Жигулевско-Пугачевского и Токмовского сводов. В девонское время Татарский свод испытал крупные дизъюнктивные нарушения, приведшие, в частности, к образованию Алтунино-Шунакского прогиба. К концу девона благодаря образованию Сарайлинской седловины заметно проявились Северная и Южная вершины свода.

Повышенные в структурном отношении участки Жигулевско-Пугачевского свода обозначаются по распределению мощностей воробьевского, старооскольского и муллинского горизонтов.

Токмовский свод довольно отчетливо отделялся от Рязано-Саратовского прогиба и менее отчетливо от Московской синеклизы. В преднижнеживетское время свод, по-видимому, составлял единое целое с Жигулевско-Пугачевским.

Несколько иначе развивались Котельничский, Сыктывкарский и Немско-Лойненский своды. Они хорошо проявлялись в среднедевонское время и в первой половине верхнего девона, но в дальнейшем почти не сказывались.

В среднем девоне и первой половине верхнего девона выделялся Казанско-Кажимский прогиб, отделявший Северную вершину Татарского свода и Немско-Лойненский свод от Котельничского и Сыктывкарского сводовых поднятий.

К нарушениям, приведшим к возникновению Казанско-Кажимского грабенообразного прогиба, приурочено распространение вулканогенных пород.

В начале каменноугольного периода в турнейский век территория Поволжья испытала общее погружение. Море покрыло сплошь всю площадь центральной и восточной частей Русской платформы. В заволжское (озерско-хованское) время на большей части описываемой территории господствовал режим открытого мелководного морского бассейна с кратковременными периодами засоления отдельных его участков, о чем свидетельствуют пласты сульфатизированных доломитов среди преобладающих известняков и своеобразный обедненный состав фауны. Продолжалось развивающееся с девонского времени прогибание некомпенсированного осадконакопления. Погруженной под уровень моря территория Поволжья остается до конца турнейского века и условия мелководной морской седиментации в пределах большей части этой территории сохраняются в течение малевского, упинского, лихвинского, черепетского и кизеловского времени. Наиболее прогнутая осевая зона Камско-Кинельской впадины в кизеловское время лишь несколько сужается, но остается по-прежнему областью накопления более глубоководных фаций. В прибортовых частях этой зоны накапливаются мелководные известняки, нередко рифогенные.

В конце кизеловского времени происходит общее поднятие территории Поволжья и сокращение турнейского бассейна. Карбонатная седиментация кизеловского бассейна в еловское время сменяется накоплением терригенного материала на широкой площади. В западных районах происходил размыв накопившихся ранее турнейских осадков.

В пределах территории, занятой морем, различные участки прогибаются с различной скоростью. Так, на площадях, соответствующих Котельничскому, Токмовскому и Жигулевско-Пугачевскому сводам, в еловское время накопилась маломощная толща (2—8 м) аргиллитов, лишенных фауны.

В прибортовых участках Камско-Кинельской впадины осаждаются кремнисто-карбонатный и карбонатно-глинистый материал с обедненным

комплексом морской фауны. В осевой части Камско-Кинельской впадины садятся аргиллиты, глинистые и окремненные известняки с остатками морской фауны.

В радаевское время на территории Котельничского, Токмовского и Жигулевско-Пугачевского сводов, восточного окончания Рязано-Саратовского прогиба и юго-восточного склона Воронежской антеклизы устанавливается континентальный перерыв, в течение которого размыты и подверглись ранее накопленные отложения елховского горизонта и более древних отложений турнейского яруса. В результате регрессии и распада морского бассейна образовалась система водоемов, наиболее крупный из которых в радаевско-бобриковское время находился в Камско-Кинельской впадине, где в условиях приморской низменности на многочисленных островах и отмелях отлагались прибрежные озерно-болотно-аллювиальные образования (песчаники, алевролиты с прослоями углей и углистых сланцев, не содержащие морской фауны, с многочисленными ходами червей — илоедов и остатками корней растений). Прогибание Камско-Кинельской впадины в радаевско-бобриковское время компенсируется полностью осадконакоплением, и в более позднее геологическое время эта область, как зона наибольшего прогибания, уже не проявляется.

В тульское время вся территория Поволжья испытала общее погружение, приведшее к широкой трансгрессии моря, под уровень которого опустились и западные области правобережной части Поволжья. На юго-востоке шло накопление карбонатных осадков, в незначительном количестве содержащих примесь терригенного материала, с богатым комплексом морской фауны; на западе и северо-западе наряду с карбонатными отлагались черные терригенные породы с остатками растительности и включениями пирита.

Окское море Поволжья характеризуется устойчивым спокойным мелководным режимом, широкими связями с более западными участками визейского бассейна (Донбасс, Подмосковье), развитием богатой и разнообразной фауны. Выделяются области, несколько отличающиеся по фациальным условиям (распределению в пространстве терригенного материала и степени доломитизации пород). Терригенный материал в течение всего времени накапливается только на севере Поволжья (южнее он приурочен главным образом к алексинскому горизонту); наиболее удаленным от области сноса было Куйбышевское Заволжье, к югу от которого количество терригенного материала в окских осадках вновь нарастает. Наименьшая доломитизация пород, отмечающаяся в западном и южном участках окского моря, объясняется сообщением этих частей бассейна с визейскими бассейнами на юго-западе. Повышенная доломитизация пород на севере связана с существовавшим там засушливым климатом. В промежуточных районах характер разреза переходный.

В веневское время визейское море постепенно мелеет, доломитизация увеличивается, фауна беднеет, становится более однообразной, в нижнем Поволжье появляются линзы кремней, уменьшается мощность осадков. В серпуховское время продолжается обмеление визейского моря и некоторое увеличение солености его вод. В нижнесерпуховское время полоса доломитового осадконакопления расширяется и захватывает восточную часть Казанско-Куйбышевского Заволжья. Юго-западная часть водоема была более широко связана с открытым морем, и доломитизация там развита слабее.

Нижнеамурское (протвинское) время характеризуется углублением бассейна, значительным обновлением фауны и флоры и широким развитием карбонатной седиментации осадков, связанными с усилением

гидродинамики бассейна в результате медленных эпэпирогенических движений регионального порядка. Мощность протвинских отложений изменяется от 25 до 44 м. Конец протвинского времени знаменуется повсеместной регрессией и региональным перерывом в осадконакоплении.

Со второй половины намюрского века (краснополянского времени) начинается новый этап в развитии фауны и флоры, новый цикл в осадконакоплении. Вначале происходит накопление прибрежно-морских карбонатных осадков (оолитовых, органогенно-обломочных), сменившихся затем детритовыми отложениями. Трансгрессия начинается одновременно, море заняло лишь районы Красной Поляны и восточной части Саратовско-Волгоградского Поволжья.

В башкирский век трансгрессия моря, надвигавшегося со стороны Урала, продолжает развиваться. В северокельтменское время в полосе, охватывающей зону Вятских дислокаций, Мелекесскую впадину и южные участки Волжско-Камской антеклизы, существовал устойчивый морской режим; приподнятой в структурном отношении областью остается Татарский свод. Область центральной части Токмовского свода была сушей. Максимум башкирской трансгрессии наступает в прикамское время, когда водами моря покрывается и большая восточная часть Токмовского свода. Сушей остаются только крайние западные районы Среднего Поволжья.

В позднебашкирское время начинаются дифференцированные движения в разных районах Поволжья, закончившиеся регрессией и перерывом в осадконакоплении на крайнем западе Среднего Поволжья и частично на севере и погружением восточных и южных областей.

В начале верейского времени продолжает сохраняться подобная фациальная обстановка, затем трансгрессия моря, продвигавшегося с юго-запада Русской платформы, захватывает западные районы Поволжья, где устанавливаются прибрежно-морские и лагунные условия осадконакопления; в восточных областях господствует мелководное море. Сушей была территория, расположенная к западу от линии Балахов — Сердобск — Липецк — Ряжск — Тула — Калуга.

В каширское время продолжается прогибание всей территории и углубление морского бассейна, оставшегося в тех же границах, что и верейский. Преобладают морские карбонатные фации на территории Волжско-Камской антеклизы, прибрежно-морские условия отступают на запад и сохраняются лишь в районах Нижнего Поволжья. В северных областях антеклизы (Советск, Вожгалы, Марпосад) бассейн отличался повышенной соленостью. Области сноса располагались на западе и юго-западе.

В верхнемосковское время сохраняются устойчивые мелководно-морские условия осадконакопления. Наиболее мелководная отмель существовала в присводовой части Токмовского свода. Относительно более глубоководные участки располагаются в пределах Юлово-Ишимского района, на Самарской Луке и в Нижнем Поволжье. На севере (Порецк, Марпосад, Котельнич) и в Саратовско-Волгоградском Поволжье развивается окремнение осадков.

С начала верхнего карбона началось новое неравномерное погружение Русской платформы. На западе рассматриваемой территории отлагались окраинные фации мелкого моря и мелководные фации открытого моря, в центральной меридиональной полосе, вплоть до Волгоградской области, преобладают мелководные известняки с богатой фауной. Юго-восточные районы Куйбышевского Заволжья (Пилюгино, Красная Поляна) непрерывно остаются областями отложения доломитов. Для верхнекаменноугольного бассейна характерно однообразие фациальных условий на широкой площади, фиксируемое по фауне.

Изучение каменноугольных отложений показывает, что в начале карбона территория прогибания в пределах восточной части Русской платформы значительно расширилась и к концу нижнего и началу среднего карбона особенно отчетливо стала проявляться область опускания, получившая от А. Д. Архангельского наименование Восточно-Русской впадины.

В каменноугольное время несколько стирается грань между зонами поднятий и опусканий в пределах этой впадины. Однако наблюдения показывают, что и в это время положительные и отрицательные структурные элементы продолжают развиваться не одинаково.

В каменноугольное время, в частности, проявляются такие сводовые поднятия Волжско-Камской антеклизы, как Татарский, Жигулевско-Пугачевский и Токмовский своды. Весьма интересным является дальнейшее развитие специфической структурно-фациальной зоны, получившей наименование Камско-Кинельской впадины, начало образования которой относится к концу фаменского времени. Важно отметить, что эта впадина приурочена в основном к крупным отрицательным структурным формам Волжско-Камской антеклизы (Верхнекамской, Мелекесской и Бузулукской впадинам и Сарайлинскому прогибу) и к склонам прилегающих сводовых поднятий. Таким образом, в каменноугольное время наличие Камско-Кинельской впадины как бы подчеркивает некоторые особенности развития сводовых поднятий и разделяющих их впадин в пределах Волжско-Камской антеклизы.

Условия осадконакопления, характерные для конца верхнего карбона, в основном сохранились и для начала пермского времени. Переход от отложений каменноугольного возраста к отложениям пермского происходит постепенно. В разрезах обычно наблюдается увеличение доломитов, уменьшение известняков и появление прослоев ангидритов и гипсов. Происходит также постепенное обеднение фауны, выражающееся в исчезновении таких групп животных организмов, как фузулииды, спириферы и др. В нижнепермское время в сравнении с каменноугольным происходит сокращение морского бассейна.

Значительные изменения в ходе осадочного процесса произошли на грани ассельского и сакмарского веков, когда движения положительного знака обусловили начало преимущественно сульфатного осадконакопления в пределах Волжско-Камской антеклизы. В течение тастубского времени происходит дальнейшая изоляция нижнепермского бассейна на этой территории, соленость вод продолжает увеличиваться.

В начале артинского времени из-под уровня моря вышла почти вся территория Волжско-Камской антеклизы, за исключением быть может, наиболее погруженных участков на севере антеклизы. Произошедшее вслед за этим опускание и некоторое расширение морского бассейна сменились вскоре (к концу артинского времени) вновь положительными движениями. В филипповское время трансгрессия охватила широкую территорию. В иренское время поднятия обусловили изоляцию бассейна, следствием чего явилось резкое возрастание солености вод.

В нижнепермское время происходит интенсивное формирование Прикаспийской синеклизы, которая испытывает глубокое погружение и заполняется мощной толщей осадков. Однако этот отрезок времени в жизни Прикаспийской синеклизы остается еще слабо изученным. Мало изучена история развития Прикаспийской синеклизы в сравнении с более северными районами и для верхнепермского времени, когда на Урале и на востоке Русской платформы произошли весьма важные события в связи с заключительной стадией герцинского геосинклинального развития Уральской складчатой системы и образованием Предуральского краевого прогиба.

В начале уфимского времени осадкообразование происходило в реликтовых от кунгурского бассейна водоемах, которые несколько расширились в западном направлении и несколько опреснились за счет поступления водных масс с восточной приподнимающейся суши.

В пределах Московской синеклизы и Волжско-Камской антеклизы (в области Вятских поднятий, Верхнекамской впадины, по восточному склону Татарского свода и на юге — в Бузулукской депрессии) накапливались карбонатно-глинисто-ангидритовые осадки (соликамский горизонт) мощностью от 0 до 45 м с фауной остракод и пелеципод.

По мере продвижения соликамского бассейна на запад осадки его трансгрессивно перекрывали породы различных горизонтов кунгура. На границе соликамского и шешминского времени происходят поднятия на Урале.

В нижнешешминский отрезок времени отмечается наиболее интенсивный (для уфимского века) снос терригенного материала. Область накопления красноцветных осадков значительно расширяется на запад. В условиях аридного климата в солонатоводном бассейне, населенном фауной остракод и пелеципод, осаждался алевролитовый и глинистый материал. В северо-западных участках (Московская синеклиза, зона Вятских поднятий) вместе с тонким глинистым материалом накапливаются карбонаты и сульфаты кальция.

Мощности сульфатизированных красноцветных глин, алевролитов и мергелей от 18—37 до 56 м.

По восточному склону Татарского свода и в Вятско-Камской впадине в несколько распресненной зоне накапливается довольно мощная (до 90 м) толща красноцветных песчано-глинистых осадков, с размывом покрывающая соликамские или сакмарские породы.

Более грубые по составу (песчаники, иногда косослоистые с мергельной галькой) и относительно меньшей мощности осадки накапливаются также в приподнятых участках доуфимского рельефа, в то время как в депрессионных участках образуются глинистые или очень тонкозернистые породы. Такие локальные изменения мощностей и состава нижнешешминских отложений наблюдаются в центральной части Татарского свода и по его западному склону.

Уже к концу нижнешешминского времени уфимский бассейн начинает мелеть и сокращаться в размерах — его западная граница перемещается в восточном направлении. В верхнешешминское время на западе значительная часть дна бассейна осушается и начинают размываться накопившиеся ранее нижнешешминские породы.

Снос обломочного материала происходит с востока. В сохранившихся засоленных озерных водоемах вдоль восточного склона Татарского свода, в северной части Верхнекамской впадины, местами в Сергиевско-Абдулинской впадине накапливаются глинисто-карбонатные загипсованные осадки мощностью от 8 до 60 м.

Казанский век на Русской платформе начинается с бореальной трансгрессии спириферового (нижнеказанского) моря. Воды этого бассейна покрыли значительную часть описываемой территории, испытывавшей к началу казанского времени некоторое прогибание. Не залитой оставалась юго-западная часть — восточное погружение Воронежской антеклизы, которая с доуфимского времени являлась сушей и служила источником садыщегося в западной части бассейна карбонатного материала.

В первые моменты казанской трансгрессии почти на всей площади бассейна отлагаются небольшой мощности серые карбонатно-глинистые илы, образующиеся главным образом за счет абразионного размыва

подстилающих толщ, развивается сравнительно однообразная фауна брахиопод — лингулы, мелкие продуктиды и др.

Примерно в течение первой трети нижеказанского времени в восточной части Русской платформы существовал бассейн с нормально-морскими условиями, в котором обитала разнообразная многочисленная фауна брахиопод, остракод, фораминифер, пелеципод, колонии мшанок и морских лилий, одиночные кораллы и др.

Привнос обломочного материала с суши был сильно ограничен и поэтому на всей западной половине описываемой площади накапливались известковые или гидрхимического происхождения, кремнеземные, с включением глауконита. Лишь на северо-востоке (восточные районы зоны Вятских дислокаций, Вятско-Камская впадина) ощущалась близость не очень интенсивно размываемой суши (садился глинистый материал).

К концу описываемого отрезка времени развитие морских условий достигло своего оптимума (наибольший расцвет фауны, чистота карбонатных осадков) и на значительной территории отложились органогенно-обломочные, мшанково-криноидные известняки, иногда рифогенные.

С востока нижеказанский бассейн начинает заноситься терригенным материалом (восточный склон Татарского свода, Верхне-Вятская впадина). Накапливаются толщи косослоистых песчаников доломитизированных, иногда загипсованных, переслаивающихся с глинами, мергелями и известняками с морской, более угнетенной фауной.

Песчано-глинистые образования заполняют и депрессионные, наиболее интенсивно прогибающиеся участки (Мелекесская впадина). Песчаные отмели, а возможно, и полосы прибрежной островной суши отшнуровывают участки моря, которые в северо-восточной части описываемой территории превращаются в пресноводные лагуны, в которые заносятся вместе с глинистыми частицами растительные остатки, послужившие потом для образования углей (Давлеканово). На северо-востоке (Камско-Вятская впадина) располагается зона карбонатного осадкообразования. Мощности верхней части нижеказанского подъяруса 30—35 м, в зонах прогибания возрастают до 70—100 м.

Начавшаяся после отложения мшанково-брахиоподовых известняков регрессия верхнепермского бассейна наибольшего развития достигает в нижеказанское время. Продолжается общий подъем описываемой территории, в результате чего увеличиваются размеры западной береговой суши, а на востоке вновь повышается эрозионный уровень и возрастает поступление обломочного материала в верхнепермский бассейн.

На большой площади к западу от Урала накапливаются прибрежно-морские, лагунные и красноцветные континентальные отложения.

На некоторых структурно-приподнятых участках происходит размыв нижеказанских образований (Марпосадская, Сокольегорская структуры, окраина Рязано-Саратовского прогиба и др.).

Как и ранее, в нижеказанское время карбонатные осадки накапливаются в западной части бассейна (Московская синеклиза, Горьковское и Саратовско-Куйбышевское Поволжье), но они несут ярко выраженные признаки условий регрессивного бассейна. В основном это доломиты, включающие фауну пелеципод, часто загипсованные.

К востоку от Мелекесской впадины загипсованность исчезает и лагунно-морские фации верхнеказанского подъяруса переходят в красноцветные прибрежно-дельтовые отложения белебеевской свиты, представленные толщей красноцветных песчаников, иногда меденосных, и глин, включающих прослой карбонатных пород с остатками эвригаллин-

ной фауны. В самых крайних восточных районах в зонах большего распространения развиты красноцветные песчаники и глины с солоноватоводной и пресноводной фауной, с остатками растений (окаменелые стволы деревьев), остатками насекомых и костями тетрапод.

Условия осадконакопления в верхнеказанском бассейне неоднократно менялись во времени. Устанавливается, по крайней мере, четыре ритма, в основании каждого из которых прослеживается поверхность размыва.

Наибольшие мощности верхнеказанских отложений приурочены к восточному склону Татарского свода (90—125 м), Мелекесской впадине (100—120 м) и прогнутой части Вятско-Камской впадины (белебевская свита 190 м).

В пределах Московской синеклизы и зоны Вятских дислокаций, а также в западной части Волжско-Камской антеклизы мощность не превышает 30—65 м. В Чебоксарском Поволжье в сводах локальных структур верхнеказанские отложения имеют мощность 24 м, а в депрессионных участках — до 52 м. К Бузулукской впадине она увеличивается до 65 м.

После отложения верхнеказанских осадков большая часть территории Среднего и Нижнего Поволжья представляла собой континент, где эрозионные процессы преобладали над аккумуляцией.

Некоторое погружение территории в начале татарского века привело к накоплению на размытой поверхности казанских образований красноцветных континентальных и озерно-морских пресноводных и засоленных осадков.

В нижнетатарское время продолжают унаследованные от казанского века в целом меридиональные погружения восточных районов Русской платформы. Мощность отложений от 180 м (Сергиевско-Абдулинская впадина) до 320 м (Верхнекамская впадина) и до 100 м на сводах (Токмовский, Татарский).

С Балтийского щита и равнинных территорий западной суши в пределы Московской синеклизы и северной части Токмовского свода сносился хорошо отсортированный песчано-алевролитовый материал. В горько-соленых озерах, бухтах, заливах, в условиях резко континентального климата накапливалась терригенно-гипсоносная толща (нижнеустинская свита).

Восточнее зоны Вятских дислокаций — в пределах Верхнекамской впадины, Татарского свода, а также восточной части Сергиевско-Абдулинской впадины, на Оренбургском и Жигулевском сводах широкое развитие получают пресноводно-озерные и аллювиально-речные образования, сменяющие друг друга во времени и пространстве.

Органический мир нижнетатарского времени был представлен позвоночными дейноцефалового комплекса, водоемы населялись многочисленными остракодами и пелециподами. К концу нижнетатарского времени ослабевают эрозионные процессы в пределах как западной, так и восточной береговых суши и на дне обширного озерно-морского бассейна садятся глинисто-карбонатные илы.

В северодвинское время оживляются тектонические движения как на Урале, так и в пределах платформы, приведшие к перестройке крупных тектонических структур. Так, в пределах Московской синеклизы зона максимальных прогибаний (180—235 м) смещается к юго-востоку (Маломо-Великорецкий бассейн), в пределах Верхнекамской впадины — к северу (верховье Вятки и Камы, мощность северодвинских отложений 220 м).

Южная часть Верхнекамской впадины, Татарского и Башкирского сводов испытывают восходящие движения. Как положительная струк-

тура меридионального направления в это время начинает проявляться центральная часть Вятского вала, а к западу от него закладывается Чебоксарско-Пижменский прогиб. В зоне сопряжения Токмовского свода и Московской синеклизы начинается формирование сложных Городецко-Ковернинских дислокаций. Единый нижнетатарский бассейн распался на отдельные водоемы.

В результате подъема Урала усилился сток водных масс и поступление огромных количеств обломочного материала, так что аллювиальные образования распространились далеко на запад. Обновление деятельности речных потоков происходило в северодвинское время неоднократно, что фиксируется в чередовании во времени аллювиальных и озерных фаций.

К концу северодвинского времени солоноватоводные озера покрывали территорию Московской синеклизы, северную часть Верхнекамской впадины, Мелекесскую, Сергиевско-Абдулинскую впадины, восточный склон Токмовского свода. В этих озерах расцветала фауна остракод, гастропод, пелелипод, рыб, а по берегам расселялись представители парейазавровой фауны, пришедшей на смену вымершим в конце нижнетатарского времени дейноцефалам.

В вятское время, завершающее татарский век, на Русской платформе региональные тектонические напряжения широтного простирания начинают преобладать над меридиональными.

В результате поднятий на обширной территории Башкирского и Татарского сводов, в южных частях Вятского вала и Верхнекамской впадины осадкообразование прекращается. Лишь в озерах бессточных аллювиальных равнин — в пределах Московской синеклизы, в северной части Вятско-Камской впадины, в Мелекесской и Сергиевско-Абдулинской впадинах — накапливаются песчано-конгломератовые и песчано-глинистые, местами известковистые осадки мощностью до 100 м, с остатками конхострах, остракод, пелелипод и наземных позвоночных батрахозаврового комплекса.

К концу вятского времени процессы седиментации сохраняются лишь в северной части Вятско-Камской впадины и, возможно, в других участках депрессионных зон.

Таким образом, в пермское время продолжается развитие основных структурных элементов Поволжья и Прикамья. Особенно значительное погружение в это время испытывает Прикаспийская синеклиза, заполняющаяся мощной толщей морских, лагунных и континентальных образований, среди которых широкое развитие получают галогенные образования кунгурского века. Прикаспийская синеклиза в пермское время отграничивается от остальной части платформы системой нарушений, которые в осадочном чехле фиксируются как флексуры и уступы.

Московская синеклиза испытывает относительно небольшое погружение. В ее пределах в пермское время получают дальнейшее развитие Чебоксарский и Сурско-Ветлужский прогибы. В верхнетатарское время происходит подъем Воротиловского выступа. В пределах Волжско-Камской антеклизы относительно отчетливо выступают Татарский, Токмовский и Жигулевско-Пугачевский своды. Последний из них испытывает значительное прогибание в своей юго-восточной части.

Отложения нижнего триаса, развитые на территории Поволжья и Прикамья, могут быть также отнесены к герцинскому этапу, если считать, как это полагают многие исследователи (М. В. Муратов и др.), что герцинский и альпийский этапы развития Русской платформы разделены длительным периодом поднятия, максимум которого продолжался с начала среднего триаса до середины нижней юры.

В начале триасового периода районы Московской синеклизы и Вятско-Камской впадины так же, как и Прикаспийская синеклиза и участки, примыкающие к ней, представляли собой бессточные котловины, куда многочисленные реки сносили терригенный материал. Источниками сноса служили не только Урал, но и сводовые поднятия Волжско-Камской антеклизы и Воронежская антеклиза.

В течение индского века в отдельных районах рассматриваемой территории (Куйбышевское Заволжье) блуждающие по равнине реки накапливали мощные толщи косослоистых песчаников и конгломератов, в других — аллювиальные осадки сменялись во времени озерными и эоловыми лёссовидными образованиями.

Ритмичное изменение литологического состава пород индского яруса свидетельствует, по крайней мере, о четырехкратном оживлении деятельности временных потоков, что в основном было связано с периодическими тектоническими подвижками в пределах Урала и восточной части Русской платформы. К концу индского века снос крупнообломочного материала почти прекращается.

В оленекское время происходит погружение значительной части описываемой территории. В пределы Прикаспийской синеклизы ингрессирует море, а в южной части Куйбышевского Заволжья — между северным бортом Прикаспийской синеклизы и Жигулевско-Пугачевским сводом — оживляется деятельность рек, приносящих обломочный материал в основном песчано-глинистый и карбонатный не с востока, а с запада и севера. Аридный климат индского века в оленекское время сменяется гумидным, происходят изменения в составе фауны как беспозвоночных, так и наземных рептилий и амфибий.

В течение герцинского этапа происходило формирование не только крупных структурных форм, но и структур низших порядков, причем этот процесс, по-видимому, более интенсивно происходил в конце палеозоя. В это время в Поволжье и Прикамье происходит формирование многих валов, локальных поднятий, а также флексур.

Альпийский этап. Территория Поволжья и Прикамья в раннеюрскую эпоху являлась сушей и представляла собой в целом область размыва. В начале среднеюрской эпохи трансгрессия ааленского моря захватила сравнительно небольшую ее часть на юго-востоке (в пределах Прикаспийской синеклизы), но к началу байоса море вновь покинуло эту территорию.

В позднем байосе (зона *Parkinsonia parkinsoni*) происходит прогибание Прикаспийской синеклизы (мощность осадков до 150 м), а также начинают формироваться Ульяновско-Саратовский и Муромско-Ломовский прогибы, в пределы которых трансгрессирует среднеюрское море.

Волжско-Камская антеклиза и Воронежский свод, наоборот, постепенно приподнимаются. К середине батского века море совершенно покидает описываемую территорию. В средней части рассматриваемой территории особенно интенсивное прогибание в течение байосского и батского времени испытывала Ковернинская впадина, где мощность озерных глин и алевролитов достигает 305 м, значительно превосходя мощность морской средней юры Прикаспийской синеклизы.

Новые прогибания и связанное с ними наступление юрского моря относятся к келловею. Осадконакопление происходит почти на всей территории, за исключением ее восточной части. Наибольшее прогибание испытывает Прикаспийская синеклиза, несколько меньшее — отдельные участки Ульяновско-Саратовского прогиба. Восточная часть Волжско-Камской антеклизы и Воронежский свод остаются по-прежнему относительно приподнятыми.

Наиболее значительные прогибания Прикаспийской синеклизы и Саратовского Поволжья падают, очевидно, на верхнекелловейское время — мощность верхнекелловейских осадков часто превышает суммарную мощность пород нижнего и среднего келловоя.

В течение оксфорда и кимериджа вся западная и северная части территории являются областями прогибания и заняты морским бассейном, где накапливаются значительные толщи карбонатных глин. После небольших локальных эпейрогенетических подвижек в позднем кимеридже со значительной территории море регрессирует и осадконакопление происходит лишь в наиболее опущенной части Ульяновско-Саратовского прогиба.

Начало нижнего волжского века характеризуется восходящими движениями наибольшей амплитуды, но уже с середины века значительная часть территории Поволжья и Прикамья была втянута в прогибание. На юго-востоке (Прикаспийская синеклиза, южный склон Жигулевско-Пугачевского свода) и на северо-востоке (Вятско-Камская впадина) накапливаются морские осадки, причем максимальное прогибание по-прежнему имеет место в Прикаспийской синеклизе (мощности нижневолжских осадков до 200 м).

Волжско-Камская антеклиза и Воронежский свод продолжают развиваться как положительные формы, причем наибольший их рост приурочен к периоду регионального подъема территории Русской платформы в конце верхнеюрской эпохи.

В конце юрского периода на описываемой территории происходят поднятия, вызвавшие обмеление бассейна на большей части площади, приведшие к перерыву в осадкообразовании. В начале мелового периода испытывает погружение Ульяновское и Сызранское правобережье и Саратовское Заволжье, где накапливаются осадки валанжина. Анализ мощностей отложений нижнего мела позволяет говорить о том, что восточная часть описываемой территории представляла собой область субмеридионального прогибания, включающую Прикаспийскую синеклизу, Марковскую и Терешкинскую впадины.

В западной части в течение раннемеловой эпохи на фоне общей тенденции к погружению и расширению моря в отдельные отрезки времени происходили поднятия различной амплитуды.

В неокоме и апте центральная и северо-западная части Керенско-Чембарских поднятий занимали более высокое гипсометрическое положение по сравнению с соседними районами (П. С. Хохлов, 1955). Вследствие интенсивного погружения Муромско-Ломовского прогиба в апте и альбе обособляется приподнятый участок в северо-западной части Сурско-Мокшинских поднятий. В конце альба происходит соединение этих поднятий с Гусихинскими и Кикинскими в единую тектоническую зону, отличающуюся резко выраженной тенденцией к воздыманию.

Поднятия испытала и северная часть Саратовских дислокаций в районе сел Тепловки и Ириновки. Восточный склон Воронежской антеклизы в неокоме был приподнят.

Бортовой уступ Прикаспийской антеклизы в раннемеловую эпоху, по-видимому, не проявлялся; изолинии мощностей нижнемеловых отложений пересекли местоположение современного бортового уступа почти под прямым углом. В палеоструктуре нижнего мела не были также выражены Жигулевские поднятия и Ставропольская впадина. Они вместе с Терешкинской впадиной были вовлечены в единое прогибание. Не нашли четкого отражения и Степановско-Советские поднятия в Саратовском Заволжье. Они представляли собой северо-восточный склон Сердобско-Елшанских поднятий.

Северо-западные простирания впадин и поднятий в западной части территории обусловлены, очевидно, влиянием древней структуры Рязано-Саратовского прогиба, имеющего ту же ориентировку.

Поздне меловая эпоха является временем трансгрессии моря, общего погружения южной части Русской платформы в целом и описываемой территории в частности. Об этом свидетельствует широкое распространение морских отложений всех ярусов, за исключением датского.

Однако в отдельные отрезки времени в пределах описываемой территории имели место и восходящие движения. Такие движения отмечаются в конце альба и самом начале сеномана. Менее значительными были восходящие движения в середине сантона, перед кампаном и маастрихтом.

Самыми значительными по амплитуде, распространению и, как следствие, по воздействию на процессы седиментации и формирование структурных элементов были восходящие движения в конце маастрихта и в течение датского века. Область морской седиментации в это время очень сильно сократилась. Почти вся территория, за исключением юго-восточных районов, стала сушей. Для поздне меловой эпохи характерны интенсивные размывы, приводящие к значительному разрушению отдельных стратиграфических толщ на обширных участках территории.

Области максимального прогибания в верхнемеловое время были приурочены к Прикаспийской синеклизе и прилегающим к ней участкам Заволжья (350—600 м), к Ульяновско-Саратовскому прогибу (260—347 м) и к Карамышской впадине (200—250 м). На остальных участках мощности меньше и убывают в западном направлении к восточному склону Воронежской антеклизы.

Можно предполагать, что в поздне меловую эпоху в отличие от раннемеловой простирания основных структурных элементов стали контролироваться и разломами фундамента, имеющими северо-восточную ориентировку. Об этом, в частности, свидетельствует северо-восточное простирание зоны сокращенных мощностей сеномана, охватывающей выраженные в современном плане Терсинскую впадину и Жирновские поднятия. Обращает на себя внимание также сокращение мощностей сеноманских отложений в Прикаспийской синеклизе (Новоузенская опорная скважина) по сравнению с разрезами правобережья Волги.

В течение поздне меловой эпохи формируются Керенско-Чембарские и особенно Сурско-Мокшинские дислокации. В последних в сводовой части отсутствуют породы почти всего верхнего мела.

Ульяновско-Саратовский прогиб в течение поздне меловой эпохи не представлял собой единого целого, он состоял из двух ветвей — северной и южной. Между ними располагался более приподнятый участок, соответствующий юго-восточному продолжению Сурско-Мокшинских дислокаций. Муромско-Ломовский прогиб заложен в раннем мелу, но сформировался главным образом в поздне меловую эпоху.

Современные зоны дислокаций Сызранского и Саратовского правобережья в меньшей степени нашли отражение в мощностях и составе верхнемеловых отложений. Близ Жигулевских дислокаций разрез верхнего мела относительно полный, мощность пород довольно большая. Следовательно, эти дислокации в своем развитии не выделялись, а представляли собой целое с соседними участками, в том числе и прогибами. Саратовские дислокации, за исключением района Тепловки и Ириновки, не находят отражения в мощностях и составе пород верхнего мела. Изменение состава и мощностей подчинялось общим закономерностям для большей территории Поволжья и не связано с этими дислокациями.

В Саратовском Заволжье, несмотря на сравнительно большие суммарные мощности (см. выше), в отдельные века поздне меловой эпохи

осадкообразование было замедленным, что вместе с размывом обусловило малые мощности осадков. Следовательно, даже и здесь, в области с отчетливо выраженным прогибанием, имели место уменьшения амплитуды опусканий.

Локальные поднятия и разделяющие их местные прогибы и впадины на всей территории не находят отражения в мощностях и составе верхнемеловых отложений. Это можно объяснить малой амплитудой их движений, в то время не нарушавших процесса седиментации, или более поздним формированием.

К началу палеогенового времени южная часть Русской платформы испытывает прогибание и в западную часть Прикаспийской низменности и Заволжье проникает морской бассейн (березовские слои и слои Белогродни).

В сызранское время трансгрессия палеогенового моря расширяется и захватывает районы и Среднего Поволжья. В конце сызранского времени в Поволжье и смежных районах Русской платформы имели место дифференциальные тектонические движения, в результате которых западный и восточный борта Ульяновско-Саратовского прогиба, район Доно-Медведицких поднятий оказались приподнятыми и превратились в участки размыва.

В средней части Ульяновско-Саратовского прогиба эти поднятия имели меньшую амплитуду и привели лишь к значительному обмелению бассейна.

К началу камышинско-нижнесаратовского времени приурочено вновь общее региональное опускание всей области Среднего и Нижнего Поволжья и Заволжья, которое к концу этого времени сменилось подъемом значительной части Поволжья и Заволжья, превратившейся в область денудации.

Наступление пролейско-верхнесаратовского времени ознаменовывается развитием новых прогибаний и широкой трансгрессией палеогенового бассейна. Под уровень погружается Нижнее и Среднее Поволжье и Заволжье, южная часть Доно-Медведицких поднятий, восточное окончание Донецкого кряжа, Днепровско-Донецкая впадина и южный склон Воронежского массива. Прогибание этой территории продолжается, по-видимому, и в первую половину царицынско-аткарского времени, так что палеогеновый бассейн Поволжья, не изменяя своих размеров и очертаний, становится более глубоководным. Во вторую половину царицынско-аткарского времени вновь меняется знак тектонических подвижек и палеогеновый бассейн покидает значительную площадь Поволжья.

В наступившее затем волгоградское время территория Поволжья неоднократно испытывает то погружение, то воздымание и соответственно море то наступало, то регрессировало, меняя свою глубину и размеры.

Время образования аксайских и балыклейских слоев характеризуется сокращением размеров бассейна при некотором углублении его, что привело к смене песчаных и кремнисто-глинистых осадков карбонатными и глинисто-карбонатными.

На границе нижнего и среднего олигоцена (балыклейского и майкопского времени) испытывает подъем область Среднего Поволжья, откуда палеогеновое море уходит совсем, а также Днепровско-Донецкая впадина и южные склоны Воронежского массива, в пределах которых значительно сокращаются размеры бассейна.

В палеогеновое время наибольшее прогибание испытывала Прикаспийская синеклиза, где мощность палеогеновых отложений в Новоузенской скважине достигает 485 м. Значительно меньшее прогибание

наблюдалось в области развития Ульяновско-Саратовской впадины, развивавшейся с юрского и мелового времени. В пределах этой впадины в районе Ульяновска происходило накопление довольно мощных отложений палеоцена.

К концу палеогена в связи с общим подъемом южных районов Русской платформы осадконакопление в пределах интересующей нас территории прекратилось.

В неогене опускания охватили области, смежные с рассматриваемыми территориями.

В плиоцене возобновились прогибания в Прикаспийской синеклизе.

В конце третичного времени в Поволжье и Прикамье происходили геологические события, о которых можно судить главным образом по эрозионным врезам речных долин и последующему их заполнению песчано-глинистыми осадками. По-видимому, врезание рек обуславливалось общим изменением базиса эрозии, отмеченным на юге за пределами интересующей нас области отложением балаханских слоев Апшеронского полуострова и положением устья р. Волги в непосредственной близости к этой местности. В Среднем и Нижнем Поволжье в это время происходили поднятия, наиболее интенсивные в зоне положительных структур (Жигулевско-Пугачевский и Татарский своды). В кинельское время поднятия сменились опусканиями, выразившимися в погружении Прикаспийской синеклизы вдоль ее северного борта и местными прогибами. А. И. Москвитин полагает, что в это время в Саратовском Заволжье возник Ровенский грабен.

Указанное погружение вызвало мощную акчагыльскую трансгрессию и на огромной территории происходило накопление толщи кинельских и акчагыльских образований, которые выполнили все неровности до акчагыльского рельефа. Изменение климата (похолодание) в акчагыльское время, по мнению А. И. Москвитина, привело к развитию континентального оледенения, захватившего Русскую равнину и Кавказ. Литологическими следами этого оледенения, по его мнению, является валунная толща Татарии, а южнее ленточные глины в низах верхнеакчагыльских отложений, разнос валунов и образование кекуров по берегам акчагыльского моря и смятие донных осадков напором льдов. Растительность типа еловой тайги и лесотундры подтверждает (по А. И. Москвитину) существование в это время оледенения. Однако эта точка зрения не единственная. В литературе нередко развиваются представления о достаточно теплом климате акчагыла или во всяком случае таком, при котором существование оледенения не было возможным (Г. И. Горецкий).

В апшеронское время море распространялось несколько севернее Прикаспийской синеклизы. В долине р. Камы образовались новые, но неглубокие долины, а позже — речные террасы (икского и мензелинского комплексов). В Саратовском Заволжье в это время накапливалась толща сыртовых образований. Климат апшеронского времени в значительной мере определялся похолоданием на севере. В таких условиях окончился апшеронский век.

В четвертичное время на юге области имели место трансгрессии и регрессии Каспия, а на севере неоднократные оледенения и сменявшие их межледниковья, которые нашли отражение в долине р. Волги в виде стадии размыва и накопления осадков, запечатленных в современном рельефе в виде ряда террас, а также накопления делювиальных отложений на склонах этих долин.

Во время указанных событий возобновляются прерывистые восходящие тектонические движения, в результате которых происходили трансгрессии и регрессии Каспия, а также заметные врезы речных

долин. Бакинская трансгрессия далеко на север не распространялась. В долине рек Волги и Камы в это время происходил вначале размыв, затем накопление осадков. Наиболее ранние отложения этого времени многими исследователями связываются с формированием самой высокой V надпойменной террасы р. Волги. Г. И. Горецкий связывает с этим временем наибольший врез долины рек Волги и Камы и накопление в ней аллювия венедской свиты. Однако эта точка зрения рядом авторов не разделяется. А. И. Москвитин существование раннечетвертичного аллювия в долине р. Волги отрицает.

История среднего и верхнего плейстоцена в Поволжье нашла отражение также в образовании надпойменных террас Волги. Формирование V надпойменной террасы ее связывается с наступлением максимального оледенения. О первых фазах оледенения свидетельствует появление осадков полярной флоры в разрезе нижней свиты аллювия IV надпойменной террасы р. Волги. Днепровское оледенение, по-видимому, распространялось до устья р. Суры. В низовьях Волги в это время отлагались нижне-хазарские слои со следами мерзлоты и «холодной» пылью; далеко вверх по Волге почти до Саратова проник лиман, заполнившийся глинами, подобными хвалынским. В одинцовском межледниковье имела место регрессия Каспия. В долине р. Волги в это время накапливались осадки, а на террасах и междуречьях происходило формирование почв.

В век московского оледенения северные районы Поволжья и Прикамья почти до долины р. Вятки были покрыты льдами. В долинах рек, по мнению А. И. Москвитина, отлагались осадки верхнего яруса III террасы, а по представлению других исследователей, в это время в Нижнем Поволжье происходил размыв IV надпойменной террасы р. Волги. В микулинское межледниковье шло развитие зональных почв и происходило углубление долин. В отдельных местах в Нижнем Поволжье отлагались своеобразные озерные осадки, охарактеризованные остатками *Micromelanis* и крупными *Corbicula fluminalis* Mull. Начало следующего калининского оледенения ознаменовалось развитием постоянной мерзлоты и образованием мощных ледяных клиньев во всем Поволжье, вплоть до берегов регрессировавшего Каспия. Это было время поселения мустьерского человека в низовьях балки Сухой Мечетки (район Волгограда).

Развитие мерзлоты происходило до отложения делювиально-солифлюкционных шлейфов, известных в Нижнем Поволжье как ательские слои. В Среднем Поволжье вблизи Жигулей и в окрестностях Казани шлейфы лёссовидных суглинков замещались местами лёссом типично иловым. В нижней части суглинков наблюдается интерстадиальная почва. Тот же верхневолжский интерстадиал калининского оледенения в Горьковском и Чувашском Заволжье отмечен развитием торфяников, подвергшихся сильным мерзлотным деформациям (г. Городецк).

Вслед за отложением ательских суглинков и лёсса, при некотором смягчении климата, произошла хвалынская трансгрессия, проникшая по долине р. Волги через Жигулевские ворота до устья Б. Черемшана. В лимане на аллювии II надпойменной террасы отлагались характерные хвалынские «шоколадные» глины, а при спаде трансгрессии образовалась терраса «после хвалынского стока», которую некоторые исследователи (А. В. Кожевников, М. А. Корандеева) пытаются связывать с верхнехвалынской трансгрессией.

Во время молодого-шекснинского межледниковья произошло дальнейшее снижение уровня Каспия и врезание долины Волги. На междуречьях развивались почвы, сходные с современными. В отдельных местах в аллювии I террасы Волги найдены торфяники с флорой, сходной

с современной (Кейбелы). За пределами описываемой территории в низовьях Волги в нижних слоях той же I террасы (г. Ленинское) обнаружена растительная пыльца межледникового облика. Последнее оставшееся оледенение было еще меньшим, чем калининское, тем не менее следы мерзлоты прослеживаются до Волгоградской области (с. Быкова).

Смещение климатических поясов привело в последний раз к расширению Каспия и развитию «верхнехвалынской» трансгрессии и образованию в долине Волги узкого лимана, проникавшего на 400—500 км выше современного устья р. Волги. В этом лимане близ Саратова отлагались груболенточные, а ниже от пристани Быково — настоящие ленточные хвалыньские глины.

Рассматривая историю геологического развития территории Поволжья и Прикамья (начиная с верхнепротерозойского времени), можно выявить некоторые особенности, характерные для различных этапов истории. Для позднепротерозойского времени геологических данных, свидетельствующих о ходе эволюции осадочного процесса и развитии структурных форм, пока очень мало. В течение этого времени для большей части рассматриваемой территории преобладали поднятия. Об особенностях осадконакопления можно судить лишь по отложениям, выполняющим грабенообразные прогибы в фундаменте. Образование таких прогибов весьма характерно для ранних этапов развития структуры Поволжья и Прикамья.

Также мало данных для каледонского этапа, который характеризовался общим поднятием большей части Русской платформы и широким развитием процессов эрозии. Осадконакопление в это время происходило несколько западнее границ рассматриваемой территории — в пределах Московской синеклизы.

Значительно больше данных по истории геологического развития для герцинского и альпийского этапов. Герцинский этап является особенно важным в истории развития Поволжья и Прикамья, как и вообще в истории развития Русской платформы. К этому времени относится наиболее широкое развитие морских бассейнов, которые распространились в пределах рассматриваемой области в основном со стороны Уральской геосинклинали. К герцинскому времени относится накопление больших мощностей осадочных образований, среди которых преобладают развитие карбонатные отложения. В пределах отдельных участков территории известны и проявления магматической деятельности. Вулканоогенные породы установлены, в частности, в зонах нарушений, ограничивающих грабенообразные прогибы. Герцинское время явилось важным этапом в процессе образования и развития структурных форм. В это время активно формировались антеклизы и синеклизы, своды, впадины, структурные формы типа валов, флексуры и локальные поднятия.

Альпийский этап для большей части рассматриваемой территории характеризовался преобладанием поднятий. Морские бассейны в это время, особенно в северных районах Поволжья, занимали значительно меньшую площадь, чем в герцинское время. Унаследованный от герцинского этапа прогиб (протягивавшийся через всю рассматриваемую территорию почти в меридиональном направлении) отчетливо сказывался в юрское и меловое время, а затем прекратил свое существование и вся северная часть территории Поволжья и Прикамья превратилась в сушу. Область же, тяготеющая к Прикаспийской синеклизе, продолжала оставаться в общем областью прогибания и в третичное время.

В альпийское время продолжалось развитие структурных форм различных порядков, выделяемых в пределах рассматриваемой территории. В отдельные отрезки времени наблюдалась особенно отчетливо

выраженная активизация движения по ранее возникшим линиям тектонических нарушений. К альпийскому времени относится образование структурных форм (впадин) наложенного типа. В пределах Прикаспийской синеклизы происходил интенсивный рост соляных куполов.

На общем фоне истории геологического развития происходили процессы, обусловившие образование месторождений полезных ископаемых — нефти, газа, сланцев, химического сырья, строительных материалов и др. Среди этих полезных ископаемых особенно большое практическое значение имеют месторождения нефти и газа, связанные главным образом с отложениями палеозойского возраста. Для формирования месторождений нефти и газа особенно важным был герцинский этап развития. Именно в это время накапливались отложения, богатые органическим веществом, формировались породы, ставшиеместилищем для нефти и газа или игравшие роль покрышек для нефтяных и газовых залежей. На протяжении герцинского времени весьма интенсивно протекали процессы образования структурных форм, благоприятных для скопления нефти.

В альпийское время процесс формирования и переформирования нефтяных и газовых месторождений продолжался, причем на этот процесс оказывало большое влияние дальнейшее развитие тектонических структур.

ЛИТЕРАТУРА

- Абрамов В. А., Дрейсин А. Г. и др. 1962. Расчленение и сопоставление разрезов нижнемеловых отложений северо-западной части Северного Прикаспия. Новости нефт. и газ. техн., № 10.
- Абрикосов И. Х., Софроницкий П. А. 1959. Геологическое строение и нефтеносность Верхнего и Среднего Прикамья. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Авдусин П. П., Цветкова М. А., Кондратьева М. Г. 1955. Литология и фации палеозойских отложений Саратовского и Куйбышевского Поволжья. Изд-во АН СССР.
- Аверьянов В. И. 1961. Эйфельские отложения юга Удмуртии и северо-востока Татарии. ДАН СССР, т. 140, № 5.
- Аверьянов В. И., Матвеев Ю. М., Солонцов Л. Ф. 1962. Стратиграфия нижней части терригенных отложений девона на востоке Русской платформы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Аверьянов В. И., Фомина Л. С. 1963. Стратиграфия терригенной формации девона Удмуртии. ДАН СССР, т. 149, № 5.
- Алексеева Г. Э. 1960. Стратиграфическое значение вида *Quasifusulina longissima* (Moel.) var. *eleganta* Schlyk. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.
- Алексеева Г. Э. 1962. Обоснование нижней границы верейского горизонта по материалам буровых скважин Куйбышевской области. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Альбова М. Л. 1940. Брахиоподы среднекаменноугольных известняков окрестностей с. Тепловки Саратовской области. За недра Волго-Каспия, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1885. Горбатовский уезд. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. VII. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.
- Амалицкий В. П. 1886. О возрасте яруса пестрых пород в Волжско-Окском бассейне. Тр. Санкт-Петерб. об-ва естествоисп., т. XVII, вып. 1.
- Амалицкий В. П. 1887. Отложения пермской системы Окско-Волжского бассейна. СПб.
- Амалицкий В. П. 1892. Материалы к познанию фауны пермской системы России. (Мергелисто-песчаные породы Окско-Волжского бассейна. Anthracosiidae.). Изв. Варшавск. ун-та, № 2—8.
- Амалицкий В. П., Докучаев В. В., Зайцев В. М., Сибирцев Н. М. 1886. Геологическое описание Нижегородской губернии. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. XIII. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.
- Ананова Е. Н. 1954. Новые данные о флоре и растительности плиоцена. ДАН СССР, т. 96, № 3.
- Ананова Е. Н. 1956. Флора и растительность района нижнего течения р. Камы в среднем плиоцене (по данным палинологического анализа). Ботанический журнал, т. 41, № 7.
- Андреев Д. К., Сычева-Михайлова А. М. 1957. О некоторых палеогеновых структурах в Среднем Поволжье, отсутствующих в более древних слоях. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Андреева Е. М. 1962. Спорово-пыльцевые комплексы верхнего протерозоя и палеозоя некоторых районов СССР. В сб.: «К первой междунар. палинологической конф. (Таксон, США). Докл. сов. палинологов». Изд-во АН СССР.
- Антонов В. Н. 1918—1921. Пермокарбон на границе Саратовской губернии и Донской области. Геол. вестник, т. 4.

- Антропов И. А. 1950. Новые виды фораминифер верхнего девона некоторых районов востока Русской платформы. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 1.
- Антропов И. А. 1954. Об остатках *Cupressocrinus* и их стратиграфическом значении в девоне Волго-Уральской области. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 2.
- Антропов И. А. 1959. О рифовых фациях девона центральной части Волго-Камского края. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 7.
- Антропов И. А., Батанова Г. П. 1960. Нефтеносность девона востока Татарии. Ч. I. Стратиграфия. Тр. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 6.
- Антропов И. А., Батанова Г. П., Иванов Е. Е., Эллерн С. С. 1962. Стратиграфия девонских отложений Татарии. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Апродова А. А. 1948. О кристаллическом ложе в буровой скважине в устье р. Ижа на Каме. ДАН СССР, т. 61, № 5.
- Апродова А. А. 1949. Об известняковых конгломератах в Прикамье на границе каяльского (?) и намюрского ярусов. Изв. АН СССР, серия геол. наук, № 6.
- Апродова А. А. 1959. Каменноугольные отложения Пермского Прикамья. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Апродова А. А., Ларионова Е. Н. 1960. Глазовская опорная скважина. (Опорные скважины СССР. Русская платформа). Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.
- Архангельская А. Д. 1960. Новые виды спор из отложений воронежского горизонта на западе Татарии. Тр. ВНИГНИ, вып. XXVII.
- Архангельский А. Д. 1904. Палеоценовые отложения Поволжья и их фауна. Мат-лы для геологии России, т. XXII, вып. 1.
- Архангельский А. Д. 1905. Некоторые данные о палеоценовых отложениях Симбирской и Саратовской губерний. Мат-лы для геологии России, т. XXII, вып. 2.
- Архангельский А. Д. 1911. Среднее и Нижнее Поволжье (мат-лы к его тектонике). Землеведение, кн. 4.
- Архангельский А. Д. 1912. Верхнемеловые отложения востока Европейской России. Мат-лы для геологии России, т. XXV.
- Архангельский А. Д. 1916. Геологический очерк Пензенск. губернии. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. XI. М.
- Архангельский А. Д. 1922₁. Обзор геологического строения Европейской России. Т. I. Юго-восток Европейской России и прилегающие части Азии. Вып. I. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1922₂. Обзор геологического строения Европейской России. Т. 2. Средняя Россия. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1926. Обзор геологического строения Европейской России. Т. I. Юго-восток Европейской России и прилегающие части Азии. Вып. 2. Изд. Геол. ком.
- Архангельский А. Д. 1928. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 94. Тр. Геол. ком., вып. 155.
- Архангельский А. Д. 1939. Геологические результаты общих магнитометрических и гравиметрических работ в СССР. Тр. XVII сессии Междунар. геол. конгр., том I.
- Архангельский А. Д. 1941. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат.
- Архангельский А. Д. и Архангельский Б. Д. 1910. О нижнемеловых отложениях северной части Саратовского Поволжья и псевдовулканических явлениях в д. Агрофеновке. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. XI, вып. 8.
- Архангельский А. Д., Добров С. А. 1913. Геологический очерк Саратовской губернии. Мат-лы по изуч. естеств.-истор. условий Саратовск. губ., вып. I. Саратов.
- Архангельский А. Д., Добров С. А., Красовский А. В. 1912. Отчет об исследованиях залежей фосфоритов в Керенском и Чембарском уездах Пензенской губернии в 1911 г. Тр. Комис. Моск.-С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. IV.
- Архангельский А. Д., Красовский А. В. и Рошковский А. В. 1912. Нижнемеломовский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. II, М.
- Архангельский А. Д., Ланге О. К. 1910. Отчет об исследованиях фосфоритовых залежей в Пензенской губернии в 1910 г. Тр. Комис. Моск.-С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. II.

Архангельский А. Д., Ланге О. К., Мирчинк Г. Ф., Рошковский А. В. 1912. Отчет по исследованию залежей фосфоритов в Краснослободском, Инсарском, Саранском, Мюкшанском и Городищенском уездах Пензенской губернии. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. IV.

Архангельский А. Д., Ланге О. К., Мирчинк Г. Ф., Рошковский А. В. 1915. Саранский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. X. М.

Архангельский А. Д., Ланге О. К. и Рошковский А. В. 1914. Наровчатский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. V. М.

Архангельский А. Д., Неуструев. С. С. 1907. Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. IX, вып. 1--2.

Архангельский А. Д., Роде Н. В., Коллюбакин В. В., Орлов В. П., Падеревская А. М. 1937. Тектоника докембрийского фундамента Восточно-Европейской платформы по магнитным данным. Изв. АН СССР, серия геогр., № 2.

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. 1933. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., т. XI (4).

Архангельский А. Д., Шатский Н. С. и др. 1937. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. ОНТИ.

Асеев А. А. 1961. Палеогеография долины средней и нижней Оки в четвертичное время. Мат-лы по изуч. четвертич. периода, т. 2. Изд-во АН СССР.

Астахова Т. В. 1956. К вопросу о стратиграфическом положении слоев с *Doricranites*. ДАН СССР, т. 3, № 3.

«Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления». 1961. Ч. I. Поздний докембрий и палеозой. М-б 1:5 000 000. Госгеолтехиздат.

«Атлас литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления». 1961. Ч. II. Мезозой и кайнозой. М-б 1:5 000 000. Госгеолтехиздат.

Ауэрбах И. Б. 1871. Гора Богдо. Зап. Русского геогр. об-ва, т. IV.

Афанасьев Г. Д. 1949. Явление микроклинизации в гранодiorитных интрузиях батолитового типа Западного Кавказа. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Афанасьев Г. Д. др. 1964. Геохронологическая шкала в абсолютном исчислении по данным лабораторий СССР на апрель 1964 г. с учетом зарубежных данных. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Наука».

Афанасьев Г. Д., Кожина И. Е., Старик И. Е. 1960. Результаты определения аргоновым методом возраста эталонных проб. В кн.: «Международ. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Определение абс. возраста дочетвертич. геол. формаций». Изд-во АН СССР

Афанасьев Т. П. 1948₁. Нижнеказанские отложения Чебоксарского Поволжья. Гр. Лабор. гидрогеол. пробл. им. Ф. П. Саваренского, т. III.

Афанасьев Т. П. 1948₂. Четвертичные отложения долины р. Волги между Козьмодемьянском и Чебоксарами. Бюлл. комис. по изуч. четвертич. периода, № 13.

Афанасьев Т. П. 1949. Верхнетретичный размыв в Среднем Поволжье и его гидрогеологическое значение. Сов. геология, сб. 39.

Ахлестина Е. Ф. 1960. Минералогическая характеристика меловых отложений юго-восточного окончания Керенско-Чембарских поднятий. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 74.

Аширов К. Б. 1936. Осадки и фации палеозоя Самарской Луки. Проблемы сов. геологии, № 8.

Бакин Н. А. 1930. О следах зоны *Mortonicerias inflatum* в бассейне речки Голдой (правого притока р. Балыклея). Геологический сб. Изд. Н.-Волжского об-ва краеведения, Саратов.

Бакин Н. А. 1932. Горючие сланцы на Общем Сырте. Нижнее Поволжье, № 8.

Бакиров А. А. 1948. Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности палеозойских отложений Средне-Русской синеклизы. Гостоптехиздат.

Бакиров А. А. 1949. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 4.

Бакиров А. А. 1951. Главнейшие черты геотектонического развития внутренней части Русской платформы. В сб.: «К геологии центр. обл. Русской платформы». Гостоптехиздат.

Бакиров А. А. 1954. Опыт изучения геологии кристаллического фундамента Русской платформы на основании опорного бурения. Гостоптехиздат.

Бакиров А. А. 1954. Современные представления о геологическом строении кристаллического фундамента Русской платформы. Тр. Академии нефтяной пром-ти, вып. 1.

Балаев В. А. 1961. Девонские отложения центральных и южных районов Волго-Уральской провинции в связи с перспективами нефтеносности. Изд. Саратовск. ун-та.

Балаев В. А. 1962. О топотипических разрезах горизонтов среднего и верхнего отделов девонской системы Урало-Поволжья. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Барышникова В. И. 1951. К вопросу стратиграфического расчленения верхнемеловых отложений Хвалынского-Вольского района по фауне фораминифер. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 28.

Барышникова В. И. 1958. Стратиграфическое значение фораминифер верхнемеловых отложений Нижнего Поволжья и бассейна среднего течения Дона. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. Изд. Саратовск. ун-та.

Барышникова В. И., Иванова А. Н., Морозов Н. С., Хабарова Т. Н. 1961. Стратиграфия верхнемеловых отложений Саратовского и Волгоградского Поволжья. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. III. (Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

Батанова Г. П. 1953. Стратиграфия франкских отложений в Татарской АССР. ДАН СССР, т. 89, № 1.

Батанова Г. П. 1953. Стратиграфия фаменского яруса юго-восточной части Татарии. ДАН СССР, т. 150, № 2.

Батанова Г. П., Антропов А. И. 1956. Стратиграфия девона Татарии. В сб.: «Нефтегазосность Урало-Волжской обл.». Изд.-во АН СССР.

Батанова Г. П., Никулина Г. А. 1960. Разрез девонских отложений южной части Ромашкинского месторождения. Тр. ТатНИИ, вып. 2.

Батанова Г. П., Солонцев Л. Ф. 1950. Стратиграфический разрез девонских отложений Шугуровского района Татарской АССР. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 1.

Батурин В. П. 1947. Петрографический анализ геологического прошлого по терригенным компонентам. Изд.-во АН СССР.

Башлыкова Е. П., Дрейсин А. Г., Кожевников И. И. 1960. Расчленение и корреляция разрезов нижнемеловых отложений полосы сочленения Общего Сырта и Прикаспийской низменности. Тр. Комплексной Южной геол. эксп. АН СССР, вып. 5. Гостоптехиздат.

Баярунас М. В. 1936. О возрасте слоев с *Doricranites*. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.

Безруков П. Л. 1936. Датский ярус Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Белоусов В. В. 1944. Фации и мощности осадочной толщи Европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 76, № 23.

Белоусов В. В. 1947. О структуре Волго-Уральской области. Тр. МГРИ, т. 22.

Белоусова З. Д. 1949. Характеристика отложений татарского яруса по фауне остракод. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1.

Белоусова З. Д. 1956. Остракоды из разреза верхнепермских отложений. Тр. ВНИГРИ, вып. VII.

Белоусова З. Д. 1961. Остракоды нижнего триаса. БМОИП, отд. геол., т. XXXVI, вып. 1.

Белоусова З. Д. 1962. Остракоды верхнепермских отложений центральной и северо-западной областей Русской платформы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.

Беляевский Н. А., Верещагин В. П. и др. 1958. Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. (ВСЕГЕИ). Госгеолтехиздат.

Беляков М. Ф. 1949. О связи геоизотерм с докембрийским рельефом Русской платформы. ДАН СССР, т. 64, № 2.

Берг Л. С. 1938. Физико-географические (ландшафтные) зоны СССР. Ч. I. Изд.-во ЛГУ.

Берлянд Т. Г. 1948. Радиационный и тепловой баланс Европейской территории СССР. Тр. Главной геофиз. обсерватории, вып. 10(72).

Бирина Л. М. 1949. Границы девона и карбона в центральной части Русской платформы по данным петрографического исследования пограничных слоев. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Бирина Л. М. 1949₂. Стратиграфия и фации каменноугольных отложений центральных областей Русской платформы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. I.
- Бирина Л. М. 1953₁. Нижнекаменноугольные отложения центральной части Московской синеклизы. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1953₂. О следах магматической деятельности в девоне северной части Московской синеклизы. ДАН СССР, т. 88, № 5.
- Бирина Л. М. 1957. Стратиграфия и условия отложений девона в северной части Московской синеклизы. Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1958₁. Геологическое строение и перспективы нефтеносности северных районов Урало-Волжской области. В сб.: «Перспективы нефтегазосности и направление геологоразвед. работ в сев.-вост. р-нах Урало-Волжской нефтеносной обл.». Гостоптехиздат.
- Бирина Л. М. 1958₂. О времени образования Котельничского выступа фундамента Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. I.
- Бирина Л. М. 1959₁. Некоторые данные по стратиграфии и тектонике северной части Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXV.
- Бирина Л. М. 1959₂. Основные черты геологического строения северной части Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXV.
- Бирина Л. М. 1959₃. Стратиграфия и литология девонских и каменноугольных отложений, вскрытых Шихово-Чепецкими скважинами Р-1 и Р-2. Тр. ВНИГНИ, вып. XXV.
- Блом Г. И. 1951. О верхневолжских отложениях Горьковского Поволжья. ДАН СССР, т. 81, № 3.
- Блом Г. И. 1952. О маркирующих горизонтах и стратиграфии татарских отложений Горьковского Поволжья. ДАН СССР, т. 86, № 2.
- Блом Г. И. 1955₁. К вопросу о выделении ветлянских отложений на междуречье Суры и Свияги в пределах Чувашской АССР и прилегающих районов Татарской АССР. ДАН СССР, т. 103, № 5.
- Блом Г. И. 1955₂. Об аптских отложениях бассейна р. Кобры. ДАН СССР, т. 100, № 6.
- Блом Г. И. 1956. Некоторые вопросы стратиграфии юрских отложений Волго-Окского междуречья в бассейне рек Камы и Вятки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.
- Блом Г. И. 1960₁. Нижнетриасовые отложения Волго-Вятского междуречья. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. I. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.
- Блом Г. И. 1960₂. О возрасте конгломерато-глинистой толщи бассейнов рек Керженца, Линды, Ведомости и Серги. Сов. геология, № 4.
- Блом Г. И. 1960₃. Олигоценовые отложения Волжско-Ветлужского междуречья. Сов. геология, № 3.
- Блом Г. И., Игнатьев В. И. 1955. Стратиграфическая схема нижнетриасовых отложений бассейна Верхней Вятки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 8.
- Блудоров А. П. 1937. Геологическое строение бассейна р. Мензелы в ее верхнем и среднем течении. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 98, кн. 3—4.
- Блудоров А. П., Тузова Л. С. 1962. О стратиграфическом расчленении терригенных угленосных отложений нижнего карбона Восточной Татарии, Северо-Западной Башкирии и Южной Удмуртии. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Блудорова Е. А. 1960. Стратиграфическое значение нижнекаменноугольных спорово-пыльцевых комплексов северной части Мелекесской депрессии. В сб.: «Мат-лы науч. конф. молодых ученых г. Казани. Геол. и геофиз.». Изд. Казанск. ун-та.
- Богданов А. А. 1933. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и постплиоценовых отложений Низового Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XI (4).
- Богданов А. А. 1934. Соляные купола Нижнего Заволжья. БМОИП, отд. геол., т. XII (3).
- Богданова С. В. 1960. Геологическое строение и петрография докембрийских отложений района Мухановского газонефтяного месторождения (Куйбышевская обл.). Тр. МИНХ и ГП, вып. 27. Гостоптехиздат.
- Богословский Н. А. 1895. Рязанский горизонт. Мат-лы для геологии России, т. XVIII, № 6.
- Боголюбов Н. Н. 1911. Из истории плезиозавров в России. Изд. Моск. ун-та.
- Богословский Н. А. 1906. Общая геологическая карта Европейской России. Тр. Геол. ком. нов. серия, вып. 16.

Бойцова Е. П., Болховитина Н. А., Кара-Мурза Э. Н. и др. 1960. Спорово-пыльцевые комплексы мезозойских отложений СССР. В кн.: «Международ. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геол. Дочетвертичная микропалеонтология». Гостоптехиздат.

Бодылевский В. И. 1956. О значении некоторых аммонитов для стратиграфии юрских и нижнемеловых отложений Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке унифицированной схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Бодылевский В. И., Крымгольц Г. Я., Соколова Е. И. 1949. Верхнеюрские отложения СССР. Атлас руководящих ископаемых фауны СССР. Т. 9. Гостоптехиздат.

Болховский В. В. 1940. Стратиграфия, тектоника и полезные ископаемые Кировского и смежных с ним частей других районов Кировской области. Тр. Горьковск. геол. упр., вып. 1.

Бондарева М. В. 1958. Нижнемеловые отложения долины р. Волги на плесе Хвалынский—Саратов в районе Саратовской ГЭС. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. Изд. Саратовск. ун-та.

Борисов А. А. 1962. О глубинной структуре платформ СССР. Сов. геология, № 1.

Борисов А. А. 1963. Об эволюции земной коры в процессе тектогенеза. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2.

Борисов А. А. 1964. Морфология поверхности Мохововичича и ее структурное значение. Сов. геология, № 4.

Борисов А. А., Косыгин Ю. А. 1961. Применение геофизических методов исследования при изучении тектонических структур. В кн.: «Методы изучения тектонических структур». Вып. 2, под ред. Штрейса. Изд-во АН СССР.

Борисов А. А. и Грацианова О. П. 1939. Структура и нефтеносность Урало-Волжской территории. Восточная нефть, № 4—5.

Боровиков Л. И. 1955. К стратиграфии нижнетриасовых отложений Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 1. Госгеолтехиздат.

Бороздина З. И. 1958. Стратиграфия и тектоника пермских отл. Удмуртской АССР и восточных районов Кировской обл. В сб.: «Перспективы нефтегазосности и направления геологоразвед. работ в сев.-вост. р-нах Урало-Волжск. нефтеносной обл.». Гостоптехиздат.

Бороздина З. И. 1959. Стратиграфия и палеогеография пермских отложений северной части Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XXV.

Бороздина З. И. 1963. Новые данные о тектонике Кировской области и Удмуртской АССР в связи с ее нефтегазосностью. Сов. геология, № 1.

Бороздина З. И., Горошкова В. А., Горнштейн Н. А., Макарова Т. В. 1960. Основные закономерности в распределении фаций пермских отложений северной и восточной частей Волго-Уральской области и сопредельных районов. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXI.

Бороздина З. И., Горошкова В. А., Горнштейн Н. А., Макарова Т. В. 1962. Сопоставление разрезов казанских отложений и некоторые замечания по границе между подъярусами. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.

Бороздина З. И., Клещев А. И., Клубов В. А. 1963. Некоторые принципиальные особенности глубинной тектоники Волго-Уральской нефтеносной области. ДАН СССР, т. 148, № 4.

Боронин В. П. 1956. Некоторые данные о физических свойствах пород докембрийского кристаллического фундамента территории Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.

Боронин В. П., Петров П. П. и др. 1964. Плотность горных пород кристаллического фундамента Татарского свода. Тр. научн. конф. Казанск. ун-та за 1963 г. Изд. КГУ.

Боронин В. П., Петров П. П., Ситдииков П. С. 1964. Магнитная восприимчивость пород кристаллического фундамента Татарского свода. Тр. научн. конф. Казанск. ун-та за 1963 г. Изд. КГУ.

Бочаров Н. А. 1951. О причинах и времени сближения долины Волги и Свяги в районе Ульяновска. Уч. зап. Ульяновск. пед. ин-та, вып. 3.

Бочков И. В. 1939. О геологическом строении Половец-Кокуйского поднятия. Сов. геология, № 3.

Бражников Г. А., Бреславский В. В., Грозевская-Кетат О. Б., новые отл. юга Европ. части СССР». Изд-во АН СССР.

Абраменкова Н. В. 1960. Палеогеновые отложения Поволжья. В сб.: «Палеоге-

Бражников Г. А., Ларин А. П., Кныр Л. Г. и др. 1962. История и условия формирования локальных поднятий Волгоградской области. В сб.: «Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат.

Брод И. О., Лезин Л. Э., Розанов Л. Н., Сельман Г. Б., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1963. Основные структурные элементы фундамента Северо-Каспийского нефтегазозонного бассейна. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». (Тр. НИЛнефтегаз, вып. 10.) Гостоптехиздат.

Бронгулеев В. В. 1951. Мелкая складчатость платформы. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 14 (18). Изд. МОИП.

Брунс Е. П. 1963. Северо-западные, центральные и северные районы. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.

Брунс Е. П., Гейслер А. Н., Иголкина Н. С., Толстихина М. М. 1960. Позднедокембрийские и кембрийские отложения Русской платформы в пределах СССР. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.

Бурова С. Г. 1960. Корреляция продуктивной части отложений нижнего карбона некоторых разрезов правобережья Саратовско-Волгоградского Поволжья. Тр. ВНИИГаз, вып. 10.

Бутров В. М. 1937. Нефтяные месторождения Самарской Луки. В кн.: «Междунар. геол. конгр. XVII сес. Нефтяная экскурсия», вып. I. ОНТИ.

Буцура В. В. 1951₁. Верхнесаратовские слои палеоцена средней и северной частей Нижнего Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 23.

Буцура В. В. 1951₂. О расчленении верхнего сенона Русской платформы. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 23.

Бушинский Г. И. 1932. Поиски фосфоритов в Южно-Вольском районе Нижневолжского края. Тр. НИУ, вып. 100.

Бушинский Г. И. 1936. Петрография и некоторые вопросы генезиса вятских фосфоритов. БМОИП, т. XIV (2).

Бышева Т. В. 1957. Спориво-пыльцевая характеристика терригенного комплекса пород нижнего карбона Мелекесской и Бузулукской опорных скважин. ДАН СССР, т. 116, № 6.

Бышева Т. В. 1962. О возрасте и стратиграфии терригенной толщи нижнего карбона Волго-Уральской нефтегазозонной провинции (по данным спориво-пыльцевого анализа). В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Быков А. А., Еланский Л. Н. 1962. Строение поверхности фундамента Куйбышевского Заволжья. Геология нефти и газа, № 3.

Быкова Е. В. 1948. О значении ископаемых фораминифер для стратиграфии юрских отложений района Самарской Луки. Микрофауна нефтяных месторождений СССР. Сб. I. (Тр. ВНИГРИ, вып. 31.) Гостоптехиздат.

Быкова Е. В. 1953. Фораминиферы девонских отложений Русской платформы и Волго-Уральской области. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.

Быкова Е. В. 1955. Фораминиферы и радиолярии девона Волго-Уральской области и Центрального девонского поля и их значение для стратиграфии. Тр. ВНИГРИ, вып. 87.

Валеев Р. Н. 1961. Тектоническое строение и история геологического развития Кировско-Казанского прогиба. Изв. Высш. учебн. завед. Нефть и газ, № 11.

Валеев Р. Н., Ситдилов Б. С. 1963. К геологическому строению кристаллического фундамента Вятско-Камского междуречья. ДАН СССР, т. 152, № 6.

Валеева Н. А. 1963. Некоторые данные к распределению фораминифер нижеказанских отложений бассейна р. Ветлуги. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 123, кн. 5.

Варданянц Л. А. 1960₁. Геологическая карта докембрийского фундамента Русской платформы масштаба 1:5 000 000 (ВСЕГЕИ). Госгеолтехиздат.

Варданянц Л. А. 1960₂. Докембрийский кристаллический фундамент Русской платформы. В сб.: «Стратиграфия и корреляция докембрия». Изд. АН СССР.

Варданянц Л. А. 1960₃. Общие черты строения Балтийского щита и архей платформы. Тр. IV сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций. Изд-во АН СССР.

• Варданянц Л. А. 1961. Трубка взрыва в центральной части Русской платформы. Изв. АН АрмССР, т. XIV, № 2.

Васильев Ю. М. 1962. Соотношение морских и континентальных верхнеплиоценовых отложений Прикаспия и Ергеней. Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Васильевский М. М. 1908. Заметка о пластах с *Douvilleiceris* в окрестностях г. Саратова. Тр. Геол. музея им. Петра Великого, вып. 2.

- Великовская Е. М. 1934. К стратиграфии палеогена северной части Саратовского Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XII (4).
- Великовская Е. М. 1936. Геологическое строение северо-западной части Саратовского Поволжья в связи с вопросом о западной границе палеогена. БМОИП, отд. геол., т. XIV (1).
- Верясова М. П. 1956. Нижнепермские отложения ТАССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.
- Веселовская М. М. 1959. О древних корях выветривания на Русской платформе по данным глубокого бурения. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Веселовская М. М. 1961. Новые данные о докембрийских образованиях на Русской платформе. ДАН СССР, т. 139, № 1.
- Веселовская М. М. 1962. Цеолиты и цеолитсодержащие породы в высокоподнятом блоке основания Русской платформы. В сб.: «Кора выветривания», вып. 5. Изд-во АН СССР.
- Веселовская М. М. 1963. Итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 7.
- Веселовская М. М., Елина Л. М., Ильина П. С. и др. 1960. Алатырская опорная скважина. (Опорные скважины СССР. Русская платформа). Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.
- Веселовская М. М., Иванова З. П. и Клевцова А. А. 1960. О гребенной диабазовой формации Волго-Уральского региона. Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Веселовская М. М., Иванова З. П., Клевцова А. А. 1960₂. Стадии формирования додевонских осадочных толщ Русской платформы и их возраст. ДАН СССР, т. 134, № 6.
- Веселовская М. М., Иванова З. П., Клевцова А. А. 1962. Стадии формирования осадочных толщ досреднедевонских образований Русской платформы и вопросы их возраста. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гос-топтехиздат.
- Веселовская М. М., Ильина Н. С., Педашенко А. И., Тарасова А. Г., Филиппова М. Ф. 1960. Иссинская опорная скважина. (Опорные скважины СССР. Русская платформа). Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.
- Веселовская М. М. и Карпов П. А. 1957. Протерозойские породы восточного склона Воронежского массива. ДАН СССР, т. 121, № 5.
- Веселовская М. М., Кирсанов В. В. 1962. Об основных породах восточного склона Воронежского выступа. ДАН СССР, т. 143, № 2.
- Веселовская М. М., Лапинская Т. А. 1963. Докембрийские образования восточного склона Воронежского выступа. В сб.: «Геол. строение и нефтегазоносность Волго-Уральской обл. и сопредельных р-нов». Госгеолтехиздат.
- Веселовская М. М., Утехин Д. Н., Суханова С. М. 1959. Протерозойские образования на Русской платформе по данным глубокого бурения. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И. 1962. Проблемы геохронологии докембрия. Бюлл. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций, вып. 5. Изд-во АН СССР.
- Виноградов А. П., Тугаринов А. И., Кнорре К. Г., Бибикова Е. В., Лебедев В. И. 1960. О возрасте кристаллического основания Русской платформы. В кн.: «Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геологов. Опред. абс. возраста дочетвертич. геол. формаций». Изд-во АН СССР.
- Винокуров В. М. 1956. Литология белебеевских отложений востока Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.
- Виталь Д. А. 1959. Карбонатные конкреции в мезозойских отложениях Русской платформы. В сб.: «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР.
- Владимирская Е. В., Тимофеев Б. В. и Чочиа Н. Г. 1955. Новые данные о возрасте «древних свит» западного склона Урала. Тр. ВНИГРИ, вып. 90.
- Войткевич Г. В. 1955. Опыт корреляции докембрийских отложений по радиологическим данным. ДАН СССР, т. 103, № 5.
- Востряков А. В. 1962. О признаках ледникового климата в верхнем плиоцене. ДАН СССР, т. 147, № 1.
- Востряков А. В., Корженевский А. А., Морозов В. А., Сидайкин В. А. 1964. К вопросу о геологии сыртовых отложений в Нижнем Заволжье. В сб.: «Плиоценовые отл. Прикаспийской впадины». Изд. Саратовск. ун-та.

Востряков А. В., Мизинов Н. В., Москвитин А. И. и Чигурьяева А. А. 1955. Климатические условия акчагыла по новым литологическим и микропалеоботаническим исследованиям в Южном Заволжье. ДАН СССР, т. 105, № 1.

Вышемирский В. С. 1951. Маркирующие горизонты в татарском ярусе Прикуйбышевского Заволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 23.

Вьюшков Б. П. 1949. Некоторые замечания о триасовых отложениях Южного Приуралья. БМОИП, отд. геол., т. XIV, вып. 2.

• Вьюшков Б. П. 1952. К вопросу относительно возраста ишеевской и северодвинской фауны наземных позвоночных перми СССР. ДАН СССР, т. 83, № 6.

Вьюшков Б. П. 1953. Местонахождение парейазавров на Вятке ниже Котельнича. БМОИП, серия геол., т. XXVIII, вып. 2.

Вьюшков Б. П. 1955. О фауне верхнепермских наземных позвоночных с р. Малий Кинель. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 49.

Вьюшков Б. П. 1956. О стратиграфии триасовых отложений Русской платформы и Приуралья и вопросах ее детализации. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Вьюшков Б. П. и Чудинов П. К. 1956. О родах *Microcnemus* и *Tichvinskia*. ДАН СССР, т. 110, № 1.

Галактионов А. Б. 1959. О строении кристаллического фундамента Мелекесско-Радаевской впадины. Нов. нефт. техн., № 1.

Гарань М. И. 1959. Протерозой и нижний палеозой Южного Урала (Башкирско-Уралтауский мегантиклинорий). Тр. Горно-геол. ин-та Уральск. ФАН СССР, вып. 32.

Гарань М. И. 1960. Докембрий и кембрий Урала. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.

Гаррис М. А. 1960. Первые результаты определения калий-аргоновым методом абсолютного возраста горных пород восточной окраины Русской платформы и Южного Урала. Тр. VI сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций (22—27 мая 1957 г.). Изд-во АН СССР.

Гаррис М. А. 1961. О корреляции докембрия Южного Урала и восточной части Русской платформы по данным калий-аргонового метода. В сб.: «Вопросы геохронологии докембрия и палеозоя Южного Урала и вост. части Русской платформы». Уфа.

Гаррис М. А. 1964. Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое (по данным К/Аг метода). МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов. «Наука».

Гаррис М. А., Дядин Н. Н., Закирова Ф. С. 1961. Предварительная геохронологическая шкала докембрия и палеозоя Южного Урала и восточной части Русской платформы. Тр. IX сес. Комис. по опред. абс. возраста геол. формаций (14—18 июня 1960 г.). Изд-во АН СССР.

Гартман-Вейнберг А. 1937. Перейзауриды как руководящие ископаемые. Проблема палеонтологии, т. II—III. Изд. Моск. ун-та.

Гаряинов В. А. 1955. О триасовых отложениях южной части Общего Сырта. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 45.

Гаряинов В. А. 1958. Стратиграфия пестроцветных отложений триаса Общего Сырта и Оренбургского Приуралья. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. Изд. Саратовского ун-та.

Гаряинов В. А. и Очев В. Г. 1962. Каталог местонахождений позвоночных в пермских и триасовых отложениях Оренбургского Приуралья и юга Общего Сырта. Изд. Саратовск. ун-та.

Гассанова И. Г., Елина Л. М., Ильина Н. С., Карасев М. С., Педашенко А. И., Филиппова М. Ф., Хохлов П. С. 1960. Кикинская опорная скважина. (Опорные скважины СССР. Русская платформа). Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.

Гафаров Р. А. 1959. Структурная схема докембрийского фундамента северной части Волго-Уральской нефтеносной области. Геология нефти и газа, № 10.

Гафаров Р. А. 1961. Строение докембрийского фундамента севера Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Гафаров Р. А. 1963. О строении складчатого фундамента Восточно-Европейской платформы по геофизическим данным. Изв. АН СССР, сер. геол., № 8.

Гейслер А. Н. 1956. Новые данные по стратиграфии и тектонике нижнего палеозоя северо-западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 14.

Гейслер А. Н. 1959. К вопросу о стратиграфическом расчленении и корреляции нижнекембрийских отложений северо-западной части Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11.

- Геккер Р. Ф. 1941. Отложения, фауна и флора Главного девонского поля. Т. I. Изд-во АН СССР.
- Гельмерсен Г. П. 1841. Генеральная карта горных формаций Европейской России. Горный журнал, кн. 4 (приложение).
- «Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР». 1948. Под редакцией С. И. Миронова. Гостоптехиздат.
- «Геология и полезные ископаемые Татарской республики». 1932. Под ред. М. Э. Ноинского и Н. П. Герасимова. Татиздат, Казань.
- «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа». 1939. Ч. 1—2. Под ред. В. А. Чердынцева и Е. И. Тихвинской. Тр. Моск. Геол. ком., вып. 30—31.
- «Геология и полезные ископаемые Татарской республики». 1940. Сборник работ 1927—1933 гг. под редакцией М. Э. Ноинского и Н. П. Герасимова. Татиздат. Казань.
- «Геология СССР». 1963. Т. II, ч. I (Геологическое описание). Госгеолтехиздат.
- «Геология СССР». 1964. т. XIII, ч. I (Геологическое описание). Изд-во «Недра».
- Герасимов И. П. 1935. О генезисе и возрасте сыровых отложений Нижнего Заволжья. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. IV, вып. 2.
- Герасимов Н. П. 1934. Некоторые замечания к статье проф. М. Э. Ноинского «Швагериновый горизонт и артицкие отложения на Южном Урале». Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 94, кн. I.
- Герасимов Н. П. 1937. Уральский отдел пермской системы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 97, кн. 3—4.
- Герасимов Н. П. 1940. Геологическое строение Восточной нефтеносной области (западный склон Урала и Западное Приуралье). Изд. Уральск. ФАН СССР.
- Герасимов Н. П. 1948. К вопросу о возрасте гипсово-доломитовой толщи Низового Прикамья и Среднего Поволжья. Тр. Естеств.-науч. ин-та при Пермск. ун-те, т. X, вып. 2.
- Герасимов Н. П. 1952. Кунгурский ярус Камского Приуралья. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. VII, вып. 1.
- Герасимов Н. П. 1952. Солончковые и лагунные формации пермской системы востока Русской платформы. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. VII, вып. 1.
- Герасимов Н. П. 1956. К вопросу о взаимоотношениях казанского яруса Русской платформы и западноевропейского цехштейна. Уч. зап. Пермск. ун-та, т. VII, вып. 4.
- Герасимов Н. П. и Тихвинская Е. И. 1934. Разрез классического кунгура. Зап. Всерос. минерал. об-ва, серия 2, ч. 68, № 2.
- Герасимов П. А. и Казаков М. П. 1939. Геология юго-восточной части Горьковской области, МАССР и ЧАССР. Лист 90. Тр. Моск. геол. упр., вып. 29.
- Герасимов П. А., Мигачева Е. Е., Найдин Д. П., Стерлин Б. П. 1962. Юрские и меловые отложения Русской платформы. Очерки региональной геологии СССР, вып. 5. Изд. Моск. ун-та.
- Герасимова А. А. и Наборщиков В. П. 1962. Некоторые данные о спорово-пыльцевых комплексах юрской континентальной толщи Глазовской синеклизы. Науч. тр. Пермск. политех. ин-та. Сб. 12, вып. 1. Геол. науки.
- Герасимова Е. Т. 1955. О некоторых литологических особенностях карбонатной формации верхнего девона востока Татарии. ДАН СССР, т. 105, № 1.
- Геренчук К. И. 1960. Тектонические закономерности орографии и речной сети Русской равнины. Зап. Геогр. об-ва СССР, т. 20. Изд. Львовск. ун-та.
- Глазунова А. Е. 1961. О нижнемеловых отложениях Ульяновского Поволжья и находке раннеальбского аммонита близ Саратова. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. III. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.
- Глазунова А. Е. 1963. Расчленение нижнемеловых отложений Поволжья. Тр. ВСЕГЕИ, т. 91.
- Годин Ю. Н. 1957. Региональные геофизические исследования Русской платформы. Геология нефти, № 6.
- Годин Ю. Н. 1962. Сейсмические исследования земной коры, проведенные ВНИИГеофизикой на Русской платформе и в Средней Азии в 1956—1960 гг. В сб.: «Глубинное сейсмическое зондирование земной коры в СССР». Госгеолтехиздат, Л.
- Горбачев Б. Ф., Ситдииков В. С., Власов В. В. 1962. Кора выветривания на кристаллических породах фундамента северо-востока Татарии. ДАН СССР, т. 146, № 1.
- Горбунова Л. И. 1963. Новые данные о вулканических породах в бавлинской свите Русской платформы. ДАН СССР, т. 149, № 2.

Горелов С. К. 1963. О связи неотектонических движений Волго-Уральской области с глубинными структурами типа флексур и разломов. ДАН СССР, т. 149, № 1.

Горелов С. К., Клубов В. А. 1963. О соотношении новейших тектонических структур и рельефа кристаллического фундамента в центральных и южных районах Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 148, № 6.

Горецкий Г. И. 1949. К стратиграфии нижнечетвертичных отложений Пучежско-Балахнинского Поволжья. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 14.

Горецкий Г. И. 1956. О возрасте древних аллювиальных свит антропогена, погребенных в долинах Волги и Камы. ДАН СССР, т. 110, № 5.

Горецкий Г. И. 1962₁. К познанию природы Пучеже-Балахнинских дислокаций. БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 5.

Горецкий Г. И. 1962₂. К решению вопроса о нижней границе антропогена. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. XX.

Горецкий Г. И. 1964. Аллювий великих антропогенных прарек Русской равнины. Изд-во «Наука».

Горошкова В. А. 1960. Нижнетриасовые отложения Вятско-Камской впадины. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. I. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

* Горошкова В. А., Иванова З. П., Меликова И. М., Рыжова А. А., Суворов П. Г., Туняк А. П., Шабаева Е. В. 1960. Опаринская юпорная скважина. (Опорные скважины СССР. Русская платформа). Тр. ВНИГНИ, вып. XXVI.

Горяинова О. П., Дорофеев Н. В., Наливкин Б. В., Наливкин Д. В., Петров А. М., Рябинин В. Н., Фалькова Э. А. 1931. Стратиграфия древних немых толщ западного склона Урала. Изв. ВГРО, вып. 70.

Граблин Е. А., Ксерженевский И. Д., Мальцев М. В., Николаев И. П., Никитин А. Д. 1940. Открытие докембрийского кристаллического фундамента в Туймазинском нефтеносном районе. Сов. геология, № 10.

Грачевский М. М. 1957. О возрасте и стратиграфическом объеме нижнекаменноугольной толщи Куйбышевского Заволжья. ДАН СССР, т. 114, № 5.

Грачевский М. М., Долицкий В. А. 1962. Возраст и стратиграфический объем терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Грачевский М. М., Дубовский И. Т., Ротенфельд В. М., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1963. О соотношении палеоструктурных планов терригенного девона и нижнего мела в Саратовско-Волгоградском Поволжье. Геология нефти и газа, № 7.

Грачевский М. М., Хачатрян Р. О., Комардинкина Г. И. 1963. О рифовой природе Хилковского карбонатного массива. ДАН СССР, т. 153, № 2.

Грицаенко А. С. 1960. О влиянии строения кристаллического фундамента на гравитационное поле (Нижнее Поволжье). Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 74.

Гричук В. П. 1950. Растительность Русской равнины в нижне- и среднечетвертичное время. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 46.

Гричук В. П. 1952. Верхнечетвертичная лесная фаза о истории растительного покрова Нижнего Поволжья. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 52.

Гричук В. П. 1954. Материалы к палеоботанической характеристике четвертичных и плиоценовых отложений северо-западной части Прикаспийской низменности. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 61.

Грищенко М. Н. 1939. Неогеновые и четвертичные террасы бассейна Дона. БМОИП, отд. геол., т. XVII (6).

Грищенко М. Н. 1952. К палеогеографии бассейна Дона в неогене и четвертичном периоде. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 3. Изд-во АН СССР.

Грищенко М. Н., Глущенко Е. Н. 1956. Флора кинельской толщи района Жигулей на Волге. ДАН СССР, т. 106, № 6.

Гроздилова Л. П. 1959. К вопросу о нижней границе каменноугольной системы. Тр. ВНИГНИ, вып. XIV.

Громов В. И. 1950₁. О верхней границе третичного периода. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР.

Громов В. И. 1950₂. О нижней границе четвертичного периода в свете палеонтологии млекопитающих. Мат-лы по четвертич. периоду, вып. 2. Изд-во АН СССР.

Гроссгейм Д. А. 1962. Спорново-пыльцевые комплексы терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины и прилегающих районов и их значение для стратиграфии и корреляции продуктивных пластов. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Грязнов Н. К. 1951. О структуре Волго-Камской части Русской платформы. ДАН СССР, т. 77, № 4.

Грязнов Н. К. 1953. Основные черты тектоники карбона Саратовско-Куйбышевского Заволжья. В сб.: «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат.

Грязнов Н. К. 1955. Важнейшие этапы развития Саратовско-Рязанского прогиба. ДАН СССР, т. 100, № 6.

Грязнов Н. К. 1956. О границах Прикаспийской впадины и взаимоотношениях ее с другими тектоническими элементами Русской платформы. Тр. ВНИИ, вып. IX.

Грязнов Н. К., Силонов Ф. А. 1961. Особенности строения и тектонического развития западной части Жигулевской дислокации и нефтегазоносность палеозойских отложений. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXIV.

Губкин И. М. 1931. Проблема ачкагыла в свете новых данных. Изд-во АН СССР.

Губкин И. М. 1940. Урало-Волжская нефтеносная область (Второе Баку). Изд-во АН СССР.

Гурвич А. А. 1951. Стратиграфия и фауна верхнеюрских отложений окрестностей с. Орловки. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 28.

Гусев А. К. 1951. Фауна антракозид пермских пестроцветов востока Русской платформы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 111, кн. 10.

Гусев А. К. 1954. Особенности размещения и характер фауны пелеципод в татарских отложениях верховьев р. Вятки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 3.

Гусев А. К. 1963. Значение двустворчатых моллюсков для расчленения и корреляции красноцветных отложений верхней перми востока Русской платформы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 123, кн. 5.

Гусев А. К. 1963. Наблюдения над условиями захоронения и характером размещения по слоям двустворчатых моллюсков татарского яруса. Уч. зап. Казанского ун-та, т. 123, кн. 5.

Данил Л. Г. 1948. Материалы к стратиграфии юрских отложений Саратовской области. Микрофауна нефтяных месторождений СССР. Сб. 1. (Тр. ВНИГРИ, вып. 31.) Гостоптехиздат.

Далматская И. И. 1951. Новый род фузулинид из нижней части среднекаменноугольных отложений Русской платформы. Тр. МОИП, отд. геол., т. 1.

Далматская И. И. 1961. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений Горьковского и Ульяновского Поволжья. В сб.: «Региональная стратиграфия СССР», т. 5. Изд-во АН СССР.

Далматская И. И. 1962. О дробном стратиграфическом расчленении верейского горизонта Волго-Уральской области. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Дедков А. П., Коновалова Н. Г. 1960. Об активности тектонических структур правобережной части Ульяновской области в неоген-четвертичное время. В сб.: «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской обл. и Южного Урала». Уфа.

Демин В. М. 1958. Пестроцветы северо-восточной окраины Большого Донбасса и района Южно-Саушинской структуры на Донской Луке. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. Изд. Саратовск. ун-та.

Дервиз Т. Л. 1956. К вопросу о границе триаса и юры на Общем Сырте. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Дервиз Т. Л. и др. 1959. Волго-Уральская нефтеносная область. Юрские и меловые отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 145.

Димо Н. А. 1903. Краткий очерк почвенно-геологических условий юга Саратовской губернии. Почвоведение, № 2.

Дистанов У. Г., Солонцов Л. Ф. 1955. Некоторые данные по минералогическо-петрографической характеристике додевонских отложений Урало-Волжской области. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 5.

Добрыкин Б. Ф. 1933. Геоморфология Марийской автономной области. Земледование, т. 35, вып. 2—3.

Добров С. А. 1913. Чембарский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия 1, вып. IV. М.

Добров С. А. 1929. О следах верхнемеловых отложений в Рязанской губернии и вертикальном распространении *Inoceramus lobatus*. БМОИП, отд. геол. т. VII (2).

Добролюбова Т. А., Сошкина Е. Д., Порфирьев Г. С. 1941. Пермские *Rugosa* Европейской части СССР. Палеонтология СССР, т. 5, ч. 3, вып. 1. Изд-во АН СССР.

Докучаев В. В. 1886. Оро- и гидрография Нижегородской губ. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. XIII. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.

Долицкий В. А. 1947. Особенности осадконакопления в девонское время на Самарской Луке. Нов. нефт. техн. Геология, № 4.

Долицкий В. А. 1956. Перерывы в осадконакоплении девона восточной части Русской платформы. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.». Изд-во АН СССР.

Долицкий В. А. 1962. Граница девона и карбона в Волгоградском, Саратовском и Куйбышевском Поволжье. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Долицкий В. А., Лепешинский Ю. А., Мальцев М. В. 1946. Разрез девона Туймазинского нефтяного месторождения. Нефтяное хоз., № 3—4.

Дорохов В. Я. 1938. Петрография юрских глин Саратовского района. «За недра Волго-Прикаспия», вып. 1.

Дорохов В. Я. 1960. К вопросу о генезисе платформенных структур 2 и 3 порядков. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Дрейсин А. Г., Ротенфельд В. М., Абрамов В. А., Мишин А. Ф. 1962. Особенности строения юрских отложений Саратовского Заволжья в связи с перспективами нефтегазоносности. В сб.: «Новые данные по геологии и нефтегазоносности Волго-Уральской обл.». Гостоптехиздат.

Дружинин А. В. 1962₁. Геотермическое поле внутриформационной Камско-Кинельской впадины. Геология нефти и газа, № 3.

Дружинин А. В. 1962₂. Геотермические условия Куйбышевского Поволжья. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 11. Геология, геохимия, геофизика.

Друшиц В. В. 1962. О границе между готеривским и барремским ярусами. ДАН СССР, т. 47, № 4.

Дубовский И. Т., Егорова Л. З., Морозов С. Г., Тимергазин К. Р. 1963. Верхнедевонские отложения северной части Северокаспийского нефтегазоносного бассейна. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». (Тр. НИЛнефтегаз, вып. 10.) Гостоптехиздат.

Дубовский И. Т., Лацкова В. Е. и др. 1963. Верхнепермские и триасовые отложения западной и северной частей Северокаспийского нефтегазоносного бассейна. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». (Тр. НИЛнефтегаз, вып. 10.) Гостоптехиздат.

Дуткевич Г. А. 1937. Значение микрофауны для корреляции перми южной части СССР. Тезисы XVII Междунар. геол. конгр. ОНТИ.

Дымкин А. М., Солонцов Л. Ф., Эллерн С. С. 1956. Некоторые новые данные о породах диабазовой формации на востоке Русской платформы. ДАН СССР, т. 109, № 1.

Евдокимова Л. М. 1962. Материалы к стратиграфическому расчленению девонских отложений Пермского Прикамья. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Егоров В. Г. 1953. Остракоды франского яруса Русской платформы. Гостоптехиздат.

Егоров И. С. 1962. О тектонике Нижнекамского нефтеносного района Татарии. Геология нефти и газа, № 3.

Егоров И. С. 1963. О дизъюнктивном характере ряда тектонических дислокаций Нижнего Прикамья. Геология нефти и газа, № 8.

Егоров С. П. 1948. Щугуровское месторождение нефти. В сб.: «Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР». Гостоптехиздат.

Егоров С. П. 1960. Новая тектоническая схема Татарской АССР и сопредельных частей Кировской области и Удмуртской АССР. Геология нефти и газа, № 12.

Егоров С. П., Мельников А. М. 1956. Методы поисков и разведки нефтяных залежей в геологических условиях Татарии. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.». Изд-во АН СССР.

Егоров С. П., Мусина К. К. 1956. Опорные электрорепера палеозоя Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.

• Егорова Л. З. 1958. Стратиграфия палеозоя Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. Гипрвостокнефть, вып. 1.

Егорова Л. З. 1960. Состав пород кристаллического фундамента и древних немых толщ Куйбышевского Заволжья и прилегающих районов Оренбургской области. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.

Егорова Л. З. 1962₁. Досреднедевонские отложения Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Егорова Л. З. 1962₂. Ультраосновные породы пироксенитового типа в докембрии Куйбышевского Заволжья. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 11. Геология.

Егорова Л. З. 1964. Строение и состав кристаллического фундамента и бавлинских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 24. Геология.

Егорова Л. З., Новожилова С. И. 1959. К вопросу о пересмотре унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. ВНИГНИ, вып. XIX.

Егорова Л. Н. 1954. Новые данные по распределению остракод в отложениях живетского яруса. ДАН СССР, т. 94, № 3.

Егорова Л. Н. 1957. О живетских отложениях юго-востока Татарии. Тр. ВНИИ, вып. XI.

Еланская В. А. 1962. О некоторых закономерных изменениях физических свойств пород кристаллического фундамента. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 3. Геология, геохимия, геофизика.

• Еланский Л. Н. 1960₁. К вопросу изучения физических свойств пород Куйбышевского Заволжья. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика

Еланский Л. Н. 1960₂. Строение поверхности докембрийского фундамента юго-восточной окраины Русской платформы. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.

Еланский Л. Н., Бархатова З. С., Толстова В. А. 1963. Глубинное геологическое строение Куйбышевской области. Тр. КуйбышевНИИ, вып. 18. Геофизика.

Еланский Л. Н. и Толкачев М. И. 1959. Некоторые вопросы геологии юго-востока Куйбышевского Заволжья. Геология нефти и газа, № 5.

Ермакова К. А. 1962. Значение кораллов для стратиграфии девона Русской платформы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Ефремов И. А. 1937. О стратиграфическом подразделении континентальной перми и триаса СССР по фауне наземных позвоночных. ДАН СССР, т. 16, № 2.

Ефремов И. А. 1939. О развитии пермской фауны тетрапод СССР и разделения континентальной перми на стратиграфические зоны. Изв. АН СССР, серия биол., № 2.

Ефремов И. А. 1940₁. Дейноцефаловая фауна с. Ишеева, Средняя Волга. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 10, вып. 2.

Ефремов И. А. 1940₂. Заметка о парейазаврах с р. Вятки. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 10, вып. 2.

Ефремов И. А. 1940₃. О парейазавровой фауне северодвинского типа из с. Ильинского, Средняя Волга. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 10, вып. 2.

Ефремов И. А. 1944. К вопросам стратиграфии верхнепермских отложений в СССР по позвоночным. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Ефремов И. А. 1948. Гондванские фации северных материков. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.

Ефремов И. А. 1952. О стратиграфии пермских красноцветов СССР по наземным позвоночным. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Ефремов И. А. 1954. Фауна наземных позвоночных в пермских медистых песчаниках Западного Приуралья. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 54.

Ефремов И. А., Вьюшков Б. П. 1955. Каталог местонахождений пермских и триасовых наземных позвоночных на территории СССР. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 46.

Ефремов И. А. и Кузьмин Ф. М. 1932. Пермотриас северной части Русской платформы и местонахождение лабиринтодонтов. Тр. Палеозоол. ин-та АН СССР, т. 1.

Жадченко С. К. 1963. Основные черты тектонического строения и перспективы нефтегазоносности Кировской обл. В сб.: «Геологическое строение и нефтегазоносность Волго-Уральской обл. и сопредельных р-нов». Госгеолтехиздат.

Жирмунский А. М. 1915. Геологическое исследование залежей фосфоритов в Слободском уезде Вятской губ. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. VIII.

Жирмунский А. М. 1916. О возрасте русских слоев с *Cardioceras alternans*. Зап. геол. отд. ОЛЕАЭ, вып. 4.

- Жуков М. М. 1945. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Проблемы Зап. Казахстана, т. 2. Изд-во АН СССР.
- Журавлев В. С., Гафаров Р. А. 1959. Схема тектоники Северо-Востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 128, № 5.
- Журавлев Е. Г. 1960. Геологические и петрографические особенности кристаллического фундамента Бондюжского поднятия. Тр. МИНХ и ГП, вып. 27.
- Журавлев Е. Г. 1962. Петрография и структурные особенности кристаллического фундамента Елабуго-Бондюжской группы поднятий. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38.
- Жутеев С. А. 1955. Акчагыльский ярус Южного Заволжья, Общего Сырта и Зауралья. Науч. ежегод. Саратовск. ун-та за 1954 г. Саратов.
- Жутеев С. А. 1958. Акчагыльские отложения Саратовской области. Науч. ежегод. Саратовск. ун-та за 1955 г., геогр. фак. Саратов.
- Жутеев С. А. 1959. Погребенная долина Понт-Волги в пределах Нижнего Заволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 72, вып. геогр.
- Жутеев С. А. 1962. Погребенная долина Понт-Самары в пределах Среднего Поволжья. Вопросы физической географии, сб. 1. Изд. Саратовск. ун-та.
- Завидонова А. Г., Веселовская М. М. 1952. Новые данные о палеозойском вулканизме на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Зайцев А. М. 1878. О нахождении глин с *Cardium* и *Dreissensia* у д. Баландиной. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. VII, вып. 2.
- Зайцев А. М. 1880. Геологические исследования в области Пермского бассейна в Казанской и Самарской губерниях (Уезды: Чистопольский, Бугульминский, Бугурусланский и Самарский) и по р. Волге между устьем р. Сока и Сызранью. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. IX, вып. 2.
- Залесский М. Д. 1927. Пермская флора уральских пределов Ангариды. Тр. Геол. ком., вып. 176.
- Залесский М. Д. 1937. Пермские флоры Русской равнины, Урала и Кузнецкого бассейна и сопоставление вмещающих их отложений. Проблемы палеонтол., т. II—III. Изд. Палеонтол. лабор. Моск. ун-та.
- Залесский Ю. М. 1950. К вопросу о возрасте свит соликамских плитняков. ДАН СССР, т. 70, № 4.
- Замятин А. Н. 1927. Пермские медные песчаники. Тр. Комис. по изуч. естеств.-производ. сил. России, т. 4, вып. 7.
- Засыпкина Н. А. 1953. Казанский ярус зоны Алатырско-Горьковского поднятия. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 3.
- Земятченский П. А. 1884. Ардатовский уезд. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. VI. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.
- Земятченский П. А. 1886. Балахнинский уезд. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. X. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.
- Золотарев Г. С. 1959. Новые данные об оползнях Поволжья В сб.: «Опыт и методика гидрогеол. и инж. геол. условий крупных водохранилищ». Изд. Моск. ун-та.
- Зонов Н. Т. 1937. Стратиграфия юрских и низов неокомских отложений центральных частей Восточно-Европейской платформы. Тр. НИУ, вып. 142.
- Зонов Н. Т. 1939. Юрские и меловые отложения Татарской республики. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. ГОНТИ.
- Зоричева А. И. 1934. Геологические исследования в юго-восточной части 88 листа 10-верстной карты Европейской части СССР. Недр Горьковск. края, серия 1, т. 2.
- Зоричева А. И. 1941. Геологические исследования Вятско-Северодвинских водоразделов (бассейн рек Юга, Моломы, Вохмы и Великой). Тр. Сев. геол. упр., вып. 12. Госгеолиздат.
- Зубкович М. Е. 1960. Конхилиофауна поволжского палеогена, как основа сопоставления поволжских, украинских и крымских разрезов. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР.
- Иваницкая В. Б., Погребнов Н. И. 1962. Геологическое строение Нижнего Дона и Нижней Волги. Изд. Ростовск. ун-та.
- Иванов А. А. 1962. Строение северного окончания Вятского вала в свете геофизических данных. ДАН СССР, т. 146, № 1.
- Иванов А. М. и Поляков К. В. 1960. Геологическое строение Куйбышевской области. Изд. Куйбышевск. обл. краевед. музея.

Иванова А. Н. 1958. Стратиграфия и фауна верхнемеловых отложений Саратовского Поволжья. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. Изд. Саратовск. ун-та.

Иванова А. Н. 1959. Двухстворчатые брюхоногие и белемниты юрских и меловых отложений Саратовского Поволжья. Тр. ВНИГРИ, вып. 137.

Иванова А. Н., Хабарова Т. Н. 1956. Стратиграфия мезозойских отложений Саратовской области. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Иванова А. Н., Хабарова Т. Н., Войтенко К. М. 1961. Обоснование стратиграфических подразделений юрских и меловых отложений Саратовской области (Саратовское Поволжье и северо-западная часть Прикаспийской впадины). Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. II. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

Иванова З. П. 1957. Нижнепалеозойские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.

Иванова З. П. 1958. Додевонские отложения. Тр. ВНИГНИ, вып. X.

Иванова З. П., Веселовская М. М., Клевцова А. А. 1959. О стратиграфическом расчленении и стадиях формирования додевонских отложений центральных и восточных областей Русской платформы. ДАН СССР, т. 128, № 4.

Иванова З. П., Клевцова А. А. 1960. Условия накопления додевонских отложений Северо-Востока Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Тр. ВНИГНИ, вып. XXXI.

Иванова З. П., Клевцова А. А., Веселовская М. М. 1959. Стратиграфия бавлинских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XIX.

Игнатьев В. И. 1952₁. Погребенный рельеф пермского времени в Нижне-Окском районе. ДАН СССР, т. 84, № 5.

Игнатьев В. И. 1952₂. Стратиграфическая корреляция разрезов верхнепермских отложений Нижне-Окского района и Чебоксарского Поволжья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 8.

Игнатьев В. И. 1956₁. Отложения нижнего триаса бассейна Ветлуги. ДАН СССР, т. 106, № 1.

Игнатьев В. И. 1956₂. Стратиграфическая схема татарских отложений бассейна Верхней Вятки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.

Игнатьев В. И. 1956₃. Стратиграфия татарского яруса бассейна Ветлуги. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.

Игнатьев В. И. 1957. Строение нижнетатарских отложений по линии Муром—Горький—Киров—Глазов. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 117, кн. 2.

Игнатьев В. И. 1962₁. К вопросу о стратиграфии татарского яруса Русской платформы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.

Игнатьев В. И. 1962₂. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. I. Стратиграфия. Изд. Казанск. ун-та.

Игнатьев В. И. 1963. Татарский ярус центральных и восточных областей Русской платформы. Ч. II. Фауны, палеогеография. Изд. Казанск. ун-та.

Игнатьев В. И. и Тихвинский И. Н. 1954. Казанский ярус бассейна верхней Вятки от устья р. Чепцы до с. Сырьяны. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 3.

Игнатьев В. И., Туманов Р. Р. 1956. Новые данные о триасовых отложениях Вятско-Ветлужского междуречья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.

Иголкина Н. С. 1959. О возможности выделения балтийского комплекса нижнего кембрия на севере Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11. Госгеолтехиздат.

Иголкина Н. С. 1961. Докембрийские отложения осадочного чехла на севере Русской платформы. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 43. Госгеолтехиздат.

Иловайский Д. И., Флоренский К. П. 1941. Верхнеюрские аммониты бассейнов рек Урала и Илека. Мат-лы к познанию геол. строения СССР. вып. 1 (5). Изд. МОИП.

Ильина Н. С. 1951. Краткий литологический очерк отложений тритицевого и швагеринового горизонтов верхнего карбона Русской платформы и Приуралья. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. II.

Ильина Н. С. 1953. Новые данные по стратиграфии нижнекаменноугольных отложений южной части Сурско-Мокшинской полосы поднятий. ДАН СССР, т. 91, № 5.

Ильина Н. С. 1954. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона северной части Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. IV.

Ильина Н. С. 1957. Основные черты осадконакопления в центральной части Русской платформы в нижнекаменноугольную эпоху. Тр. ВНИГНИ, вып. VIII.

53 Геология СССР, т. XI, ч. 1

- Ильина Н. С. 1961. Новые данные о тектонических дислокациях в центральных областях Русской платформы. ДАН СССР, т. 140, № 1.
- Ильина Н. С., Елина Л. М., Рыжова А. А. и др. 1958. Каменноугольные отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Ильина Н. С., Елина Л. М., Фрухт Д. Л. 1955. К вопросу о геологическом строении Горьковской области и прилегающих районов. Тр. ВНИГНИ, вып. VI.
- Ильина Н. С., Фрухт Д. Л. 1962. Новые данные о вулканических процессах в центральных областях Русской платформы. ДАН СССР, т. 143, № 5.
- Ильина Н. С., Фрухт Д. Л. 1963. Новые данные о геологическом строении Горюдецко-Ковернинской тектонической зоны. В сб.: «Геологическое строение и нефтегазосность Волго-Уральской обл. и сопредельных р-нов». Госгеолтехиздат.
- Ильина Н. С., Фрухт Д. Л. 1964. К вопросу о распространении вулканических пород в Горьковском Заволжье. ДАН СССР, т. 153, № 4.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления (главный редактор А. П. Виноградов). Из-во Недр, 1964 г.
- Кавеев М. С. 1961. Новые данные о ледниковых отложениях в Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 121, кн. 9.
- Казиков Г. А., Полевая Н. И. 1958. Некоторые предварительные данные по разработке последокембрийской шкалы абсолютной геохронологии по глаукоцитам. Геохимия, № 4.
- Казиков Г. А., Полевая Н. И. 1962. Абсолютный возраст осадочных толщ Русской платформы и Урала. В сб. «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додёвон». Гостоптехиздат.
- Казиков Г. А., Тугаринов А. И. 1963. Абсолютный возраст докембрия. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.
- Казиков М. П. 1950₁. К стратиграфии татарского яруса Горьковско-Казанского Поволжья. (Сб. геол. работ, посвященный памяти академика И. М. Губкина.) Гостоптехиздат.
- Казиков М. П. 1950₂. О природе Пучежско-Чкаловских дислокаций. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 6.
- Казиков М. П. 1953. Пермская система Горьковско-Казанского Поволжья. Тр. МНИ, вып. 13.
- Казиков М. П., Чарыгин М. М., Быков Р. И., Васильев Ю. М., Знаменский В. В., Сейфуль-Мулюков Р. Б. 1958. Тектоническое строение и история развития Прикаспийской впадины и смежных областей в связи с вопросами нефтегазосности. Гостоптехиздат.
- Казмина Т. И., Петрова Л. П., Рогачевская Ц. А. 1958. Химические показатели условий осадкообразования каменноугольных и пермских отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 117.
- Каменский Г. Н. 1928. О выходах юрских отложений в южной части Общего Сырта. Изв. Геол. ком., т. XLVII, № 6.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1934. Геологические условия южных отрогов Общего Сырта. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 10, вып. 3.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1951. Маркирующие горизонты юрских, меловых и палеогеновых отложений Саратовского Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1955. О стратиграфическом расчленении юрских отложений Саратовского Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 45, вып. геол.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1956. Стратиграфия и фауна юрских отложений Саратовского Поволжья. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Камышева-Елпатьевская В. Г. 1958. Общий геологический очерк Нижнего Поволжья. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. (1955 г.). Изд. Саратовск. ун-та.
- Камышева-Елпатьевская В. Г., Бондарева М. В., Горюнова З. Н. и др. 1959. Юрские отложения долины р. Волги в районе Саратовской ГЭС. Науч. ежегод. Саратовск. ун-та за 1955 г. Саратов.
- Камышева-Елпатьевская В. Г., Иванова А. Н. 1947. Атлас руководящих форм ископаемых фаун Саратовского Поволжья. Изд. Саратовск. ун-та.
- Камышева-Елпатьевская В. Г., Иванова А. Н. 1953. Некоторые данные по палеоэкологии и тафономии юрской и меловой фауны Саратовского Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.

Камышева - Елпатьевская В. Г., Морозов Н. С., Пославская Г. Г. 1953. Маркирующие горизонты мезозойских отложений северного окончания Доно-Медведицких дислокаций. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.

Камышева - Елпатьевская В. Г., Николаева В. П., Троицкая Е. А. 1959. Стратиграфия юрских отложений Саратовского правобережья по аммонитам. Тр. ВНИГРИ, вып. 137.

Камышева - Елпатьевская В. Г. и Светсвостоква Т. Н. 1951. О новых выходах нижнего волжского яруса в Саратовском Поволжье. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.

Канонников А. М., Кассин Н. Г., Соколов Н. Н., Форш Н. Н. и др. 1941. Геологическое строение Кировской обл. Тр. Кировск. обл. науч.-исслед. ин-та краеведения, вып. 20. Кировск. обл. изд-во.

Капустин А. П., Коган И. А. и др. 1960. Карст Дзержинского района. Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР, т. XXXII.

Карпинский А. П. 1874. Геологические исследования в Оренбургском крае. Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, серия 2, ч. 9.

Карпинский А. П. 1894. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России. Изв. Академии наук, № 1.

Карпинский А. П. 1919. К тектонике Европейской России. Изв. АН СССР.

Карпинский А. П. 1939. Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды. Собр. соч., т. 2. Изд-во АН СССР.

Карпов Г. С. 1951. Некоторые новые данные о стратиграфии и тектонике палеозоя Пугачевского Заволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.

Карпов Г. С. 1953. О границе карбона и перми в Пугачевском Заволжье. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.

Карпов Г. С. 1955. Средний карбон Саратовского Поволжья. Науч. ежегод. Саратовск. ун-та за 1954 г. Саратов.

Кассин Н. Г. 1928. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 107. Тр. Геол. ком., вып. 158.

Каткюва Е. Д. 1955. Спорово-пыльцевые комплексы аптских отложений Соколовского массива окрестностей г. Саратова. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 45, вып. геол.

Кац Н. Я. и Кац С. В. 1962. О флоре и растительности плиоцена Нижней Камы. БМОИП, отд. биол., т. LXVII, вып. 4.

Кашеварова Н. П. 1958. Новые виды остракод верхнепермских отложений (уфимских и татарских) Южного Тимана и Волго-Уральской области. Микрофауна СССР, сб. 9. (Тр. ВНИГРИ, вып. 115.) Гостоптехиздат.

Каштанов С. Г. 1950. К характеристике разрезов казанского яруса восточной части Марийской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 110, кн. 5.

Каштанов С. Г. 1952. К истории формирования долин рек Волги и Камы в четвертичное время. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 2.

Келлер Б. М. 1960. Новые данные по стратиграфии верхнего протерозоя (рифей, синия). Вестник МГУ, № 6.

Келлер Б. М. 1961. Граница кембрийской системы в свете новых исследований Урала и Русской платформы. Кембрийская система, ее палеогеография и пробл. нижней границы. Симпозиум (XX Междунар. геол. конгр.), т. 3. Изд-во АН СССР.

Келлер Б. М. 1963₁. Введение. Русская платформа. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.

Келлер Б. М. 1963₂. Общие вопросы истории развития земной коры в верхнем докембрии. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.

Келлер Б. М. 1963₃. Палеогеография и геологическая история. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.

Келлер Б. М., Казаков Г. А. и др. 1960. Новые данные по стратиграфии рифейской группы (верхнего протерозоя). Изв. АН СССР, серия геол., № 12.

Келлер Б. М., Семихатова М. А. 1963. Корреляция разрезов. Стратиграфия СССР. Верхний докембрий. Госгеолтехиздат.

Келлер Б. М. и Хоментовский В. В. 1960. Рифейская группа и ее подразделения. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.

Кесь А. С. 1948. О северо-западной границе ачкагыльского моря в Приволжье. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, вып. 42.

Килигина М. Л., Крупин В. И., Шельнова А. К. и др. 1955. Стратиграфия каменноугольных отложений Татарии и юга Удмуртии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 10.

Килигина М. Л. и Шельнова А. К. 1956. Новые данные по стратиграфии нижнего карбона Татарии. В сб.: «Геология и геохимия» (ВНИГРИ), № 1 (7). Госгостехиздат.

Ким И. А. 1955. К вопросу о расчленении верхнепермских красноцветов по остракодам. Геол. сб. 3 (ВНИГРИ). Госгостехиздат.

Кинзикеев А. Р. 1962₁. Соотношения структурных планов палеозоя Восточной Татарии. Татарская нефть, № 8.

Кинзикеев А. Р. 1962₂. Схема стратиграфии девона юго-востока Татарии и прилегающих районов. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Госгостехиздат.

Кипарисова Л. Д. 1947. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. VII. Триасовая система. Госгеолиздат.

Кипарисова Л. Д., Попов Ю. Н. 1956. Расчленение нижнего отдела триасовой системы на ярусы. ДАН СССР, т. 109, № 4.

Киреева Г. Д., Далматская И. И. 1960. К вопросу о стратиграфии башкирского яруса. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.

Киреева Г. Д., Доброхотова С. В. 1957. Подтригитовые слои верхнего карбона восточной части Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. VIII.

Кирсанов Н. В. 1948. Плиоценовые глины в Татарской АССР. Тр. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 1.

Кирсанов Н. В. 1957. Третичные отложения восточной части Татарии. Тр. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 4.

Кирсанов Н. В. 1959. К вопросу о стратиграфии плиоцена восточных районов Европейской части СССР. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 7.

Клевцова А. А. 1963. Поздний докембрий Пачелмского прогиба и других частей Русской платформы. ДАН СССР, т. 150, № 3.

Клевцова А. А., Солонцов Л. Ф. 1960. К вопросу о стратиграфической принадлежности и корреляции древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 9.

Клевцова А. А. и Солонцов Л. Ф. 1961. К вопросу о возрасте древнейших отложений осадочного покрова Русской платформы. ДАН СССР, т. 139, № 3.

Клещев А. И. 1957. Некоторые черты геологического строения девонских нефтяных месторождений Татарии. Сов. геология, сб. 57. Госгеолтехиздат.

Клещев А. И. 1958. Перспективы нефтегазоносности девонских отложений северных районов Татарской АССР. В сб.: «Перспективы нефтегазоносности и направл. геологоразвед. работ в сев.-вост. р-нах Урало-Волжской нефтеносной обл.». Госгостехиздат.

Клещев А. И., Киров В. А., Петропавловский В. В. 1957. О возрасте сарайлинской терригенной толщи Татарии. Геология нефти, № 12.

Клещев А. И., Халтурин Д. С. 1958. Основные черты геологической структуры и перспективы нефтегазоносности Волго-Уральской области. Тр. ВНИГНИ, вып. X.

Климов П. И. 1934. Геологическое строение северной части Соль-Илецкого района Средне-Волжского края. БМОИП, отд. геол., т. XII (3).

Клубов В. А. 1962₁. Использование геофизических данных для тектонического районирования (на примере районов Урало-Поволжья). ДАН СССР, т. 143, № 3.

Клубов В. А. 1962₂. Опыт тектонического районирования юго-востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 144, № 4.

Клубов В. А. 1962₃. О юго-восточных границах Татарского свода. Геология нефти и газа, № 5.

Клубов В. А., Ярош А. Я. 1960. Методика построения схем рельефа кристаллического фундамента по геолого-географическим данным. Нов. нефт. и газ. техн. Геология, № 6.

Кобозев Н. С. 1932. Материалы для геологии и геоморфологии Северных Увалов. Зап. Рос. минерал. об-ва, ч. 61, вып. I.

Кобозев Н. С. и Хабаков А. В. 1931. Происхождение Северных Увалов. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 60, вып. I.

* Кованько Н. Д. 1957. Нижнепермские отложения восточной части Русской платформы. Тр. МНИ, вып. 19.

Кожевников А. В. 1959. К истории формирования долины Волги. В кн.: «Опыт и методика изучения гидрогеологических и инженерно-геологических условий крупных водохранилищ». Изд. МГУ.

Кожевников А. В. 1961. Распределение фаций плиоценовых отложений в Болгарском бассейне Языкова и некоторые сведения о палеогеографии этого времени. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода (1957 г.), т. 2. Изд-во АН СССР.

Кожевников А. В. 1962. О нижней границе антропогена по данным фациального анализа акчагыльских и апшеронских отложений. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. XX.

Кожевников И. И. 1962. Особенности геологического развития и перспективы нефтегазоносности северного и северо-восточного бортов Прикаспийской впадины (плиты). Гостоптехиздат.

Кожевников И. И., Мещеряков Ю. А. 1949. Соотношение основных структурных элементов Среднего Поволжья и Заволжья. Нов. нефт. техн. Геологич., № 4.

Козленко С. П., Никонова Н. А. 1957. Некоторые геофизические данные о глубинной тектонике в зоне северо-западного ограничения Прикаспийской впадины. ДАН СССР, т. 112, № 6.

Козлов А. Л., Шипелькович В. М. 1945. Тектоническое строение Нижнего Заволжья по данным геофизических исследований. Сбв. геология, сб. 4, Госгеолиздат.

Колесников В. П. 1950. Акчагыльские и апшеронские моллюски. Палеонтология СССР. Т. X, ч. III, вып. 12. Изд-во АН СССР.

Колтыгин С. Н. 1961. Нижнемеловые отложения Прикаспийской впадины. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. III. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

Кондратьева М. Г. 1940. Литология карбонатных отложений Нижнего Поволжья. «За недра Волго-Каспия», вып. 1. Саратов.

Кондратьева М. Г. 1949. Литологическая характеристика отложений девона Тепловской площади. БМОИП, отд. геол., т. XXIV, вып. 6.

Кондратьева М. Г. 1960. Закономерности в распределении фаций и мощностей девона Саратовского Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXVIII.

Кондратьева М. Г. 1962. Стратиграфия досреднедевонских отложений (казанлинской и пугачевской свит) Саратовского и Волгоградского Поволжья. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Кондратьева М. Г., Енгуразов И. И. 1951. Девонские отложения Саратовского Поволжья. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Кондратьева М. Г., Обручев Д. В. 1955. О возрасте бавлинской свиты Саратовского Правобережья. ДАН СССР, т. 105, № 5.

Кондратьева М. Г. и Федорова Т. И. 1955. Литолого-стратиграфическая характеристика девонских отложений Саратовской области. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.

Кондулукова В. В. 1960₁. К вопросу о стратиграфическом расчленении карбонатной части турнейского яруса Камско-Кинельской впадины. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.

Кондулукова В. В. 1960₂. Расчленение верейского горизонта по фауне фораминифер на территории Куйбышевской и Оренбургской областей. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.

Конжукова Е. Д. 1955. Пермские и триасовые лабиринтодонты Поволжья и Приуралья. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 49.

Кононова И. Б. 1962. Петрографические особенности и строение кристаллического фундамента Поповской площади. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38.

Копелиович А. В. 1951. К характеристике палеозойских отложений северо-западного Подмосковья по данным бурения в районе ст. Редкино. В сб.: «К геологии центральных обл. Русской платформы» (ВНИИГаз). Госгеолиздат.

Корде К. Б. 1961. Водоросли кембрия Советского Союза и их значение для стратиграфии и палеогеографии. Кембрийская система, ее палеогеография и нижней границы. Симпозиум (XX Междунар. геол. конгр.), т. 3. Изд. АН СССР.

Косыгин Ю. А. 1958. Тектоника нефтеносных областей. Т. I и II. Гостоптехиздат.

Краснов А. Н. 1911. Начатки третичной флоры юга России. Тр. Харьковск. об-ва естествоисп., т. XIV.

Краснопольский А. А. 1887. Геологические наблюдения в юго-западной части 127 листа геологической карты Европейской России. Изв. Геол. ком., т. VI.

- Красовский А. В. 1915. Керенский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. VI. М.
- Красовский А. В., Рошковский А. В. 1915. Мокшанский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. I. М.
- Крестовников В. Н., Раузер-Черноусова Д. М. 1938. О фораминиферах из переходных от девона к карбону слоев (зона efgoeungt) Казахстана, Южного Урала и Самарской Луки. ДАН СССР, т. 19, № 9.
- Кром И. И. 1928. Некоторые данные о нижне- и среднемеловых отложениях в районе южной части Общего Сырта. Вестн. Геол. ком., № 3.
- Кром И. И. 1930. Юрские отложения и следы нижнего мела на Ветлужско-Унженском водоразделе в пределах б. Ветлужского уезда. БМОИП, отд. геол., т. VIII (3—4).
- Кром И. И. 1932. Возраст верхней части пестроцветной толщи (верхние горизонты татарского яруса). Тр. ВГРО, № 1—2.
- Кром И. И. 1934. Геологическое описание западной половины 89 листа общей геологической карты Европейской части СССР. Недр Горьковского края, серия I, т. III. Горьковск. краевое изд-во.
- Кром И. И. 1935. Геологический очерк Горьковского и Кировского краев. В сб.: «Природа Горьковского и Кировского краев». Горький.
- Кром И. И. 1935. К геологии восточной части 108 и западной части 107 листов геологической карты Европейской части СССР. Проблемы сов. геологии, т. 5, № 6.
- Кром И. И. 1937. К вопросу о генезисе пестроцветной толщи (татарского яруса). Зап. Росс. минерал. об-ва, серия 2, ч. 66, вып. 3.
- Кром И. И. 1937. О границах ледниковых отложений в пределах 89 листа геологической карты Европейской части СССР. Изв. Гос. геогр. об-ва, т. 69, вып. 6.
- Кротов Б. П. 1931. К вопросу о татарском ярусе. Татарский ярус — кора выветривания. Зап. Росс. минерал. об-ва, серия 2, ч. 60, вып. 1.
- Кротов П. И. 1876. Геологический разрез берегов Чепцы и Вятки. (Мат-лы для геологии Вятской губ.) Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. V, вып. 1.
- Кротов П. И. 1878. Геологические исследования в южной полосе Вятской губернии. (Мат-лы для геологии Вятской губ.) Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. VII, вып. 1.
- Кротов П. И. 1879. Геологические исследования в северной полосе Вятской губернии. (Мат-лы для геологии Вятской губ.) Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. VIII, вып. 2.
- Кротов П. И. 1882. Геологические исследования по Волге между Нижним Новгородом и Казанью. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XI, вып. 1.
- Кротов П. И. 1885. Следы ледникового периода в северо-восточной части Европейской России и на Урале. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. IV, вып. 4.
- Кротов П. И. 1891—1892. О дислокациях пермских пластов Вятской и Казанской губерний. Приложение к протоколам засед. Казанск. об-ва естествоисп., № 13.
- Кротов П. И. 1894. Вятский увал. Землеведение, кн. III.
- Кротов П. И. 1897. Геологические исследования в центральной части Вятской губернии в 1896 г. Изв. Геол. ком., т. XVI, № 2.
- Кротов П. И. 1908. Пермский известняк р. Карлы Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXVII.
- Кротов П. И. 1910. Еще о следах ледникового периода в Казанской губернии. Приложение к протоколу засед. Казанск. об-ва естествоисп. № 255.
- Кротов П. И. 1912. Западная часть Вятской губернии в пределах 89 листа. Тр. Геол. ком., вып. 64.
- Кротов П. И. и Нечаев А. В. 1890. Казанское Закамье в геологическом отношении. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXII, вып. 5.
- Крупин В. И. 1951. Верхнепермские отложения северной окраины ТАССР — бассейны рек Арборки и Кугуборки. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 111, кн. 1.
- Крупин В. И., Килигина М. Л., Шельнова А. К., Халымбаджа В. Г. 1961. Каменноугольные отложения запада, севера, северо-востока Татарии и юга Удмуртии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 121, кн. 2.
- Крупин В. И., Тефанова Т. А. 1952. Верхнепермские отложения на участке верхних течений рек: М. Кокшаги, Ярани, Немды, Ижа и Толмани. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 8.
- Крупин В. И., Эллерн С. С. 1952. Верхнепермские отложения Мари-Турекского плато. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 8.

Крылов И. Н. 1960. О значении строматолитов для стратиграфии позднемеловых отложений окраин Русской платформы. В кн.: «Международ. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.

Крылова А. К. 1953₁. Живетские и франские брахиоподы района Сызрани. Тр. ВНИГРИ, вып. 82.

Крылова А. К. 1953₂. К стратиграфии отложений района Карлинских дислокаций. Геол. сб. № 2 (ВНИГРИ). Гостоптехиздат.

Крылова А. К. и Люткевич Е. М. 1951. О некоторых послепалеозойских тектонических движениях в Волго-Уральской области. Геол. сб. № 1 (IV). ВНИГРИ. Гостоптехиздат.

Кудинова Е. А. 1939. Геологическая структура Пучежско-Чкаловского Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XVII (4—5).

Кудинова Е. А., Пантелеев С. А. 1932. Геологоразведочные работы в Ветлужском районе Нижегородского края. Тр. НИУ, вып. 99.

Кузнецов С. С. 1946. О геоморфологии газо-нефтеносных земель правобережного Саратовского Поволжья. Изв. Геогр. об-ва, т. 78, № 4.

Кузнецов С. С., Горн Н. К. 1945. О некоторых чертах седиментации нижнемеловых слоев Саратовского Поволжья. Науч. бюлл. ЛГУ, № 2.

Кузнецов Ю. И. 1960. К стратиграфии башкирского яруса юго-западной части ТАССР (северная часть Мелекесской депрессии). ДАН СССР, т. 135, № 3.

Кузнецов Ю. И. 1962. О границе верейского и каширского горизонтов Татарии на основании изучения брахиопод. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.

Кузнецова А. М. 1953. Стратиграфия верхнекаменноугольных отложений Саратовского Заволжья по фораминиферам. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.

Кузнецова А. М. 1958. Стратиграфическое расчленение нижнемеловых отложений Саратовского Поволжья. Тр. Науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных областей. Изд. Саратовск. ун-та.

Кузнецова А. М. 1960. Новые данные о верхней зоне маастрихта в Пензенской области. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 45.

Кузнецова Т. А. 1959. Спорово-пыльцевые комплексы плиоценовых отложений у д. Омарский Починок на р. Каме. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 7.

Кузнецова Т. А. 1960. Новые данные к флоре акчагыльских отложений Среднего Поволжья. ДАН СССР, т. 133, № 5.

Кукуев А. И. 1960₁. О генезисе вольских пластовых фосфоритов. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 74.

Кукуев А. И. 1960₂. О явлениях размыва и переотложения пород в верхнемеловое время в районе Саратовских дислокаций. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 74.

Кулаков Н. В. 1955. Оползни Нижнего Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, вып. геол.

Куликов Ф. С. 1957. Габбро-диабазовые интрузии в додевонских отложениях Башкирии. Геология нефти, № 3.

Курлаев В. И. 1964. К вопросу о плиоценовых отложениях бассейна р. Б. Иртыза. В сб.: «Плиоценовые отложения Прикаспийской впадины». Изд. Саратовск. ун-та.

Курлаев В. И., Семенов В. П. 1951. К вопросу об альбских и сеноманских отложениях района среднего и нижнего течения р. Хопра. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.

Лаврушин Ю. А. 1963. Аллювий равнинных рек субарктического пояса и перигляциальных областей материковых оледенений. Изд-во АН СССР.

Лаврушин Ю. А. 1964. Соотношение морских и континентальных отложений в районе сел Спасское и Приволжье на Средней Волге. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 29.

Лагузен И. И. 1874. Об окаменелостях симбирской глины. Зап. С.-Петербур. минерал. об-ва, серия 2, ч. 9.

Лагузен И. И. 1883. Фауна юрских отложений Рязанской губернии. Тр. Геол. ком., т. 1, № 1.

Лагутенкова Н. С. и Королюк И. К. 1963. Литология и органические остатки некоторых нижнебавлинских доломитов в Западной Башкирии. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 4.

Ланге О. К. 1915. Краснослободский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия 1, вып. VIII. М.

- Ланге О. К. 1916. Геологическое строение и фосфоритовые отложения Лукояновского уезда Нижегородской губернии. Тр. комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. VI.
- Ланге О. К. 1918—1921. О зонах верхнего сенаона. Геол. вестн., т. IV.
- Ланге О. К., Рошковский А. В. 1915. Инсарский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия I, вып. IX. М.
- Лапинская Т. А. 1954. Габбро-диабазы и диабазы восточной части Татарской АССР. ДАН СССР, т. 99, № 2.
- Лапинская Т. А. 1955. Новые данные о вулканизме в восточной части Татарской АССР. ДАН СССР, т. 105, № 4.
- Лапинская Т. А. 1962. Главнейшие типы пород кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области и их распространенность. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38.
- Лапинская Т. А. 1963. Турмалиносодержащие протерозойские породы фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. В сб.: «Геология, петрография и минерализация осад. образований». Изд-во АН СССР.
- Лапинская Т. А., Богданова С. В. 1962. Ультраосновные магматические породы в докембрийском фундаменте Куйбышевского Поволжья. Тр. МИНХ и ГП, вып. 38.
- Лапинская Т. А., Богданова С. В. 1965. Магнетитовые гнейсы и рудные габбро в докембрийском фундаменте восточной части Русской платформы. В сб.: «Рудоносность Русской платформы». Изд-во «Наука».
- Лапинская Т. А., Богданова С. В., Журавлев Е. Г. 1963. Петрография и тектонические особенности кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтегазоносной области. Тр. МИНХ и ГП, вып. 43.
- Лапинская Т. А., Князев В. С. 1960. О породах диабазовой формации Северо-Западной Башкирии. Тр. МИНХ и ГП, вып. 27.
- Ларионова Е. Н. 1934. Геологическое строение правого берега Волги от устья р. Свяги до с. Шеланги. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 94, кн. 1.
- Ларионова Е. Н. 1949. Девонские и силурийские отложения Краснокамско-Полазненской антиклинали. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ларионова Е. Н. 1951. Докембрий в Северокамске. Нов. нефт. техн. Нефтепромысловое дело, вып. 9.
- Ларионова Е. Н. 1956. Особенности разреза девона на р. Вятке у г. Советска. ДАН СССР, т. 109, № 1.
- Ларионова Е. Н. 1960. Новые данные о строении Верхне-Камской впадины. Геология нефти и газа, № 2.
- Ларионова Е. Н. и Петренева Н. И. 1953. Стратиграфия девона и додевонских отложений Пермского Прикамья и Удмуртской АССР. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Ларионова Е. Н. и Сафонова Т. П. 1955. Каменноугольные отложения у г. Советска на Вятском валу. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Ларионова Е. Н. и Софроницкий П. А. 1939. Геологический разрез палеозоя Полазненско-Краснокамской антиклинали и Вятского вала. Сов. геология, № 3.
- Ларионова Е. Н., Тихомирова В. Н. 1959. Бавлинские отложения Пермской области и Удмуртской АССР. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Лацкова В. Е. 1962. Перерывы в осадконакоплении в пермских отложениях Саратовско-Волгоградского Поволжья и проблема корреляции разрезов. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Лацкова В. Е., Орлова И. Н., Чернова Е. И., Раузер-Черноусова Д. М. 1961. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений Саратовского Заволжья. В сб.: «Региональная стратигр. СССР», т. 5. Изд-во АН СССР.
- Лебедев А. П. 1953. О денудационных поверхностях (поверхностях выравнивания) Ульяновского Поволжья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 113, кн. 2.
- Левин Л. Э., Горелов С. К., Трушкин П. Г., Чернышева З. С. 1963. Связь основных структурных элементов в Среднем Заволжье с доплиоценовым рельефом и особенностями строения плиоцен-четвертичных отложений. В кн.: «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы». вып. 10. Гостоптехиздат.
- Левинсон-Лессинг Ф. Ю. 1885. Васильсурский уезд. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. IX. Изд. Нижегородск. губ. земства.
- Леман В. Н. 1905. Юрские отложения Орловки (Николаевского уезда, Самарск. губ.) Тр. С.-Петерб. об-ва естествоисп., т. XXXIII, вып. 5.

- Леман В. Н. 1906. О представителе Terebratulacea виргатовых и катенулятовых отложений. Тр. С.-Петербург. об-ва естествоисп., т. XXXIV, вып. 5.
- Леонов Г. П. 1936. Палеогеновые отложения Волгоградского Поволжья и их соотношения с соответствующими образованиями бассейнов рек Дона и Днепра. БМОИП, отд. геол., т. XIV (4).
- Леонов Г. П. 1939. Стратиграфия палеогеновых отложений бассейна Среднего Дона. Уч. зап. МГУ, вып. 26, кн. 1.
- Леонов Г. П. 1947. К вопросу о строении и возрасте верхних горизонтов палеогеновых отложений Русской платформы. Уч. зап. МГУ, вып. 124, Геология, т. 2.
- Леонов Г. П. 1960. К вопросу о соотношении верхних горизонтов палеогена Русской равнины и Северного Кавказа. БМОИП, отд. геол., т. XXXV, вып. 5.
- Леонов Г. П. 1961. Основные вопросы региональной стратиграфии палеогеновых отложений Русской плиты. Изд. МГУ.
- Леонов Г. П. 1962. О некоторых вопросах стратиграфии палеогеновых отложений Нижнего Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 1.
- Либрович В. Л. 1958. Дислокации четвертичных и плиоценовых отложений Отваженской долины на Самарской Луке. В кн.: «Доклады первичной организации Горного об-ва при ВСЕГЕИ», вып. 1. Госгеолтехиздат.
- Липина О. А. 1950. Фораминиферы верхнего девона Русской платформы. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 119, геол. серия, № 43.
- Липина О. А. 1955. Фораминиферы турнейского яруса и верхней части девона Волго-Уральской области и западного склона Среднего Урала. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 163, геол. серия, № 70.
- Липина О. А. 1962. Граница девона и карбона на западном склоне Урала и в Волго-Уральской области. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Госгостехиздат.
- Липина О. А., Мкртчян О. М., Хачатрян Р. О. 1959. Кизеловский горизонт юго-западной части Бирской седловины. ДАН СССР, т. 125, № 6.
- Лихарев Б. К. 1939. Атлас руководящих форм ископаемых фаун СССР. Т. VI. Пермская система. ГОНТИ.
- Лихарев Б. К. 1940. Нижняя граница пермской системы в пределах Русской платформы. Госгостехиздат.
- Лихарев Б. К. 1959. О границах и основном делении пермской системы. Сов. геология, № 6.
- Лобов В. А. 1960. Геотермические условия Среднего Поволжья. Тр. Куйбышев-НИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.
- Логина А. М. 1960. Стратиграфия терригенной части нижнего карбона Ульяновского Поволжья (Охотничья и Варваровская площади). Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 3.
- Ломоть К. И. 1954. Новые данные о следах вулканической деятельности в палеозойских отложениях Второго Баку. ДАН СССР, т. 94, № 4.
- Ломоть К. И. 1955. Условия образования пород девона и подстилающих их отложений Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, т. 82.
- Лукин В. А. 1960. Биостратиграфическое значение фауны остракод в расчленении фауны татарского яруса Горьковского-Казанского Поволжья. Мат-лы науч. конф. молодых ученых г. Казани. Изд. Казанск. ун-та.
- Лунгерсгаузен Г. Ф. 1956. Материалы по стратиграфии мезозойских и палеогеновых отложений северной ветви Доно-Медведицких поднятий. Тр. Всесоюз. аэрогеол. треста, вып. 2.
- Луньяк И. А. 1953. Учет фациальной зависимости фауны фораминифер при корреляции разрезов верхнего карбона. Мат-лы Палеонтол. совещ. по палеозою, 1951 г. Изд-во АН СССР.
- Луньяк И. А. 1955. Палеозой Самарской Луки (продолжение исследований М. Э. Ноинского). Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 10.
- Луньяк И. А. 1958. К вопросу о методике выделения маркирующих элементов в верхнем карбоне Русской платформы при структурном бурении. Тр. Гипровостокнефть, вып. 1.
- Луньяк И. А. 1962. Граница карбона и перми на основании изучения нижнепермских фораминифер в платформенных отложениях Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Госгостехиздат.
- Луппов Н. П. и Пославская Г. Г. 1955. О находке альбских аммонитов в бассейне среднего течения р. Дона. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 45, вып. геол.
- Лутугин Л. И. 1924. Геологические исследования Волжско-Северодвинских водоразделов, произведенные в 1890—1891 гг. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 53, вып. 1.

- Лучицкий В. И. 1953. О строении фундамента Русской платформы в районе Сокско-Шешминских поднятий в Заволжье. ДАН СССР, т. 88, № 6.
- Лучицкий В. И. и Половинкина Ю. И. 1940. О петрографическом составе и возрасте кристаллических пород Боенской скважины. Сов. геология, № 10.
- Львов К. А. и Олли А. И. 1935. Об отношении среднего девона и ашинской свиты и о возрасте немых толщ западного склона Урала. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 64, вып. 2.
- Любимова П. С. и Хабарова Т. Н. 1955. Остракоды мезозойских отложений Волго-Уральской области Среднего Поволжья и Общего Сырта. Тр. ВНИГРИ, вып. 84.
- Люстих Е. Н. 1950. Количественная интерпретация некоторых гравитационных аномалий Русской платформы. Прикладная геофизика, вып. 6.
- Люткевич Е. М. 1938. Татарский ярус Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XVI (3).
- Люткевич Е. М. 1951. Стратиграфия верхнепермских отложений Камского Приуралья. Тр. ВНИГРИ, вып. 39.
- Люткевич Е. М. 1952. К вопросу о развитии древнейших палеозойских отложений на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Люткевич Е. М. 1953. О казанском возрасте сероцветных пород Западного Приуралья. Геол. сб. 2 (ВНИГРИ). Гостоптехиздат.
- Люткевич Е. М. 1955. Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 86.
- Люткевич Е. М. 1959. О Горьковском крае фундамента Русской платформы. Геол. сб. 4. Тр. ВНИГРИ, вып. 131.
- Люткевич Е. М. и Лапкина И. Ю. 1953. О нижнетриасовых отложениях Русской платформы. ДАН СССР, т. 88, № 1.
- Люткевич Е. М. и Пейсик М. И. 1957. Север Русской платформы. Очерки по геологии СССР, т. 2. Тр. ВНИГРИ, вып. 101.
- Ляликов Н. И., Покшишевский В. В., Рязанцев С. Н. 1961. Волго-Вятский район. Географиздат.
- Ляшенко А. И. 1951. Сопоставление девонских отложений Русской платформы и Урала. ДАН СССР, т. 78, № 1.
- Ляшенко А. И. 1953₁. Воробьевский горизонт. ДАН СССР, т. 92, № 1.
- Ляшенко А. И. 1953₂. Мосоловский горизонт. ДАН СССР, т. 91, № 1.
- Ляшенко А. И. 1953₃. Рудкинские слои. ДАН СССР, т. 89, № 5.
- Ляшенко А. И. 1954. Стратиграфия и фауна среднедевонских отложений центральной областей Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 3.
- Ляшенко А. И. 1956. Биостратиграфия среднедевонских и франкских отложений центральной областей Русской платформы. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.». Изд-во АН СССР.
- Ляшенко А. И. 1959. Атлас брахиопод и стратиграфия девона Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Ляшенко А. И. 1962. Сопоставление девонских отложений центральных и восточных областей Русской платформы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Ляшенко А. И., Тихомиров С. В. 1958. О некоторых спорных вопросах стратиграфии девона восточной части Русской платформы. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9.
- Ляшенко Г. П. 1952. Хворостяньские слои. ДАН СССР, т. 86, № 6.
- Мазарович А. Н. 1917. О гольте Южного Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XXXI.
- Мазарович А. Н. 1923. Среднеюрские отложения р. Иловли. Вестник Моск. Горной Акад., т. 2, № 1.
- Мазарович А. Н. 1924. О верхнемеловых отложениях р. Иловли Саратовской губернии. БМОИП, отд. геол., т. II (3).
- Мазарович А. Н. 1927₁. Генезис и возраст пермских отложений бассейна р. Самарки. БМОИП, отд. геол., т. V (2).
- Мазарович А. Н. 1927₂. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изв. АН СССР, VI серия, т. 21, № 9—11 и № 12—14.
- Мазарович А. Н. 1928. О следах триаса в восточной части Русской равнины. БМОИП, отд. геол., т. VI (1).
- Мазарович А. Н. 1929. Основные черты строения пермских отложений Самарского Заволжья. БМОИП, отд. геол., т. VII (4).
- Мазарович А. Н. 1934. Стратиграфия континентальных пермских образований Волги и Вятки. БМОИП, отд. геол., т. XII (1).

- Мазарович А. Н. 1935. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 110, Кинель—Бугуруслан. ОНТИ.
- Мазарович А. Н. 1936. Геологическое строение Заволжья между г. Куйбышевым и г. Оренбургом. БМОИП, отд. геол., т. XIV (6).
- Мазарович А. Н. 1939. О триасовых отложениях бассейна Ветлуги и Вятки. Уч. зап. Моск. ун-та, вып. 26, кн. 1.
- Мазарович А. Н. 1939₂. Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. (Докл. XVII Междунар. геол. конгр.) БМОИП, отд. геол., т. XVII.
- Мазарович А. Н. 1941. Общая стратиграфическая схема верхнепермских и нижнетриасовых отложений Русской платформы. ДАН СССР, т. 31, № 8.
- Мазарович А. Н. 1952. О стратиграфии татарского яруса. Уч. зап. МГУ, вып. 161, геология, т. 5.
- Мазарович А. Н., Ильина Н. С. 1929. О пермских отложениях Уржумского уезда Вятской губернии. БМОИП, отд. геол., т. VII (4).
- Мазарович А. Н. и Фениксова В. В. 1949. История исследования пермских отложений Русской платформы и Приуралья. Изд. МОИП, вып. XI (15).
- Макарова Т. В. 1956. К вопросу о стратиграфическом положении уфимских отложений. Тр. ВНИГРИ, вып. 7.
- Макарова Т. В. 1957. Пермские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Макарова Т. В. 1959. Стратиграфия и фации пермских отложений восточных районов Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. XXII.
- Максимов М. М. 1957. К вопросу о залегании нефти и газа в связи с тектоникой восточной части Русской платформы. Нефтяное хоз., № 10.
- Малахова Н. П. 1941₁. К стратиграфии девона центральной части Русской платформы. Сов. геология, № 3.
- Малахова Н. П. 1941₂. Стратиграфический разрез самой глубокой скважины в центре Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 4—5.
- Мальковский Ф. С. 1958. Итоги изучения верхнепалеозойской фауны Татарии в связи с проблемой границы карбона и перми. Татарская нефть, № 11.
- Мальковский Ф. С. 1961₁. К вопросу о границе карбона и перми. БМОИП, отд. геол., т. XXXVI, вып. 2.
- Мальковский Ф. С. 1961₂. О положении уральского яруса Татарии в унифицированной схеме пермских и каменноугольных образований. ДАН СССР, т. 137, № 4.
- Мальковский Ф. С. 1962. Положение швагеринового горизонта и его значение как стратиграфической единицы. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Малявкина В. С. 1960. Значение спорово-пыльцевого анализа для стратиграфии триасовых толщ Русской платформы, Приуралья и Западной Сибири. В кн.: «Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геологов. Дочетвертич. микропалеонтол.». Гостоптехиздат.
- Марковский В. П. 1953. Унифицированная схема стратиграфии девонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Марковский В. П., Наливкин Д. В. 1930. Задонские и елецкие слои. Изв. ВГРО, т. 49.
- Мартынов А. В. 1940. Сравнительный возраст местонахождений ископаемых насекомых по р. Сояны, у Тихих Гор и близ Чекарды по р. Сылве. Мат-лы по геологии пермской системы Европ. части СССР. Гостоптехиздат.
- Махлаев В. Г. 1956. Краткая характеристика данково-лебедянских слоев. Тр. ВНИГРИ, вып. VII.
- Мельников А. М. 1948. Тектоника. В сб.: «Геологическое строение и нефтеносность Татарской АССР». Гостоптехиздат.
- Мельников А. М. 1955. О поверхности кристаллических пород фундамента на территории Татарской АССР и прилегающих областей. ДАН СССР, т. 103, № 5.
- Мельников А. М. 1957. Древние поднятия фундамента на территории Поволжья. Геология нефти, № 1.
- Мельников А. М. 1958. Новые данные о распространении бавлинских отложений в Татарской АССР. Татарская нефть, № 12.
- Мельников А. М. 1963. О влиянии древних поднятий фундамента на распределение девонских месторождений нефти Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 148, № 1.
- Мельников А. М., Войтович Е. Д. 1960. К вопросу поисков погребенных девонских структур на восточном борту Мелекесской депрессии. Геология нефти и газа, № 5.
- Мельников А. М., Войтович Е. Д. 1962. О нефтеносности терригенного девона западной части Мелекесской депрессии. Геология нефти и газа, № 4.

- Мельников А. М. и Яковлев В. Я. 1939. Геологическое строение и нефтеносность Сюкеевско-Улеминского района. Нефтяное хоз., № 6.
- Мёллер В. И. 1875. Очерк геологического строения южной части Нижегородской губернии. Мат-лы для геологии России, т. IV.
- Меняйленко П. А., Тихомиров С. В. 1962. Об источнике сноса обломочного материала верхнего девона юго-восточной части Русской платформы. Изв. Выssh. учебн. завед. Геология и разведка, № 1.
- Мерклин Р. Л. 1957. Гидробиология гельветского моря Юга СССР по данным экологии моллюсков. Доклад на юбил. сес. МОИП, отд. геол. 10/XII — 1957 г.
- Мещеряков Ю. А. 1953. О происхождении крупных форм рельефа Русской равнины. Изв. АН СССР, серия геогр., № 5.
- Микрюков М. Ф. 1950. Материалы к стратиграфии верхнего девона Западной Башкирии и Восточной Татарии. Башкирская нефть, № 2.
- Микрюков М. Ф. (ред.). 1959. Схема стратиграфии и корреляции среднего и верхнего девона Волго-Уральской нефтеносной провинции. Изд. Баш. ФАН СССР.
- Микрюков М. Ф., Антропов И. А., Батанова Г. П., Виссарькина А. Я. и др. 1962. Стратиграфия средне- и верхнедевонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Микрюков М. Ф., Тимергазин К. Р. 1948. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений девона Бавлинско-Туймазинского нефтеносного района. Нефтяное хоз., № 9.
- Милановский Е. В. 1921. Некоторые новые данные о палеоценовых отложениях Саратовской губернии. Геол. вестн., т. 4.
- Милановский Е. В. 1924. К тектонике южной части Симбирской губернии. БМОИП, отд. геол., т. II (3).
- Милановский Е. В. 1925. Геологический очерк бассейна р. Барыша и правобережья р. Суры в Ульяновской губернии. Мемуары геол. отд. ОЛЕАЭ, вып. 1.
- Милановский Е. В. 1928. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений Среднего Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. VI (2).
- Милановский Е. В. 1935. Плиоценовые и четвертичные отложения Сызранского района. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. IV.
- Милановский Е. В. 1940₁. О возрасте симбирских глин в белемнитовой толще Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XVII (1).
- Милановский Е. В. 1940₂. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат.
- Мильков Ф. Н. 1953. Среднее Поволжье (физико-географическое описание). Изд-во АН СССР.
- Мионов С. И. 1946. Подразделение каменноугольных и пермских отложений для районов Второго Баку. В сб.: «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». Гостоптехиздат.
- Мионов С. И., Притула Ю. А. 1946. Структуры, фации и нефтеносность пермской системы на территории Татарской АССР, Куйбышевской и северо-западной части Оренбургской областей и западной части Башкирской АССР. В сб.: «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». Гостоптехиздат.
- Миропольская Г. Л. 1954. Некоторые новые данные к изучению литологии бавлинской свиты у д. Бавлы. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 2.
- Миропольская Г. Л., Герасимова Е. Т. 1960. Нефтеносность девона Востока Татарии. Ч. II. Литология и фации. Тр. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 6.
- Миропольский Л. М. 1947. О нижнепермских отложениях в Татарии. ДАН СССР, т. 57, № 3.
- Миропольский Л. М. 1948. Об уфимских отложениях в Татарии. ДАН СССР, т. 61, № 4.
- Миропольский Л. М. 1950. О стратиграфической самостоятельности уфимских отложений в Татарии. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 1.
- Миропольский Л. М. 1956₁. О проявлениях магматизма в Камско-Волжском крае. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 6.
- Миропольский Л. М. 1956₂. Топогеохимические исследования пермских отложений в Татарии. Изд-во АН СССР.
- Миропольский Л. М., Чердынцев В. А. 1940. Геология и полезные ископаемые ТАССР. Казань.
- Миротворцев Е. А. 1951. Минералогические исследования юрских глин Елшанского поднятия. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 23, вып. геол.
- Миросников П. В. 1948. Новые данные к стратиграфии палеогена левобережья р. Дона. Уч. зап. Ростовск. ун-та, т. II, вып. 6.
- Миртова А. В. 1927. Следы солоноватоводной фации акчагыла в пределах так называемого Болгарского бассейна Языкова. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. 51, вып. 5.

- Миртова А. В. 1932. Геологическое строение района г. Казани. В кн.: «Геология и полезные ископаемые Татарской республики». Казань.
- Миртова А. В. 1939. Плиоцен. Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа. Ч. I. Гостоптехиздат.
- Миртова А. В. 1941. Неоген в долине палео-Камы. Сов. геология, № 1.
- Миртова А. В., Дмитриев П. В. 1936. Геологическое строение района с. Соколых Гор на р. Каме. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 96, кн. 3.
- Мирчинк Г. Ф. 1912. Пензенский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия 1, вып. III. М.
- Мирчинк Г. Ф. 1915. Городищенский уезд. Тр. эксп. Н. А. Димо для изуч. естеств.-истор. условий Пензенск. губ., серия 1, вып. VII. М.
- Мирчинк Г. Ф. 1932. Результаты работ Волжской экспедиции АН СССР. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. II.
- Мирчинк Г. Ф. 1933. Эпейрогенические колебания Европейской части СССР в течение четвертичного периода. Тр. конф. МАИЧПЕ, вып. 2.
- Мирчинк Г. Ф. 1946. Гляциодислокации и их значение для понимания структуры территории Европейской части СССР. БМОИП, отд. геол., т. XXI, вып. 4.
- Мирчинк Г. Ф. и Яковлев С. А. 1936. Проблема границы распространения рисского ледника на территории Кировского края и Удмуртской АССР. Проблемы сов. геологии, т. 5, № 8.
- Мирчинк М. Ф. 1935. Некоторые новые данные по изучению спириферового горизонта казанского яруса и развитию группы *Spirifer rugulatus* Kut., *Spirifer schrenki* Keys. БМОИП, отд. геол., т. XIII (3).
- Мирчинк М. Ф. 1936. К палеогеографии казанского бассейна в Европейской части СССР. Проблемы сов. геологии, № 11.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А. 1951. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. Нефтяное воз., № 1.
- Мирчинк М. Ф., Бакиров А. А. 1958. О геотектоническом развитии Русской платформы и основных закономерностях размещения нефтегазоаккумуляции на ее территории (XX сессия Междунар. геол. конгр.). Гостоптехиздат.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О. 1958. Палеогеография восточной части Русской платформы в конце турнирского века. ДАН СССР, т. 123, № 4.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О. 1959. Об отсутствии континентального перерыва в нижнекаменноугольную эпоху в Волго-Уральской области. Геология нефти и газа, № 9.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О., Мкртчян О. М. 1962. Тектоника и происхождение Камско-Кинельской системы прогибов. В сб.: «Вопросы тектоники нефтегазоносных обл.». Изд-во АН СССР.
- Мирчинк М. Ф., Хачатрян Р. О. и др., 1965. Тектоника и зоны нефтегазоаккумуляции Камско-Кинельской системы прогибов. Изд-во «Наука».
- Митгарц Б. Б. и Толстихина М. М. 1952. Основные этапы развития в палеозое докембрийского фундамента западной части Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, Гостгеоллиздат.
- Михайлов Н. П. 1947. О границе кампанского и маастрихтского ярусов. ДАН СССР, т. 58, № 9.
- Михайлов Н. П. 1953. Верхнемеловые аммониты юга Европейской части СССР. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 129.
- Михайлов Н. П., Густомесов В. А. 1964. Бореальные позднеюрские головоногие. Изд-во «Наука».
- Михайлова Н. А. 1958. О новых следах вулканической деятельности в дельте Волго-Уральской области. ДАН СССР, т. 120, № 2.
- Михальский А. 1890. Аммониты нижнего волжского яруса. Тр. Геол. ком., т. VIII, № 2.
- Мкртчян О. М. 1962. Основные генетические типы структурных форм Бирской седловины. Нов. нефт. техн. Геология, № 2.
- Можаровский Б. А. 1929. Геологическая история Саратовской котловины. Изв. Нижегородск. ин-та краеведения, т. 3.
- Можаровский Б. А. 1934. Геолого-литологический очерк створа проектируемой плотины на Волге у Сенгиля. Нижневолгопроект, вып. 1.
- Можаровский Б. А. 1936. Геологическое и гидрогеологическое описание разведочных створов плотин, проектируемых на Нижней Волге. Тр. НИИ геологии Саратовск. ун-та, т. 1, вып. 1.
- Можаровский Б. А. 1945. О формировании главнейших элементов геоструктур юго-востока. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 16, вып. 2.
- Молдавская Е. А. 1933. Геологическое исследование в 72 листе общей геологической карты Европейской части СССР. Недр Горьковск. края, серия 1, т. II. Горьковск. краевое изд-во.
- Молдавская Е. А. 1933. Геологическое строение и полезные ископаемые б. Нижегородской губернии. Недр Горьковск. края, т. 1. Горьковск. краевое изд-во.

- Морозов В. А. 1955₁. К вопросу о стратиграфии четвертичных отложений Северного Прикаспия. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, вып. геол.
- Морозов В. А. 1955₂. О роли новейших тектонических движений в развитии рельефа южных отрогов Общего Сырта и прилегающей части Прикаспийской низменности. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 46, вып. геол.
- Морозов В. А. 1963. К истории развития речных долин Среднего и Нижнего Поволжья. Изв. АН СССР, серия геогр., № 6.
- Морозов Н. С. 1951₁. Заметка об эоценовых и олигоценых отложениях в Ульяновском Поволжье. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.
- Морозов Н. С. 1951₂. К вопросу о границе между сеноманом и тураном в Нижнем Поволжье и районе среднего течения Дона. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.
- Морозов Н. С. 1951₃. О нижнесызранских слоях южной части Волго-Свияжского водораздела. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 27, вып. геол.
- Морозов Н. С. 1952. О ритмичности процесса осадкообразования в меловом периоде в районе Доно-Медведицких дислокаций. ДАН СССР, т. 87, № 2.
- Морозов Н. С. 1953. К вопросу о распространении и стратиграфическом положении зоны *Belemnitella langei*. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.
- Морозов Н. С. 1954. О распространении верхней зоны маастрихта в Поволжье и бассейне среднего течения Дона. ДАН СССР, т. 97, № 3.
- Морозов Н. С. 1956. Новые данные по стратиграфии верхнемеловых отложений бассейна рек Иловли, Медведицы, Хопра и правобережья Дона. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Морозов Н. С. 1958. Верхнемеловые отложения Нижнего Поволжья и бассейна среднего течения Дона. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смеж. обл. Изд. Саратовск. ун-та.
- Морозов С. Г., Постников Д. В. 1962. Контактные явления и магматическая дифференциация в интрузиях габбро-диабазов среди додевонских отложений Западной Башкирии. ДАН СССР, т. 147, № 2.
- Морозова В. Г. 1957. Стратиграфическое подразделение переходных слоев между меловыми и палеогеновыми отложениями (по фораминиферам). БМОИП, отд. геол., т. XXXII, вып. 2.
- Москвитин А. И. 1950. Вюрмская эпоха (неоплейстоцен) в Европейской части СССР. Изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1952₁. Геологическая история Жигулевских гор. Природа, № 7.
- Москвитин А. И. 1952₂. Схема палеогеографии плейстоцена Европейской части СССР. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 3. Изд-во АН СССР.
- Москвитин А. И. 1954. Стратиграфическая схема четвертичного периода в СССР. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.
- Москвитин А. И. 1956. О нижней границе плейстоцена по новым данным. БМОИП, отд. геол., т. XXXI, вып. 2.
- Москвитин А. И. 1957₁. Вероятный возраст первого оледенения Русской равнины. БМОИП, отд. геол., т. XXXII, вып. 2.
- Москвитин А. И. 1957₂. О нижней границе плейстоцена в Европе. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Москвитин А. И. 1958. Четвертичные отложения и история формирования долины р. Волги в ее среднем течении. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 12.
- Москвитин А. И. 1959. Новые свидетельства древнейшего оледенения Русской равнины. ДАН СССР, т. 127, № 4.
- Москвитин А. И. 1960. Климатические данные, определяющие нижнюю стратиграфическую границу плейстоцена. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.
- Москвитин А. И. 1962. Плейстоцен Нижнего Поволжья. Тр. Госл. ин-та АН СССР, вып. 64.
- Музыченко Н. М. 1962. Современная тектоника каменноугольных отложений Волгоградско-Саратовского Поволжья в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья. (ВНИИНГ). Гостоптехиздат.
- Муравьев И. С., Игнатьев В. И., Селивановский Б. В. 1954. Об остатках наземных позвоночных из пестроцветных отложений севера Кировской области. ДАН СССР, т. 94, № 3.
- Муравьев И. С., Иванов Е. Е. 1955. О кыновских слоях юго-востока Татарии, Казанского Поволжья и Удмуртии. ДАН СССР, т. 101, № 4.
- Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. 1962. Основные этапы тектонического развития Русской платформы. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 11.
- Мурашкин П. К. 1930. Среднеюрские аммониты северной оконечности Доно-Медведицкого вала. БМОИП, отд. геол. т. VIII (1—2).
- Мурчисон Р. И. 1841. Краткий отчет о геологическом путешествии по России в 1841 г. Письмо к министру финансов. Горный журнал, кн. IV.

- Мурчисон Р. И., Вернейль Э., Кейзерлинг Г. А. 1849. Геологическое описание Европейской России и хребта Уральского. Перевод с дополн. А. Озерского. ч. 1. СПб.
- Мурылева А. П. 1951. Апшеронские отложения бассейна рек Б. Иргиза и Карамана. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 23, вып. геол.
- Мустафинов А. Н. 1956. Новые данные о Жигулевско-Пугачевском своде. Нефтяное хоз., № 1.
- Мушенко А. И. 1960. Тектоника осадочного покрова Воронежской антеклизы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 38.
- Мушкетов И. В. 1895. Общая геологическая карта России, листы 95 и 96. Тр. Геол. ком., т. IV, № 1.
- Мятлюк Е. В. 1939. Фораминиферы верхнеюрских и нижнемеловых отложений Среднего Поволжья и Общего Сырта. Тр. НГРИ, серия А, вып. 120.
- Мятлюк Е. В. 1961. Описание новых видов фораминифер верхнеюрских и нижнемеловых отложений Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. III. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.
- Наборщиков В. П. 1961. Два разновозрастных железорудных горизонта в верхнем течении р. Камы. Науч. тр. Пермск. политех. ин-та, сб. 8, геол. науки.
- Назарова В. А. 1954. К стратиграфии пограничных слоев девона и карбона в южной части Доно-Медведицких поднятий. ДАН СССР, т. 94, № 3.
- Найдин Д. П. 1961. Верхнемеловые отложения Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. III. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.
- Наливкин В. Д. 1950. Соликамская свита — важнейший маркирующий горизонт Приуралья. ДАН СССР, т. 72, № 1.
- Наливкин В. Д. 1962. О морфологической классификации платформенных структур. Геология нефти и газа, № 8.
- Наливкин В. Д. 1963. Грабенообразные прогибы востока Русской платформы. Сов. геология, № 1.
- Наливкин В. Д., Клушин И. Г., Толстихин И. Н. 1962. Система разломов востока Русской платформы. В сб.: «Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат.
- * Наливкин В. Д., Розанов Л. Н. и др. 1956. Волго-Уральская нефтеносная область. Тектоника. Тр. ВНИГРИ, вып. 100.
- Наливкин Д. В. 1925. Группа *Spirifer anosofi* и девон Европейской части СССР. Зап. Рос. минерал. об-ва, ч. 54, вып. 2.
- * Наливкин Д. В. 1930. Семилукские и воронежские слои. Изв. ГГРУ, т. 49, № 1.
- Наливкин Д. В. 1931. Об условиях образования древних немых толщ западного склона Южного Урала. Изв. ВГРО, вып. 70.
- Наливкин Д. В. 1937. Морской средний девон Русской платформы. Проблемы сов. геологии, № 4.
- Наливкин Д. В. 1953. Проблемы геологии девона Русской платформы. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Наливкин Д. В. 1953. Стратиграфическое значение пелеципод девонских отложений Русской платформы. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Наливкин Д. В. 1956. Учение о фациях. Тт. 1 и 2. Изд-во АН СССР.
- Наливкин Д. В. 1958. Ашинские и бавлинские свиты. В сб.: «Вопросы геологии и нефтеносности девонских отложений Западной Башкирии и смежных областей». Уфа.
- Наливкин Д. В. 1962. Ашинская свита Южного Урала. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додевои». Гостоптехиздат.
- Наумова С. Н. 1951. Споры древних свит западного склона Южного Урала. Тр. МОИП, отд. геол., т. 1, № 3.
- Наумова С. Н. 1953. Споры-пыльцевые комплексы верхнего девона Русской платформы и их значение для стратиграфии. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, геол. серия, вып. 143, № 60.
- Наумова С. Н. 1960. Споры-пыльцевые комплексы рифейских и нижнекембрийских отложений СССР. В кн.: «Международ. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратиграфия позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.
- Неволин Н. В. 1957. Геологическое значение гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. Геология нефти, № 3.
- Неволин Н. В. 1957. О природе гравитационных и магнитных аномалий центральных и восточных районов Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 8.
- Неволин Н. В. 1958. Основные черты строения фундамента центральных и восточных районов Русской платформы по геологическим и геофизическим данным. ДАН СССР, т. 119, № 3.

- Незимов В. Н. 1955. О стратиграфическом объеме нижнеказанского подъяруса в Восточной Татарии. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 3.
- Нейман В. Б. 1955. О возрасте верхнезольненской свиты Самаролукской зоны. ДАН СССР, т. 103, № 5.
- Неустроев С. С. 1902. Об отношении пластов с *Cardium pseudoedule* к арало-каспийским отложениям Самарской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXI, № 9.
- Неустроев С. С. 1916. Бузулукский уезд. Мат-лы для оценки земель Самарской губернии (естеств.-историч. часть). Т. VI. Самара.
- Неустроев С. С. и Архангельский А. Д. 1907. Геологическое строение Общего Сырта в пределах Новоузенского уезда Самарской губернии. Ежегод. по геол. и минер. России, т. IX, вып. 1—2.
- Неустроев С. С. и Бессонов А. 1909. Новоузенский уезд. Мат-лы к оценке земель Самарск. губ., т. III. Самара.
- Неустроев С. С. и Прасолов Л. И. 1911. Самарский уезд. Мат-лы к оценке земель Самарск. губ., т. V. Самара.
- Нечаев А. В. 1889. Геологические исследования Елабужского уезда и берегов Вятки от слободы Кукарки до устья. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XIX, вып. 1.
- Нечаев А. В. 1893. Геологическое исследование Мамадышского уезда. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXV, вып. 3.
- Нечаев А. В. 1893. Геологическое исследование северо-западной части Казанской губернии. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXV, вып. 3.
- Нечаев А. В. 1894. Фауна пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXVII, вып. 4.
- Нечаев А. В. 1897. Фауна эоценовых отложений на Волге между Саратовом и Царицином. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXXII.
- Нечаев А. В. 1901. Геологическое исследование южной нагорной части Козьмодемьянского и Чебоксарского уездов. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXXIII, вып. 4.
- Нечаев А. В. 1913. Пермский известняк р. Карлы Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., т. XXXII.
- Нечаев А. В. 1915. Казанский и уфимский ярусы пермской системы. Геол. вестник, т. 1, № 1.
- Нечаев А. В. 1921. Верхнепермские отложения. Геология России, т. II, ч. V, вып. 3.
- Нечаев А. В., Замятин А. Н. 1913. Геологические исследования северной части Самарской губернии. Тр. Геол. ком., вып. LXXXIV.
- Нечитайло С. К. 1957. Основные черты геологического строения Горьковского Заволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. VIII.
- Нечитайло С. К. 1959₁. Геологическое строение северной части Алатырско-Горьковской зоны поднятий. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Нечитайло С. К. 1959₂. Новые данные о наличии выступа фундамента в северо-западной части Горьковской области. ДАН СССР, т. 128, № 3.
- Нечитайло С. К. 1960. Основные черты геологического строения северо-восточной части Русской платформы, перспективы нефтегазоносности и направление поисковых работ. Тр. ВНИГНИ, вып. XXI.
- Нечитайло С. К. 1960₂. Перспективы нефтегазоносности северо-восточной части Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Нечитайло С. К., Веселовская М. М., Скворцова Е. Н. 1959. Материалы по геологии Городецко-Ковернинской тектонической зоны. Гостоптехиздат.
- Нечитайло С. К., Суворов П. Г., Хохлов П. С. 1958. Основные черты геологической структуры и перспективы нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. X.
- Нечитайло С. К., Хохлов П. С., Педашенко А. И. и др. 1957. Геологическое строение центральных областей Русской платформы в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. Гостоптехиздат.
- Никитин П. А. 1933. Четвертичные флоры Низового Поволжья. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, вып. III.
- Никитин С. Н. 1881. Юрские образования между Рыбинском, Мологой и Мышкином. Мат-лы для геологии России, т. X.
- Никитин С. Н. 1883. Геологический очерк Ветлужского края. Мат-лы для геологии России, т. XI.
- Никитин С. Н. 1884₁. Заметка по вопросу о последовательности пластов волжского яруса московской юры. Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, серия 2, ч. 19.
- Никитин С. Н. 1884₂. Общая геологическая карта России. Лист 56. Тр. Геол. ком., т. 1, № 2.
- Никитин С. Н. 1886₁. Географическое распространение юрских осадков в России. Горный журнал, № 10.
- Никитин С. Н. 1886₂. Экскурсия в область рек Сока, Кинеля и в некоторые попутные приволжские местности. Изв. Геол. ком., т. V.
- Никитин С. Н. 1887. Геологические наблюдения вдоль линии Самаро-Уфимской жел. дороги. Цехштейн и татарский ярус. Изв. Геол. ком., т. VI, № 6.

- Никитин С. Н. 1888₁. Заметки о юре окрестностей Сызрани и Саратова. Изв. Геол. ком., т. VII.
- Никитин С. Н. 1888₂. Следы мелового периода в Центральной России. Тр. Геол. ком., т. V, № 2.
- Никитин С. Н. 1891. Геологическое строение Бузулукского уезда и прилегающих областей. Изв. Геол. ком., т. X, № 8—9.
- Никитина Г. П. 1960. Обоснование границы между средним и верхним карбоном с учетом развития родов *Fusulinella obsoletes*. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 74, вып. геол.
- Никишин В. И. 1962₁. К стратиграфии терригенной толщи девона Самарской Луки. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Никишин В. И. 1962₂. О присутствии аналогов тепловской свиты на Самарской Луке и в Чапаевском р-не и о границе башкирского и московского ярусов в Среднем Поволжье. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Николаев Н. И. 1931. Некоторые новые данные по тектонике и стратиграфии южной оконечности Пермской оси Заволжья. Изв. ВГРО, т. 50, вып. 15.
- Николаев Н. И. 1933. К вопросу о стратиграфии и тектонике Саратовского и Самарского Заволжья. БМОИП, отд. геол., т. XI (2).
- Николаев Н. И. 1935. Плиоценовые и четвертичные отложения сыртовой части Заволжья. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. IV, вып. 2.
- Николаев Н. И. 1947. Основные представления о новейшей тектонике Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., № 2.
- Николаев Н. И. 1950. Значение неотектоники в установлении нижней границы четвертичной системы и ее стратиграфического подразделения. Мат-лы по четвертич. периоду СССР, вып. 2. Изд-во АН СССР.
- Никулин А. В. 1957. К вопросу о геологической истории на грани турнейского и визейского времени на юго-востоке Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 117, кн. 2.
- Новикова А. С. 1959₁. К вопросу о тектоническом положении рифейских вулканогенных пород на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Новикова А. С. 1959₂. О происхождении Казанско-Сергиевского прогиба. Изв. АН СССР, серия геол., № 10.
- Новикова А. С. 1960₁. Вулканогенно-осадочная серия рифея Русской платформы. В кн.: «Международ. геол. конгр. XXI сес. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.
- Новикова А. С. 1960₂. Некоторые особенности тектонического развития Русской платформы на ранних этапах формирования ее чехла. ДАН СССР, т. 131, № 2.
- Новожилов Н. И. 1959. Новые пермские и триасовые *Conchostraca* из Южной Белоруссии, Приуралья и Якутии. Мат-лы к кн.: «Основы палеонтологии», вып. 3. Изд-во АН СССР.
- Новожилова С. И. 1953. Девонские отложения Куйбышевской области. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Новожилова С. И. 1955. Брахиоподы девона Куйбышевской и Чкаловской областей. В сб.: «Брахиоподы девона Волго-Уральской обл.». Тр. ВНИГРИ, вып. 88.
- Новожилова С. И. 1964. Перерывы и размывы в разрезе девона Куйбышевской области. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 24.
- Новожилова С. И., Алексеева Г. Э., Палант И. Б. и др. 1963. Литофации пластов — коллекторов палеозоя Куйбышевской области. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 19.
- Новожилова С. И., Елистратова Т. Я., Кондулукова В. В., Лобова Г. В. 1962. Стратиграфическое расчленение девонских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Ноинский М. Э. 1899. Разрез пермской толщи, выступающей на правом берегу р. Волги, близ д. Печищ, против г. Казани. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXXII, вып. 6.
- Ноинский М. Э. 1905. О происхождении «брекчиевидного известняка» Самарской Луки. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XXXIX, вып. 5.
- Ноинский М. Э. 1910. К геологическому строению Казани и ее окрестностей. Приложение к протоколу засед. Казанск. об-ва естествоисп., № 259.
- Ноинский М. Э. 1913. Самарская Лука. Геологическое исследование. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. XLV, вып. 4—6.
- Ноинский М. Э. 1924. Некоторые данные относительно строения и фациального характера казанского яруса в Приказанском районе. Изв. Геол. ком., т. XIII.
- Ноинский М. Э. 1931. Геологические и гидрогеологические наблюдения в районе Ижевского минерального источника. Изв. ГГРУ, т. 50, вып. 3.
- Ноинский М. Э. 1932₁. Верхнепалеозойские отложения на правом берегу Волги между д. Галашиной и с. Катунки. Изв. ВГРО, т. 51, вып. 6.
- Ноинский М. Э. 1932₂. Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики. В сб.: «Геология и полезные ископаемые Татарской республики». Казань.

- Ноинский М. Э. 1934. Швагериновый горизонт и артинские отложения на Южном Урале. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 94, кн. 1.
- Ноинский М. Э. 1939. Буровая скважина на Сюкеевском взвозе. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. Госгостехиздат.
- Ноинский М. Э., Герасимов Н. П. 1932. Геология и полезные ископаемые Татарской республики. Татиздат.
- Ноинский М. Э. и Чердынцев В. А. 1939. Краткий очерк истории изучения недр Татарской республики. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. Госгостехиздат.
- Носаль В. И., Прятула Ю. А., Трофимук А. А. 1939. Очерк тектоники и нефтеносности Волго-Уральской области. Восточная нефть, № 2.
- Обедиентова Г. В. 1953. Происхождение Жигулевской возвышенности и развитие ее рельефа. Тр. Ин-та геогр. АН СССР, т. 53.
- Обручев С. В. 1964. Основные подразделения протерозоя в СССР. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 10. Изд-во «Недра».
- Овчинников Л. Н., Гаррис М. А. 1960. Абсолютный возраст геологических образований Урала и Приуралья. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXI сес. Докл. сов. геол. Опр. абс. возраста дочетвертич. геол. формаций». Изд-во АН СССР.
- Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. 1964. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 3. Изд-во «Наука».
- Огаринов И. С. 1957. Строение кристаллического фундамента востока Русской платформы по данным гравиметрии. Вопросы геоморфологии и геологии Башкирии, сб. 1. Уфа.
- Огаринов И. С. 1960. Соотношение зон проявления неотектоники со строением кристаллического фундамента. В сб.: «Геоморфология и новейшая тектоника Волго-Уральской обл. и Южного Урала». Уфа.
- Огаринов И. С. и Хатьянов Ф. И. 1962. К вопросу о восточной границе складчатого основания Русской платформы и ее тектонической связи с Уральской герцинской складчатой областью. ДАН СССР, т. 143, № 3.
- Ожиганова Л. Д. 1960. Петрографо-минералогические исследования древних отложений. В сб.: «Древние отложения Западной Башкирии». Изд-во АН СССР.
- Олли А. И. 1955. Еще раз о возрасте ашинской свиты на Урале. Сов. геология, сб. 45. Госгеолтехиздат.
- Олли А. И. 1960. О возрасте верхнебавлинских отложений востока Русской платформы. В сб.: «Вопросы геологии вост. окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 7. Уфа.
- Орлова И. Н. 1958. Фораминиферы угленосного горизонта района Саратовских дислокаций. Вопросы микропалеонтологии, сб. 2. Госгостехиздат.
- Осипова А. И., Слюсарева А. Д. 1959. Казанские отложения по рр. Пинеге и Кулою и их сопоставление с отложениями Вятского вала и Волжско-Камского района. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 8.
- Островский М. И. 1963₁. Новые данные о рельефе кристаллического фундамента северо-западных районов Волго-Уральской обл. Нефтегазовая геология и геофизика, № 2.
- Островский М. И. 1963₂. Основные черты строения фундамента Удмуртии и сопредельных районов Кировской обл. Сов. геология, № 11.
- Островский М. И., Берман Л. И. 1963. Корреляция отложений девона в юго-западных районах Удмуртии. В сб.: «Геофизическая разведка», вып. 12. Госгостехиздат.
- Оффман П. Е. 1945. К вопросу о структуре и генезисе Саратовских и Доло-Медведицких поднятий. БМОИП, отд. геол., т. XX, вып. 1—2.
- Очев В. Г. 1960₁. К стратиграфии континентальных триасовых отложений востока Европейской части СССР. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 74, вып. геол.
- Очев В. Г. 1960₂. Некоторые вопросы стратиграфии триасовых отложений Южного Приуралья по фауне позвоночных. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. т. 1 (ВНИГНИ, вып. XXIX). Госгостехиздат.
- Павлов А. П. 1883. Нижневолжская юра. Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, т. XIX.
- Павлов А. П. 1886₁. Аммониты зоны *Aspidoceras acanthicum* Восточной России. Тр. Геол. ком., т. II, № 3.
- Павлов А. П. 1886₂. Краткий очерк геологического строения местности между рр. Свиягой, Барышем и Сурую в Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., т. V, № 2.
- Павлов А. П. 1887. Самарская Лука и Жигули. Тр. Геол. ком., т. II, № 5.
- Павлов А. П. 1888. Краткий очерк геологического строения Приальтурского края, сев.-зап. часть 91 листа. Изв. Геол. ком., т. VII, № 8.
- Павлов А. П. 1890₁. Краткий очерк геологического строения местности между р. Сурую и верховьями Барыша, Сызрани. Изв. Геол. ком., т. IX, № 2.

- Павлов А. П. 1890₂. О келловейских слоях Симбирской губернии и их отношении к оксфордским. Изв. Геол. ком., т. VIII, № 2.
- Павлов А. П. 1896₁. О новом выходе каменноугольного известняка в Саратовской губернии и о дислокациях правого побережья Волги. Bull. Soc. Natur. de Moscou (протоколы).
- Павлов А. П. 1896₂. О третичных отложениях Симбирской и Саратовской губерний. Bull. Soc. Natur. de Moscou (протоколы).
- Павлов А. П. 1900. Горизонт *Emscher* среди верхнемеловых отложений средней и восточной России и береговая фация русского турона и сена. Bull. Soc. Natur. de Moscou, т. XIV (1—2) (протоколы).
- Павлов А. П. 1901. Некоторые новые данные о географическом распространении портланда и нижнего неокома. Дневник XI съезда русских естествоисп. и врачей, № 7.
- Павлов А. П. 1904. К вопросу о распространении юрских отложений в юго-Восточной России. Изв. Геол. ком., т. XXIII.
- Павлов А. П. 1911. О взаимоотношениях содержащих растительность палеогеновых слоев Поволжья. В работе Краснова: «Начатки гретичной флоры юга России». Тр. Харьковск. об-ва естествоисп., т. XLIV.
- Павлов А. П. 1936. Геологическая история европейских земель и морей в связи с историей ископаемого человека. Изд-во АН СССР.
- Павловский Е. В., Фролова Н. В. 1954. Органические остатки в метаморфических комплексах. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Палант И. Б. 1958. Стратиграфическое сопоставление разрезов верхнепермских красноцветных отложений по острокам. ДАН СССР, т. 119, № 1.
- Палант И. Б. 1959. Расчленение и корреляции разрезов терригенных отложений нижнего карбона Кинель-Черкасского нефтеносного района Куйбышевской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XIV.
- Палант И. Б. 1959₂. Стратиграфическое сопоставление разрезов терригенных отложений нижнего карбона по скважинам Михайловки, Мелекесса и Сарайлов. Куйбышевск. нефтяник, № 1—2.
- Палант И. Б. 1962₁. О геологическом возрасте и стратиграфическом расчленении нижней части нижнего отдела каменноугольной системы на территории Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Палант И. Б. 1962₂. О нижней и верхней границах уфимского яруса и его фаунистической характеристике. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Палибин И. В. 1908. Отчет о палеофитологических исследованиях в Юго-Восточной России летом 1907—1908 гг. Мат-лы для геологии России, т. XXIII, вып. 2.
- Пантелеев Ф. П. 1947. Об открытии нижнетриасовых лабиринтодонтов на Донской Луке. ДАН СССР, т. 58, № 9.
- Пахт Р. В. 1856. Геогностические исследования, произведенные в губерниях: Воронежской, Тамбовской, Пензенской и Симбирской от Воронежа до Самары. Зап. Рус. геогр. об-ва, кн. II.
- Пахтусова Н. А. и Шишкин М. А. 1962. Новые материалы для установления границы перми и триаса в бассейне Северной Двины. ДАН СССР, т. 143, № 1.
- Педашенко А. И. 1959. Кристаллический фундамент средней части Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Педашенко А. И., Веселовская М. М. 1958. Кристаллический фундамент и докембрийские образования. Геологические и геохимические исследования Тр. ВНИГНИ, вып. X.
- Пермяков Е. Н. 1928. О литологических изменениях палеоцена и тектонических явлениях бассейна р. Инзы в Ульяновской губернии. БМОИП, отд. геол., т. VI (3—4).
- Пермяков Е. Н. 1935₁. К познанию геологической истории района Жигулевского купола. БМОИП, отд. геол., т. XIII (4).
- Пермяков Е. Н. 1935₂. Посттретичные отложения и новейшая геологическая история западной части Самарской Луки. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. IV, вып. 2.
- Пермяков Е. Н. 1938. Геологическая история долины р. Волги и Жигулей и ее значение для строительства проектируемой Куйбышевской ГЭС. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, т. VII.
- Пермяков Е. Н. 1953. Тектоническое строение Буинско-Корсунской зоны поднятий Ульяновской области. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. III.
- Петровская А. Н. 1954. К вопросу о литологическом составе и генезисе доживетских отложений Подмосковья. Тр. ВНИИ, вып. IV.
- Петровская А. Н. 1960. К вопросу о генезисе пашийских отложений Татарии. Тр. ВНИИ, вып. XXIII.
- Петрокович Ю. А. 1947. Ергень-река. БМОИП, отд. геол., т. XXII, вып. 3.

- Писарчик Я. К. 1950. Некоторые генетические типы карбонатных пород верхнепалеозойских отложений в Среднем Поволжье. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 2.
- Пистрак Р. М. 1950. Структура Русской платформы в девонское и каменноугольное время. БМОИП, отд. геол., т. XXV, вып. 2.
- Пистрак Р. М. 1950. Фации девонских и каменноугольных отложений Русской платформы и связь их со структурой. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, серия геол., вып. 3, № 39.
- Пистрак Р. М. 1953. Додевонские и девонские отложения центральной части Русской платформы. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Питковская Ц. Н. 1960. Об условиях образования доломитов в древнейших отложениях Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 163, № 5.
- Питковская Ц. Н. 1962. Геохимические особенности древних толщ Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 190, № 7.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. 1962. Состав и строение складчатого основания восточной части Русской платформы. Прикл. геофизика, вып. 34. Гостоптехиздат.
- Подоба Н. В., Серова А. Д. 1964. О структуре кристаллического фундамента восточных районов Русской платформы. В сб.: «Вопросы сравнительной тектоники древних платформ». Изд-во «Наука».
- Познер В. М. 1955. Стратиграфия терригенной толщи нижнего карбона Камско-Кинельской впадины. ДАН СССР, т. 104, № 6.
- Познер В. М. 1956. Нижнетурнейские отложения северо-западного склона Камско-Кинельской впадины (ВНИГРИ). В сб.: «Геология и геохимия», № 1 (VII). Гостоптехиздат.
- Познер В. М. 1959. К стратиграфии нижнего карбона Камско-Кинельской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. XIV.
- Познер В. М., Кирина Т. И., Порфирьев Г. С. 1957. Волго-Уральская нефтеносная область. Каменноугольные отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 112.
- Поленов Б. К. 1888. Геологические наблюдения по р. Югу. Тр. С.-Петерб. об-ва естествоисп., т. XIX.
- Поленова Е. Н. 1955. Остракоды девона Волго-Уральской области. Тр. ВНИГРИ, вып. 87.
- Поленова Е. Н., Рождественская А. А., Егорова Л. Н. 1962. Сопоставление среднедевонских отложений Урала, Тимана, Русской платформы по фауне остракод. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Половинкина Ю. Ир., Полевая Н. И. 1964. Главнейшие геохронологические этапы в истории формирования кристаллического массива. ДАН СССР, т. 159, № 4.
- Полонская Б. Я. 1956. Петрография и фациальные особенности девонских отложений Куйбышевского Поволжья. Изд-во АН СССР.
- Полянин В. А. 1946. Геохимические особенности пермских и верхнекаменноугольных отложений Горьковской области по результатам спектрального анализа. ДАН СССР, т. 55, № 9.
- Полянин В. А. 1950. Основные особенности литологии четвертичных отложений долины р. Волги на участке от г. Васильсурска до Маринского Посада. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 110, кн. 5.
- Померанцева И. В. 1961. Результаты регионального исследования кристаллической толщи земной коры в некоторых районах юго-востока Русской платформы. Приклад. геофиз., № 31.
- Попов Г. И. 1962. О соотношениях континентальных и морских верхнеплиоценовых отложений юга и юго-востока Европейской части СССР в связи с вопросом о нижней границе четвертичного периода. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. XX.
- Порошин Ю. В. 1927. Материалы по бурению в Нижегородской губернии (Глубокое бурение). Производ. силы Нижегородск. губ., вып. IV. Нижний Новгород.
- Порошин Ю. В. 1934. Краткий геологический очерк Горьковского края. Ежемесячник Горьковск. краевого упр. единой гидромет. службы СССР, № 7.
- Порфирьев Г. С. 1951. К познанию стратиграфии нижнепермских отложений Татарской АССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 45.
- Порфирьев Г. С. 1963. Нижнепермские отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 209.
- Пославская Г. Г. 1956. К вопросу о стратиграфическом расчленении нижнемеловых отложений Нижнего Поволжья и среднего течения Дона. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Пославская Г. Г. 1958. Палеоботаническое обоснование стратиграфии нижнего мела Медведицко-Иловлинских поднятий. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозой и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл., 1955 г. Изд. Саратовск. ун-та.
- Постникова И. Е. 1953. К стратиграфии поддевонских отложений Сердобско-Пачелмского района. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Постникова И. Е. 1953. Нижнепалеозойские отложения Сердобска. В сб.: «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа» (Европейская часть СССР). Гостоптехиздат.

Постникова И. Е. 1962. Додевонские отложения Рязано-Пачелмского прогиба и их аналоги в других частях Русской платформы и на Урале. В сб. «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додево». Гостоптехиздат.

Потапов И. И. и Погребнов Н. И. 1962. О тектоническом районировании территории Дона и Нижней Волги. В сб.: «Геология и полезные ископаемые бассейна Дона и Нижнего Поволжья». Изд. Ростовск. ун-та.

Православлев П. А. 1932. О юго-восточной границе оледенения Русской платформы. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, вып. 1.

Прасолов Л. И., Неуструев С. С. 1904. Геологический очерк Николаевского уезда. Изд. Самарск. губ. земства.

Притаула Ю. А., Абрикосов И. X. и др. 1957. Волго-Уральская нефтеносная область. Нефтеносность. Тр. ВНИГРИ, вып. 104.

Проничева М. В. 1962. Новейшая тектоника западной части Прикаспийской впадины. «Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат.

Пряхин А. И. 1958. Мерзлотно-геологические явления в третичных и четвертичных отложениях долин рек: Камы, Вятки и Белой. Научные докл. высшей школы. Геолого-географ. науки, № 2. Изд. Советская наука. М.

Пустовалов Л. В. 1937. Условия осадкообразования в верхнепермскую эпоху. Проблемы сов. геологии, т. 7, № 11.

Путря Ф. С. и Леонтович Г. Е. 1948. К изучению среднекаменноугольных фузулирид Саратовского Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 4.

Пыхова Н. Г. 1960. Спорово-пыльцевые комплексы терригенной части продуктивного девона Татарской АССР. Тр. ВНИИ, вып. XXIII.

Раабен М. К. 1960. О стратиграфическом положении слоев с *Gymnosolen*. В кн.: «Международ. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геологов. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.

Ратеев М. А., Тихомиров С. В. 1961. Палеогеография центральной части Русской платформы во второй половине среднего и начале верхнего девона. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9.

Раузер-Черноусова Д. М. 1934. О микрофауне и стратиграфическом расчленении разреза карбона Самарской Луки. Нефтяное хоз., № 8.

Раузер-Черноусова Д. М. 1938. Верхнепалеозойские фораминиферы Самарской Луки и Заволжья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, т. 7.

Раузер-Черноусова Д. М. 1941. Новые данные к стратиграфии верхнего карбона Окско-Циннского вала. ДАН СССР, т. 30, № 5.

Раузер-Черноусова Д. М. 1947. К палеогеографии центральной части Русской платформы в угленосное время. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.

Раузер-Черноусова Д. М. 1948. Стратиграфия визейского и намюрского ярусов Сызранского нефтепромысла по фауне фораминифер. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 62, серия геол.

Раузер-Черноусова Д. М. 1948. Фораминиферы и стратиграфия визейского и намюрского ярусов центральной части Русской платформы и Приуралья. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 62, серия геол.

Раузер-Черноусова Д. М. 1949. Башкирский или каляский ярус? Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Раузер-Черноусова Д. М. 1958. Опыт сверхдробного расчленения разреза верхнекаменноугольных отложений в районе Куйбышевской ГЭС. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 13.

Раузер-Черноусова Д. М. 1961. Среднекаменноугольные отложения Вожгальского района. В сб.: «Региональная стратигр. СССР». Т. 5. Изд-во АН СССР.

Раузер-Черноусова Д. М. 1962. О границе верейского и каширского горизонтов среднего карбона Волго-Уральской нефтеносной области. БМОИП, отд. геол., т. XXXVII, вып. 1.

Раузер-Черноусова Д. М. 1962. Швагериновый горизонт Русской платформы и его стратиграфическое положение. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.

Раузер-Черноусова Д. М., Далматская И. И. 1954. Стратиграфия и фораминиферы среднекаменноугольных отложений юго-восточной окраины Московской синеклизы (Токмовский свод). В сб.: «Региональная стратигр. СССР». Т. 2. Изд-во АН СССР.

Раузер-Черноусова Д. М., Киреева Г. Д., Леонтович Г. Е., Грызлова Н. Д., Сафонова Т. П. и Чернова Е. И. 1951. Среднекаменноугольные фузулиды Русской платформы и сопредельных областей. Справочник—определитель. Изд-во АН СССР.

Раузер-Черноусова Д. М., Щербович С. Ф. 1958. О швагериновом горизонте центральной части Русской платформы. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 13.

Рахманова С. Г. 1954. Особенности нижнетурнейского комплекса фораминифер на Русской платформе и его значение для стратиграфического расчленения. Тр. ВНИИ, вып. IV.

Рахманова С. Г. 1956. К палеонтологической охарактеризованности хованских слоев некоторых разрезов Русской платформы. Тр. ВНИГНИ, вып. IX.

Рачитский В. И. 1956. К вопросу об объеме и стратиграфии татарского яруса Куйбышевско-Оренбургского Заволжья. Вестник ЛГУ, № 18.

Рачитский В. И. 1957. О сопоставлении татарских отложений Русской платформы. Вестник ЛГУ, № 18.

Рейтлингер Е. А. 1954. Что дало изучение разреза Донбасса для стратиграфии намюрских и башкирских отложений Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 3.

Рейтлингер Е. А. 1961. Стратиграфия среднекаменноугольных отложений разреза скважины Красная Поляна № 1 в Среднем Заволжье. В сб.: «Региональная стратигр. СССР». Т. 5. Изд-во АН СССР.

«Решение Пермской конференции, состоявшейся во ВНИГРИ 15—20 мая 1950 г.». 1950. Гостоптехиздат.

«Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала». 1951. Гостоптехиздат.

«Решения Всесоюзного совещания по выработке унифицированной схемы стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала». 1951. Гостоптехиздат.

«Решения Всесоюзного совещания по уточнению унифицированной схемы стратиграфии мезозойских отложений Русской платформы». 1960. Гостоптехиздат.

«Решения второго совещания постоянной стратиграфической комиссии по отложениям позднего докембрия СССР». Межведомственный стратигр. ком. 1962. Бюлл. № 5. Госгеолтехиздат.

«Решения коллоквиума по фауне остракод верхнепермских отложений». В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». 1962. Гостоптехиздат.

«Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированной стратиграфической схемы четвертичных отложений Европейской части СССР». 1964. Изд. ВСЕГЕИ.

«Решения совещания по уточнению унифицированных стратиграфических схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтеносной провинции (Москва, 12—20 февраля 1960 г.)». 1962. Гостоптехиздат.

Ржосницкий А. Г. 1914. Геологический очерк центральной части Саратовского уезда. С.-Х. вестник Юго-Востока.

Рогозин И. С., Дунаева Г. В. 1962. Оползни Саратовского Поволжья. Изд-во АН СССР.

Рождественская А. А. 1954. О верхней границе живецкого яруса в Западной Башкирии по фауне остракод. ДАН СССР, т. 99, № 3.

Рождественская А. А. 1962. Среднедевонские остракоды Южного Урала и платформенной Башкирии. В сб.: «Брахиоподы, остракоды и споры среднего и верхнего девона Башкирии». Изд-во АН СССР.

Рождественский А. П. 1951. К вопросу о предсенонанских и предсантонских движениях земной коры в Вольском Заволжье. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. 23, вып. геол.

Розанов А. Н. 1911. Некоторые новые данные по геологии северной части Саратовской губернии. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. XII.

Розанов А. Н. 1912. О юрских отложениях Николаевского уезда Самарской губернии. БМОИП, отд. геол., т. XXV (1—3).

Розанов А. Н. 1913. Геологические исследования залежей фосфоритов в юго-западной части Бузулукского уезда Самарской губернии и северо-восточной части Уральского уезда Уральской области и западной части Оренбургского уезда Оренбургской губернии. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. V.

Розанов А. Н. 1913. Еще о палеогеновых отложениях и о тектонике северной части Саратовской губ. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. XV.

Розанов А. Н. 1914. Геологические исследования залежей фосфоритов в западной части Курмышского уезда Симбирской губернии. Тр. Комис. Москов. С.-Х. ин-та по исследованию фосфоритов, сер. I, т. VI.

Розанов А. Н. 1915. Геологические исследования в юго-западной части 90 листа. Изв. Геол. ком., т. 34, № 2.

Розанов А. Н. 1918. К вопросу о возрасте альтерновых слоев Средней России (по поводу статьи А. М. Жирмунского). Изв. Геол. ком., т. XXXVII, № 9—19.

Розанов А. Н. 1919. О зональной классификации отложений нижнего волжского яруса Симбирской губернии. Изв. Моск. отд. Геол. ком., т. 1.

Розанов А. Н. 1926. Геологические исследования в смежных частях 90—91 листа 10-верстной карты Европейской России в пределах Симбирского и Буинского уездов Симбирской губернии. Изв. Геол. ком., т. X.

- Розанов А. Н. 1927. Юрские и валанжинские фосфориты Сурско-Мокшинской области, Среднего Поволжья и Общего Сырта. В сб.: «Фосфориты». Изд. Геол. ком.
- Розанов А. Н. 1928. Москва, Нижний Новгород, Самара. Путеводитель к III Всесоюзному геологическому съезду, вып. 1. Ташкент.
- Розанов Л. Н. 1947. Особенности морфологии структуры Заволжья. Сов. геология, сб. 11. Гостеолиздат.
- Розанов Л. Н. 1954. Новые данные о происхождении Сокско-Шешминского вала и некоторых других валов Русской платформы. Нов. нефт. техн. Нефтепромысловое дело, № 1.
- Розанов Л. Н. 1956. Типы локальных структур Волго-Уральской области. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Поволжья». Изд-во АН СССР.
- Розанов Л. Н. 1957. История формирования тектонических структур Башкирии и прилегающих областей. Тр. УФНИИ, серия геол., вып. 1.
- Розанов Л. Н. 1962. Основные закономерности морфологии и причины образования тектонических структур Волго-Уральской области. В сб.: «Мат-лы по тектонике Нижнего Поволжья». Гостоптехиздат.
- Розанов Л. Н., Слепов Ю. Н. 1960. Изучение глубинной тектоники в районах восточного края Русской платформы. Геология нефти и газа, № 6.
- Розанов Л. Н., Смирнов А. В. и Урусов А. В. 1960. Геологическое строение и нефтегазоносность Волгоградской области. Тр. ВНИИНГ, вып. 1.
- Розен Ф. Ф. 1874. О послетретичных образованиях по Волге и Каме в Казанской губернии. Тр. IV съезда русских естествоисп. Казань.
- Розен Ф. Ф. 1879. К вопросу о характере послетретичных образований по Волге. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. VIII, вып. 6.
- Розовская С. Е. 1958. Фузулиниды и биостратиграфическое расчленение верхнекаменноугольных отложений Самарской Луки. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 13.
- Романов Н. М. 1934. Геологическое строение правого берега у г. Горького. Тр. Горьковск. инженерно-строит. ин-та, вып. II.
- Ронов А. Б. 1949. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, вып. 130.
- Ротенфельд В. М. 1963. Особенности распределения литологического состава и мощностей меловых отложений Саратовского Поволжья и прилегающих районов Прикаспийской впадины. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Ротенфельд В. М., Иванова А. Н. и др. 1963. Нижнемеловые отложения северо-западной части Северокаспийского нефтегазоносного бассейна и сопредельных территорий. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юго-востока Русской платформы», вып. 10. Гостоптехиздат.
- Руженцев В. Е. 1954. Ассельский ярус пермской системы. ДАН СССР, т. 99, № 6.
- Ружицкий В. О. 1963. О трубках взрыва на Русской платформе. ДАН СССР, т. 152, № 2.
- Рухина Е. В. 1941. К вопросу о границе сеноманского бассейна в Саратовском Поволжье. Уч. зап. ЛГУ, № 65.
- Рыбаков Ф. Ф. 1958. Стратиграфия нижнепермских отложений Куйбышевского Поволжья. Геология и разработка нефтяных месторождений. Гипростокнефть, вып. 1.
- Рыбаков Ф. Ф. 1960. Стратиграфия, фации и палеогеография пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей в свете подразделений пермской системы на три отдела. Тр. КуйбышевНИИ НП, вып. 1. Геология, геохимия, геофизика.
- Рыбаков Ф. Ф. 1962. Стратиграфия и сопоставление разрезов пермских отложений Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Рыбаков Ф. Ф., Савина А. И. 1961. К вопросу о нижней границе кунгурского яруса в условиях Куйбышевского Заволжья и Среднего Приуралья. ДАН СССР, т. 139, № 3.
- Рыков С. П. 1951. О стратиграфии верхнего мела бассейна р. Медведицы. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 28, вып. геол.
- Рыков С. П. 1953. К вопросу о возрасте «гнилушкинских слоев». Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.
- Рыков С. П. 1958. Пестроцветные отложения триаса Волгоградского Поволжья. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья. Изд. Саратовск. ун-та.
- Рыков С. П., Шаткинская Е. Ф. 1955. Некоторые данные о стратиграфии пестроцветных отложений Волгоградского Поволжья и их спорово-пыльцевом комплексе. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 15, вып. геол.
- Рябинин А. Н. 1926. *Trematosuchus (?) Jakovlevi* nov. sp. из нижнетриасовых отложений окрестностей г. Рыбинска. Изв. Геол. ком., т. XLV, вып. 5.

- Рябинин А. Н. 1938. Фауна позвоночных из верхнепермских отложений бассейна р. Свияги. Новый дейноцефал *Ulemosaurus sviagensis*. Ежегод. Центр. науч.-исслед. геологоразвед. музея, т. 1.
- Саваренский Ф. П. 1927. Сыртовые глины Заволжья в бассейне рек Большой и Малой Узени. БМОИП, отд. геол., т. XXXVI (5).
- Савинов С. И. 1947. Вестфальская флора Саратовского карбона. ДАН СССР, т. 55, № 6.
- Савинов С. И. 1951. Развитие хориститов, обитавших в каменноугольных морях Саратовской области. ДАН СССР, т. 77, № 5.
- Савинов С. И. и Федорова Т. И. 1947. Хориститы башкирских слоев Саратовского Поволжья. ДАН СССР, т. 55, № 7.
- Сазонов Н. Т. 1951₁. Минералогические исследования юрских и нижнемеловых отложений в Рязанской, Пензенской областях и Мордовской АССР. ДАН СССР, т. 79, № 1.
- Сазонов Н. Т. 1951₂. Тектоническое строение Жигулевской и Борлинской зон дислокаций. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 2.
- Сазонов Н. Т. и др. 1953. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Ч. 2. Мезозой. Гостоптехиздат.
- Сазонов Н. Т. 1953. Тектоническое строение восточной части Рязанской, Пензенской областей и Мордовской АССР. В сб.: «Стратиграфия и тектоника Русской платформы». Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 3.
- Сазонов Н. Т. 1957. Юрские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Сазонов Н. Т. 1958. Геологическая история юрского периода в центральных областях Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XXXIII, вып. 1.
- Сазонова И. Т. 1954₁. Геологическое строение северо-западной части Пензо-Муромского прогиба. Тр. ВНИГРИ, вып. IV.
- Сазонова И. Г. 1954₂. Стратиграфия аптских отложений центральных областей Русской платформы. БМОИП, отд. геол., т. XXIX, вып. 4.
- Сазонова И. Г. 1958. Нижнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. В сб.: «Мезозойские и третичные отложения центральных областей Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Сайдаковский Л. Я. 1962. Харофиты из триасовых пестроцветов Большого Донбасса. ДАН СССР, т. 145, № 5.
- Салихов А. Г. 1956. Геологическая интерпретация гравитационно-магнитных аномалий в условиях Татарской Республики. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.» Изд-во АН СССР.
- Салихов А. Г. 1960. Основные закономерности распределения элементов гравитационного поля Татарии и пути поисков локальных структур. В сб.: «Вопросы геологии восточной окраины Русской платформы и Южного Урала». Уфа.
- Салоп Л. И. 1964. Геохронология докембрия и некоторые особенности раннего этапа геологического развития Земли. МГК, XXII сессия. Докл. сов. геологов, пробл. 10. Изд-во «Недра».
- Самойлова Р. Б. 1958. Материалы к стратиграфии девона и карбона Русской платформы по работам литолого-стратиграфической группы ГУЦР. В сб.: «Мат-лы по геологии и полезным ископаемым центр. р-нов Европ. части СССР», вып. 1. М.
- Самойлович С. Р. 1953. О возрасте соликамской свиты по данным спорозыльцевого анализа. Геологический сб. 2 (ВНИГРИ). Гостоптехиздат.
- Самсонов В. Ф. 1954. Новые данные о дайках района Вольска. ДАН СССР, т. 87, № 5.
- Саркисян С. Г. 1947. К вопросу о возрасте соликамского горизонта Пермского Приуралья. ДАН СССР, т. 58, № 9.
- Саркисян С. Г., Теодорович Г. И. 1949. Обзор фаций девонских отложений Волго-Уральской области. Сов. геология, сб. 38. Госгеолиздат.
- Саркисян С. Г., Теодорович Г. И. 1955. Основные черты палеогеографии девонского периода Урало-Волжской области. Изд-во АН СССР.
- Сафонова Т. П., Шершнев К. С. 1959. К вопросу о стратиграфии и палеогеографии терригенных отложений нижнего карбона Пермского Прикамья. Тр. ВНИГРИ, вып. 13.
- Сахновский С. А., Веселовская М. П. 1952. К вопросу о минералогическом составе и генезисе терригенных пород некоторых районов Пензо-Муромского прогиба. ДАН СССР, т. 84, № 5.
- Свищев М. Ф., Татарин А. Г. 1955. Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Мелекесс-Радаевской впадины. Нефтяное хоз., № 12.
- Селивановский Б. В. 1934. О палеогеографической характеристике среднего течения р. Вятки. Проблемы сов. геологии, № 10.
- Селивановский Б. В. 1937₁. Белебеевская свита Среднего и Нижнего Прикамья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 97, кн. 3—4.
- Селивановский Б. В. 1937₂. Среднее Прикамье в геологическом отношении. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 98, кн. 4.

- Селивановский Б. В. 1948. О границе нижней и верхней перми в Среднем Поволжье и Прикамье. Сов. геология, сб. 28, Госгеоллиздат.
- Селивановский Б. В. 1950. О некоторых вопросах геоморфологии и палеогеографии области Вятского увала. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 110, кн. 5.
- Селивановский Б. В. 1951₁. О времени образования долины р. Волги в Приказанском Поволжье. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 111, кн. 1.
- Селивановский Б. В. 1951₂. Стратиграфическое значение некоторых групп фауны Казанского яруса центральной части Вятского вала. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 111, кн. 6.
- Селивановский Б. В. 1952₁. О геоморфологическом выражении тектонических форм в центральной части Волжско-Камского края. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 8.
- Селивановский Б. В. 1952₂. О принципах подразделения татарского яруса. ДАН СССР, т. 82, № 2.
- Селивановский Б. В. 1952₃. О тектонике южного окончания Вятского вала. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 2.
- Селивановский Б. В. 1956₁. Верхнепермские отложения центральной части Вятского вала. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.
- Селивановский Б. В. 1956₂. О закономерностях тектонического преобразования территории центральной части Волго-Камского края. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 4.
- Селивановский Б. В., Солодухо М. Г. Верхнеказанские отложения центральной части Волжско-Камского края. ДАН СССР, т. 90, № 4.
- Селивановский Б. В., Солодухо М. Г., Гусев А. К. 1955. Биостратиграфия верхнепермских отложений запада Татарии и смежных районов. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 10.
- Семенов В. П. 1951. О возрасте «пролейской свиты» Чирско-Донского междуречья. Уч. зап. Саратовского ун-та, т. 28, вып. геол.
- Семенов В. П. 1960. Палеоген бассейна Дона. Палеогеновые отложения юга Европейской части СССР. Изд-во АН СССР.
- Семенов В. П., Семенова Е. П. 1953. Новые данные об эоценовых отл. Волгоградского Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.
- Сементовский В. Н., Батыр В. В., Ступишин А. В. 1951. Рельеф Татарии. Татгосиздат.
- Сементовский Ю. В. 1954. Принцип Головкинского в применении к татарскому ярусу. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 2.
- Сементовский Ю. В. 1955. Карбонатные породы Казанского Поволжья и некоторые закономерности их размещения. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 5.
- Сементовский Ю. В. 1962₁. Нижнеказанские отложения на востоке Русской платформы и особенности их образования. ДАН СССР, т. 147, № 2.
- Сементовский Ю. В. 1962₂. О границе между уфимскими и нижнеказанскими отложениями в Прикамье. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Семина С. А. 1961. Стратиграфия и фораминиферы (фузулиниды) швагеринового горизонта Окско-Цнинского поднятия. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 57.
- Семина С. А. 1962. Стратиграфия швагеринового горизонта и шустово-денятинских слоев Окско-Цнинского поднятия. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Семихатов А. Н. 1912. Геологические исследования фосфоритовых залежей на берегу Волги южнее Саратова и на север Царицынского уезда. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. IV.
- Семихатов А. Н. 1920. Об исследованиях в Саратовском уезде в 1919 г. Изв. Геол. ком., т. XXXI.
- Семихатов А. Н. 1926. Тектоника Саратовского уезда. БМОИП, отд. геол., т. IV (1—2).
- Семихатова С. В. 1926. Каменноугольные известняки Доно-Медведицкой антиклинали (Жирное, Штейнбраббе, Паника). БМОИП, отд. геол., т. IV (1—2).
- Семихатова С. В. 1929. К вопросу о разграничении верхнего и среднего карбона. БМОИП, отд. геол., т. IV (3).
- Семихатова С. В. 1934. Отложения московской эпохи в Нижнем и Среднем Поволжье и положение московского яруса в общей схеме напластования каменноугольной системы в СССР. Проблемы сов. геологии, № 8.
- Семихатова С. В. 1936. Некоторые новые данные по стратиграфии и литологии каменноугольных отложений на р. Медведице. Изв. ГГРУ, т. X, № 8.
- Семихатова С. В. 1949. Некоторые черты геологической истории района Арчедино-Донских поднятий. Изв. АН СССР, серия геол., вып. 3.
- Семихатова С. В. 1950. Нижний и средний карбон в районе Горького. ДАН СССР, т. 74, № 5.

Семихатова С. В. 1951. Некоторые новые данные по стратиграфии и геологической истории карбона Русской платформы. В сб.: «К геологии центр. обл. Русской платформы». (ВНИИГаз). Госгеолиздат.

Семихатова С. В. 1953₁. Башкирский ярус среднего карбона на правобережье Нижней и Средней Волги. В сб.: «Вопросы геологии и геохимии нефти и газа». Гостоптехиздат.

Семихатова С. В. 1953₂. К истории среднекаменноугольной эпохи на Русской платформе. БМОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 4.

Семихатова С. В. 1958₁. К истории турнейского и ранневизейского времени на Русской платформе. Изв. АН СССР, серия геол., № 2.

Семихатова С. В. 1958₂. К стратиграфии терригенной толщи нижнего карбона Волго-Уральской области. Геология нефти, № 3.

Семихатова С. В. 1959. Основные вопросы стратиграфии нижней части нижнего карбона. Тр. ВНИГНИ, вып. XIV.

Семихатова С. В., Елина Л. М., Далматская И. И. 1957. Московский ярус среднего карбона в Мелекесской впадине. ДАН СССР, т. 113, № 5.

Семихатова С. В., Елина Л. М., Далматская И. И. 1958. Отложения башкирского яруса в Мелекесе. ДАН СССР, т. 118, № 2.

Семихатова С. В., Елина Л. М., Рыжова А. А., Бывшева Т. В., Далматская И. И., Доброхотова С. В., Миняева Е. Г., Ростовцева Л. Ф. 1959. Материалы к изучению каменноугольных отложений Волго-Уральской нефтеносной области. Гостоптехиздат.

Семихатова С. В. и Сытова В. А. 1951. К стратиграфии и геологической истории девона и карбона на Русской платформе. Гостоптехиздат.

Сенченко Г. С. 1951. О некоторой закономерности в изменении состава и мощностей верхнемеловых пород в области юго-восточного окончания Керенско-Чембарских дислокаций. Уч. зап. Саратовск. ун-та, вып. геол., т. 23.

Сенюков В. М. 1947. Геологическое строение Ульяновско-Саратовской синеклизы. Гостоптехиздат.

Сенюков В. М. 1948. Геологические черты строения Русской платформы в связи с нефтеносностью ее западной части. Сб. геол. работ, посвящ. памяти И. М. Губкина. Гостоптехиздат.

Сенюков В. М. и Брод И. О. 1941. Урало-Волжская нефтеносная область. Геология и нефтеносность. Гостоптехиздат.

Сенюков В. М., Тихонович Н. Н. 1949. Работы комплексной экспедиции в Ульяновско-Саратовской синеклизе и южной части Окско-Цнинского вала. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1.

Середа Т. Т. 1960. Литологические типы осадков и фауна отложений франского яруса Волго-Уральской области. Тр. ИГИРГИ АН СССР, т. 1.

Сибирцев Н. М. 1896. Общая геологическая карта России. Окско-Клязьменский бассейн. Лист 72. Тр. Геол. ком., т. XV, № 2.

Сибирцев Н. М. и Докучаев В. В. 1884. Сергачский уезд. Мат-лы к оценке земель Нижегородск. губ., вып. III. Изд. Нижегородск. губ. земства. СПб.

Сидоренко А. В., Лулева О. Н. 1961. К вопросу о литологическом изучении метаморфических толщ. Изд-во АН СССР.

Симошенко Т. Н., Толстихина М. М. 1963. К вопросу о сочленении Урала и Русской платформы. Мат-лы по общей и региональной тектонике. Тр. ВСЕГЕИ, т. 85.

Синцов И. Ф. 1870. Геологический очерк Саратовской губернии. Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, серия 2, ч. 5.

Синцов И. Ф. 1872₁. Геологические заметки о Симбирской губернии. Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, серия 2, ч. 1.

Синцов И. Ф. 1872₂. Мезозойские образования Общего Сырта и некоторых прилегающих местностей. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. III.

Синцов И. Ф. 1872₃. О юрских и меловых окаменелостях Саратовской губ. Мат-лы для геологии России, т. IV.

Синцов И. Ф. 1885. Общая геологическая карта России. Лист 93. Западная часть. Камышин. Тр. Геол. ком., т. II, № 2.

Синцов И. Ф. 1888. Общая геологическая карта России. Лист 92. Тр. Геол. ком., т. VII, № 1.

Ситдиков Б. С. 1960. К петрографии кристаллического фундамента северо-восточных районов Татарии и южной части Удмуртии. В сб.: «Мат-лы науч. конф. молодых ученых г. Казани. Геология и геофизика». Изд. Казанск. ун-та.

Ситдиков Б. С. 1962. К петрографии кристаллического фундамента Удмуртской АССР и восточной части Кировской области. Итоговая науч. конф. Казанск. ун-та за 1961 г. Изд. Казанск. ун-та.

Ситдиков Б. С. 1963. К геологическому строению фундамента западной части Татарской АССР. Итоговая науч. конф. Казанск. ун-та за 1962 г. Изд. Казанск. ун-та.

Сятдиков Б. С., Боронин В. П. 1964. Новые данные к геологическому строению фундамента и интерпретации геофизических аномалий западной части Татарской АССР. ДАН СССР, т. 153, № 1.

Скловский А. М., Волох А. Г., Карпов П. А., Кондратьева М. Г., Ляшенко А. И., Федорова Т. И., Шевченко В. И. 1963. Девонские отложения западной части Северокаспийского нефтегазоносного бассейна. В сб.: «Геология и нефтегазоносность юго-вост. Русской платформы», вып. 10. Гостоптехиздат.

Слауцитайс И. П. 1963. Палеомагнитное изучение разрезов верхнепермских и нижнетриасовых отложений Южного Приуралья и Прикаспийской области. В сб.: «Палеомагнитные стратигр. исследования». Тр. ВНИГРИ, вып. 204.

Слюсарева А. Д. 1960. Спирифериды казанского яруса Русской платформы и условия их существования. Тр. Палеонтол. ин-та АН СССР, т. 80.

Смирнов А. В. 1960. Нижнетриасовые отложения Волгоградской области. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. I. (Тр. ВНИГРИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

Смирнов А. В. 1962. Литология и литофации юрских отложений Волгоградского Поволжья. Сб. трудов ВНИИНГ, № 1.

Соболевская В. Н. 1951. Палеогеография и структура Русской платформы в верхнемеловую эпоху. Сб. памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд-во АН СССР.

Соколов Б. С. 1952. О возрасте древнейшего осадочного покрова Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

Соколов Б. С. 1956. Сравнительная характеристика доэйфельских отложений центральных и восточных районов Русской платформы. Геологический сб. № 2. Тр. ВНИГРИ, вып. 95.

Соколов Б. С. 1958. Проблема нижней границы палеозоя и древнейшие отложения досинийских платформ Евразии. Тр. ВНИГРИ, вып. 126.

Соколов Б. С. и Александрова Е. П. 1952. Атлас литолого-фациальных карт Русской платформы. Ч. I. Палеозой. (Системы синийская, кембрийская, ордовикская и силурийская). Гостоптехиздат.

Соколов Б. С., Дзевановский Ю. К. 1957. О стратиграфическом положении и возрасте осадочных толщ позднего докембрия. Сов. геология, сб. 55. Госгеолтехиздат.

Соколов Д. Н. 1910. Геологические исследования в западной части 130 листа. Изв. Геол. ком., т. XXIX, вып. 171.

Соколов Д. Н. 1912. Геологические исследования в центральной части 130 листа. Изв. Геол. ком., т. XXXI, вып. 214.

Соколов Н. А. 1893. Нижнетретичные отложения южной России. Тр. Геол. ком., т. XI, № 2.

Соколов Н. И. 1937. К вопросу о тектонике Самарской Луки. БМОИП, отд. геол., т. XV (3).

Соколов Н. Н., Хачатрян Р. О. 1959. Расчленение турнейско-визейской терригенной толщи юга Камско-Кинельской впадины. Сов. геология, № 10.

Соколова Е. И. 1958. Пермские и триасовые отложения западной и южной частей Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГРИ, вып. 118.

Соловьев В. К. 1941. Материалы для геологии Мордовской АССР. Тр. Горьковск. геол. упр., вып. II.

Соловьев В. К. 1956₁. К вопросу о стратиграфии нижнего триаса Поволжья. ДАН СССР, т. 110, № 3.

Соловьев В. К. 1956₂. О нижнепермских отложениях Горьковского Поволжья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.

Солодухо М. Г. 1954. Казанские отложения бассейна р. Немды. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 3.

Солодухо М. Г. 1956. Стратиграфическое распространение некоторых групп ископаемых беспозвоночных в казанских отложениях центральной и южной частей Марийско-Вятских поднятий. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.

Солодухо М. Г. 1963. Нижнеказанские отложения центральной и южной частей Марийско-Вятских поднятий. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 123, кн. 5.

Солонцов Л. Ф. 1954. К вопросу о стратиграфическом расчленении додевонских отложений Урало-Волжской области и смежных территорий. ДАН СССР, т. 95, № 6.

Солонцов Л. Ф. 1956. Додевонские отложения Урало-Волжской области и смежных территорий. В сб.: «Нефтегазоносность Урало-Волжской обл.». Изд-во АН СССР.

Солонцов Л. Ф. 1958. Основные черты тектоники Урало-Волжской области в додевонское (бавлинское) время в связи с проблемой ее нефтеносности. В сб.: «Перспективы нефтегазоносности и направление геологоразвед. работ в сев.-вост. р-нах Урало-Волжской обл.». Гостоптехиздат.

Солонцов Л. Ф. 1959. Основные черты протерозойской магматической деятельности в пределах Урало-Волжской области. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 7.

- Солонцов Л. Ф. 1960. Итоги изучения рифейских отложений востока Русской платформы и современные представления о их стратиграфическом расчленении в пределах Татарии. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 9.
- Солонцов Л. Ф. 1962. Сопоставление древних толщ Волго-Уральской нефтегазонадной провинции и прилегающих к ней областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додевон». Гостоптехиздат.
- Солонцов Л. Ф., Троепольский В. И., Эллерн С. С. 1960. О стратиграфическом положении боровской свиты на востоке Русской платформы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 120, кн. 4.
- Софроницкий П. А. 1937. К вопросу об южном продолжении Вятского вала. Проблемы сов. геологии, № 11.
- Станкевич Е. Ф. 1940. Верхнеказанские отложения в районе г. Чистополя. Сов. геология, № 2—3.
- Станкевич Е. Ф. 1958. О возрасте редкинского комплекса Подмосковья. Геология и геохимия, сб. 2 (VIII). Гостоптехиздат.
- Станкевич Л. И. 1955. Новые данные по стратиграфии нижнего девона Русской платформы. ДАН СССР, т. 105, № 2.
- Старков Н. П. 1960. Корреляция габбро-диабазов востока Русской платформы и западного склона Среднего и Северного Урала. Изв. Высш. учебн. завед. Геология и разведка, № 9.
- Старков Н. П. 1961. Гиперстеновые гнейсы из кристаллического фундамента Кировской области. Уч. зап. геол. фак. Пермского ун-та, т. XVIII, вып. 2. Геология.
- Старостина З. М. 1934. Геологические исследования в 72 листе общей геологической карты Европейской части СССР. Недр Горьковск. края, т. III. Горьковск. краевое изд-во.
- Старостина З. М. 1937. Геологическое строение северо-восточной части 73 и северо-западной части 91 листа 10-верстной карты. Изв. Моск. геол. треста, т. V.
- Степанов В. П. 1960. Магнитное аномальное поле Татарской АССР и его связь с геологическим строением. Изв. АН СССР, серия геофиз., № 5.
- Степанов В. П. 1960. О тектонике юго-восточной части Марийской АССР и Кировской области. Геология нефти и газа, № 9.
- Степанов Д. Л. 1946. Основные проблемы стратиграфии и палеогеографии верхнего палеозоя Второго Баку. В сб.: «Геология и нефтеносность Русской платформы и Эмбы». Гостоптехиздат.
- Степанов Д. Л. 1947. Новые данные по стратиграфии верхнего палеозоя Волго-Уральской нефтеносной области. Вестник ЛГУ, № 8.
- Степанов Д. Л. 1957. Проблема границы карбона и перми в свете современных данных. Тр. Ленингр. об-ва естествоисп., т. 69, вып. 2.
- Степанов Д. Л. 1961. Основные вопросы стратиграфии нижнепермских отложений Русской платформы. Тр. совещ. по нижнепермским отл. вост. р-нов Украины и сопредельных обл. в связи с их газонасностью. Харьков.
- Степанов Д. Л., Макарова Т. В., Бороздина З. И., Горшкова В. А. 1962. Стратиграфия пермских отложений Волго-Уральской области. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- «Стратиграфическая схема досреднедевонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции». 1959. Изд-во АН СССР. Башкирский филиал Горно-геологического ин-та, г. Уфа.
- Страхов Н. М. 1934. Горючие сланцы зоны *Perisphinctes panderi* (Очерк литологии). БМОИП, отд. геол., т. XII (2).
- Страхов Н. М. 1945. Климатическая зональность в верхнем палеозое Северо-Западной Евразии. Сов. геология, сб. 6. Госгеолиздат.
- Страхов Н. М. 1962. Основы теории литогенеза. Тт. I, II, III. Изд-во АН СССР.
- Суворов П. Г. 1955. Основные черты строения и развития Мелекесской впадины. Нов. нефт. техн. Нефтепромысловое дело, № 4.
- Суворов П. Г. 1955. Современное состояние поверхности докембрийского складчатого основания Русской платформы. Нов. нефт. техн. Нефтепромысловое дело, № 2.
- Суворов П. Г., Филиппова М. Ф., Педашенко А. И. и др. 1957. Центральные области Русской платформы. В сб.: «Очерки по геологии СССР», т. 2. (Тр. ВНИГРИ, вып. 101.) Гостоптехиздат.
- Сырова Е. И. 1929. К вопросу о возрасте неогеновых отложений Ергеней. БМОИП, отд. геол., т. VII (4).
- Сычева-Михайлова А. Л. 1954. О фациальных изменениях палеоценовых отложений в Среднем Поволжье. Тр. ВНИГРИ, вып. 4.
- Тазетдинов А. З. 1959. Данные о размыве верхнеказанских отложений Казанского Поволжья. Мат-лы по геологии отдельных р-нов Волго-Уральской нефтеносной обл. Тр. ВНИГРИ, вып. 20.

- Газетдинов А. З. 1963. Некоторые данные из истории развития нижнепермских отложений северо-востока Татарии и прилегающих районов Удмуртии. ДАН СССР, т. 150, № 3.
- Теодорович Г. И. 1948. Типы и миграция сакмарско-артинских фаций Татарии, Западной Башкирии и прилежащих районов. БМОИП, отд. геол., т. XXIII, вып. 1.
- Теодорович Г. И. 1949. Карбонатные фации нижней перми и верхнего карбона Урало-Волжской области. Мат-лы к познанию геол. строения СССР, вып. 13 (17). Изд. МОИП.
- Теодорович Г. И. 1950. Литология карбонатных пород палеозоя Урало-Волжской области. Изд-во АН СССР.
- Теодорович Г. И. 1952. Башкирский ярус в пределах Урало-Волжской области. БМОИП, отд. геол., т. XXVII, вып. 1.
- Теодорович Г. И. 1954. О башкирском и намюрском ярусах Европейской части СССР. Тр. Ин-та нефти АН СССР, т. 3.
- Теодорович Г. И., Розонова Е. Д. 1960. К вопросу о перерывах в осадконакоплении терригенной толщи верхнего турне и нижнего визе Татарии. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Теодорович Г. И., Хачатрян Р. О., Соколова Н. Н. 1958. Новые данные по стратиграфии и литологии терригенных отложений нижнего карбона Среднего Поволжья. ДАН СССР, т. 123, № 5.
- Тевафанова Т. А. 1963. Казанская флора низовьев Камы. В сб.: «Вопросы стратиграфии и геологии палеозоя». Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 123, кн. 5.
- Тимергазин К. Р. 1951. О метаморфических породах фундамента платформы, вскрытых Чеканской скважиной № 1. Башкирская нефть, № 3.
- Тимергазин К. Р. 1952. Дозйфельские отложения Западной Башкирии. Башкирская нефть, № 1.
- Тимергазин К. Р. 1953. Доживетские отложения Западной Башкирии. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Тимергазин К. Р. 1954. Эффузивные породы в осадочном покрове Западной Башкирии. ДАН СССР, т. 94, № 6.
- Тимергазин К. Р. 1958. Додевонские отложения Западной Башкирии. В сб.: «Вопросы геол. вост. окраины Русской платформы и Южного Урала», вып. 1. Уфа.
- Тимергазин К. Р. 1962₁. Корреляционная стратиграфическая схема отложений верхнего докембрия восточных районов Русской платформы. Уфа.
- Тимергазин К. Р. 1962₂. О вскрытии полного разреза верхнебавлинских отложений в Предуральском прогибе. ДАН СССР, т. 145, № 1.
- Тимергазин К. Р., Солонцов Л. Ф., Иванова З. П., Клевцова А. А., Егорова Л. З., Кондратьева М. Г. 1962. Стратиграфическое расчленение и возраст досреднедевонских отложений Волго-Уральской нефтеносной провинции. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додевон». Гостоптехиздат.
- Тимергазин К. Р., Чибрикова Е. Т., Олли А. И. 1956. Сопоставление доживетских отложений восточной части Русской платформы с древними свитами западного склона Южного Урала. Совещ. по унификации стратигр. схем Урала и соотношению древних свит Урала и Русской платформы. (Тезисы докл.). Госгеолтехиздат.
- Тимофеев Б. В. 1962. О возрасте бавлинской и ашинской свит. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Додевон». Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1933. О возрасте так называемого уфимского яруса и стратиграфическом значении медистых песчаников. Зап. Росс. минерал. об-ва, ч. 63, № 2.
- Тихвинская Е. И. 1936. Основы тектоники Татарской Республики. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 96, кн. 4—6.
- Тихвинская Е. И. 1937. Пермь—Волга. В кн.: «Междунар. геол. конгр. XVII сес. Пермская экскурсия. Северный маршрут». ОНТИ.
- Тихвинская Е. И. 1939₁. Геология и полезные ископаемые Приказанского района. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 99, кн. 3.
- Тихвинская Е. И. 1939₂. Каменноугольные и нижнепермские морские и лагунно-морские образования. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1939₃. Татарский ярус. Сб. «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1939₄. Тектоника. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 2. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1939₅. Уфимская свита Татарии. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 1. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1939₆. Четвертичные образования. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. 2. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1941. Уфимская свита Европейской части СССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 101, кн. 1.

- Тихвинская Е. И. 1948. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Т. I. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 106, кн. 4.
- Тихвинская Е. И. 1949. Основы палеогеографии востока Русской платформы в верхнепермское время. ДАН СССР, т. 64, № 2.
- Тихвинская Е. И. 1952. Стратиграфия красноцветных пермских отложений востока Русской платформы. Т. II. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 112, кн. 2.
- Тихвинская Е. И. 1953. Девон Татарской АССР на фоне общего геологического строения республики. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1954. Геологическая история и палеогеография нижнеказанского времени для территории Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 8.
- Тихвинская Е. И. 1956. Ледниковые образования триасового возраста на севере Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И. 1956. Проблемы стратиграфии пермских отложений к вопросу об объеме и характере границ нижнеказанского подъяруса в пределах ТАССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.
- Тихвинская Е. И. 1958. Основные этапы геолого-тектонической истории севера и запада Татарской АССР в связи с проблемой нефтеносности. В сб.: «Перспективы нефтегазоносности и направления геологоразвед. работ в сев.-вост. р-нах Урало-Волжской нефтеносной обл.». Гостоптехиздат.
- Тихвинская Е. И., Крупин В. И., Соколов М. Н., Винокуров В. М., Верясова М. П., Мальковский Ф. С., Григорьева Т. Е. 1955. Основы стратиграфии и фациального сложения пермских отложений Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 10.
- Тихвинский И. Н. 1959₁. К вопросу о возрасте соликамской свиты. ДАН СССР, т. 124, № 5.
- Тихвинский И. Н. 1959₂. К характеристике перерыва в осадконакоплении на грани казанского и татарского веков в Ульяновском Поволжье. В сб.: «Мат-лы 1-й конф. молодых науч. работников г. Казани». Казань.
- * Тихвинский И. Н. 1959₃. К характеристике рельефа пермской суши юга Татарии и прилегающих районов соседних областей. ДАН СССР, т. 125, № 3.
- Тихвинский И. Н. 1959₄. Об эволюции солевого режима ассельско-сакмарского моря юга Татарии и прилегающих районов. ДАН СССР, т. 126, № 5.
- Тихвинский И. Н. 1959₅. Относительно проведения нижней границы пермской системы по материалам структурного бурения в Татарии и прилегающих районах. Татарская нефть, № 7.
- Тихвинский И. Н. 1959₆. Строение и условия образования нижнеказанских отложений Ульяновского Поволжья. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 7.
- Тихвинский И. Н. 1960. Относительно возможности накопления сульфатных осадков в понижениях донного рельефа эпиконтинентальных морей. ДАН СССР, т. 130, № 6.
- Тихвинский И. Н. 1962₁. Нижнеказанские отложения востока Казанского Закамья (междуречье Большого и Малого Черемшана). ДАН СССР, т. 147, № 5.
- * Тихвинский И. Н. 1962₂. Стратиграфическое расчленение нижнепермских отложений по материалам структурного бурения на юге и востоке Татарии и в прилегающих районах Ульяновской, Куйбышевской и Оренбургской областей. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Пермь». Гостоптехиздат.
- Тихвинский И. Н., Павлов П. Д., Овчинников Г. И. 1961. Стратиграфия артинских и кунгурских отложений в зоне их выклинивания (сев.-вост. Татарии). ДАН СССР, т. 140, № 1.
- Тихий В. Н. 1944. Основные черты биостратиграфии и литологии саратовского карбона. Науч.-исслед. работы нефтяников, вып. 1, геология. Гостоптехиздат.
- Тихий В. Н. 1947₁. Вестфальская флора в Среднем Поволжье. ДАН СССР, т. 55, № 9.
- Тихий В. Н. 1947₂. Сравнительная характеристика разрезов верейской свиты Среднего Поволжья и Заволжья. Сов. геология, сб. 13. Госгеолиздат.
- Тихий В. Н. 1948₁. Нефтеносный девон Поволжья. Сов. геология, сб. 28. Госгеолиздат.
- Тихий В. Н. 1948₂. Нижний (?) и средний девон Поволжья и Заволжья. ДАН СССР, т. 61, № 5.
- Тихий В. Н. 1948₃. Флора девона и нижнего карбона Поволжья и Заволжья. ДАН СССР, т. 61, № 1.
- Тихий В. Н. 1951. Девон Казани. ДАН СССР, т. 28, № 4.
- Тихий В. Н. 1953. Стратиграфия отложений девона Среднего Поволжья и Заволжья. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- * Тихий В. Н. 1957. Волго-Уральская нефтеносная область. Девонские отложения. Тр. ВНИГРИ, вып. 106.

Тихий В. Н., Домрачев С. М. 1962. История геологического развития Русской платформы в девоне. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.

Тихомиров В. В. 1953. К истории установления пермской системы. Изв. АН СССР, № 2.

Тихомиров С. В. 1958. К истории восточной части Токмовского свода и прилегающих районов Волго-Уральской области в среднем девоне и франском веке. Тр. МГРИ, т. 33.

Тихомиров С. В. 1961. К уточнению стратиграфии девона Московской синеклизы. Тр. СГПК, вып. 2. Гостоптехиздат.

Тихонович Н. Н. 1951. Девонские отложения Русской платформы и Приуралья. Гостоптехиздат.

Толстихина М. М. 1941. Карбон и нижняя пермь востока Русской платформы и западного склона Урала. Вып. 2. Госгеолиздат.

Толстихина М. М. 1952. Девонские отложения центральной части Русской платформы и развитие ее фундамента в палеозое. Госгеолиздат.

Толстихина М. М. 1956. К познанию древнейших осадочных отложений центральных районов Русской платформы. Мат-лы ВСЕГЕИ, вып. 14.

Толстихина М. М. 1963. Некоторые вопросы геологии и геохимии фундамента Русской платформы. Тр. ВСЕГЕИ, т. 91.

Толстихина М. М., Хохлов В. В. 1963. О нижней границе кембрия на Русской платформе. Мат-лы по геологии Европ. территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 91.

Толстихина М. М., Хохлов В. В. 1963. Особенности распределения некоторых химических элементов в древних осадочных отложениях крупных структур Русской платформы. Мат-лы по геологии Европ. территории СССР. Тр. ВСЕГЕИ, т. 91.

Троепольский В. И. 1953. Стратиграфическая схема девонских отложений Татарской АССР. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.

Троепольский В. И. 1955. Палеогеография и фациальные особенности осадконакопления на севере и северо-западе Татарии в девонский период. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.

Троепольский В. И., Эллерн С. С. 1955. О возрасте девонской вулканической толщи в Приказанском районе. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 16.

Троепольский В. И., Эллерн С. С. 1956. Татария в девонский период. Татгосиздат.

Троепольский В. И., Эллерн С. С. 1964. Геологическое строение и нефтеносность Аксубаево-Мелекесской депрессии. Изд. Казанск. ун-та.

Троицкая Е. А. 1953. К вопросу о расчленении келловее Саратовского побережья по аммонитам. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 37, вып. геол.

Троицкая Е. А. 1956. К вопросу о выделении в верхнем келловее Саратовского Поволжья зоны *Quenstedticeras mariae*. Тр. Всесоюз. совещ. по разработке униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы. Гостоптехиздат.

Трофимук А. А. 1955. Условия образования девонских нефтяных залежей Восточной Татарии и Западной Башкирии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, кн. 10.

Трушкин П. Г. 1957. Особенности тектонического строения и история формирования Покровского поднятия. Геология нефти, № 3.

«Унифицированные стратиграфические и региональные корреляционные схемы верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазосной провинции». Решения совещ. по уточнению униф. стратигр. схем верхнего протерозоя и палеозоя Волго-Уральской нефтегазосной провинции (12—20 февраля 1960 г.). 1962 г. Гостоптехиздат.

Успенский Б. А. 1952. О палеозойских вулканических явлениях в Приказанском районе. ДАН СССР, т. 85, № 2.

Успенский Б. А. 1955. К петрографии кристаллического фундамента на территории Второго Баку. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 115, № 10.

Ушакова З. Г. 1962. Палеозойский вулканизм Русской платформы. В сб.: «Вопросы вулканизма». Изд-во АН СССР.

Фадеев М. И. 1958. О размыве турнейского яруса Куйбышевского Поволжья. Тр. Гипровостокнефть, вып. 1.

Фадеев М. И. 1959. К стратиграфии терригенных отложений нижнего карбона Куйбышевского Поволжья. Тр. Гипровостокнефть, вып. 2.

Фадеев М. И. 1959. Некоторые данные к расчленению терригенной части нижнего карбона Куйбышевского Заволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XIV.

Фадеев М. И. 1963. Ореховская опорная скважина (Куйбышевская область). Гостоптехиздат.

Федоров Е. С. 1894. Геологические исследования юго-западной части 89 листа десятиверстной карты. Изв. Геол. ком., т. XIII, № 3.

Федоров П. В. 1952. О стратиграфическом расчленении каспийских четвертичных отложений. ДАН СССР, т. 85, № 1.

Федоров П. В. 1957. Стратиграфия четвертичных отложений и история развития Каспийского моря. Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 10.

- Федорова Т. И. 1955₁. Брахиоподы девонских отложений Саратовской области. В сб.: «Брахиоподы девона Волго-Уральской области». Тр. ВНИГРИ, вып. 88.
- Федорова Т. И. 1955₂. Стратиграфия верхнего девона Саратовского Поволжья. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 45, вып. геол.
- Федорова Т. И. 1962₁. Девонские отложения Саратовского Поволжья. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Федорова Т. И. 1962₂. О границе девона и карбона в Саратовском Поволжье. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Федорова Т. И., Сьестнова Л. П., Чернова Е. И. 1959. Каменноугольные отложения Саратовского Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXII.
- Федорова Т. И., Чернова Е. И., Орлова И. Н., Лацкова В. Е. 1960. Новое в стратиграфии палеозойских отложений Саратовско-Волгоградского Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XXVIII.
- Фениксова В. В. 1952. Стратиграфия красноцветных отложений Горьковского Поволжья. Уч. зап. МГУ, вып. 161, геология, т. V.
- Фениксова В. В. 1953. О характере залегания отложений татарского яруса в Горьковском Поволжье. (Сб. памяти проф. Мазаровича.) Изд. МОИП.
- Филиппова М. Ф. 1949. Особенности девонских отложений в разрезах Ивановской и Вожгальской скважин. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. 1. Гостоптехиздат.
- Филиппова М. Ф. 1953. Девон центральных областей Русской платформы. В сб.: «Девон Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Филиппова М. Ф., Аронова С. М. и др. 1958. Девонские отложения центральных областей Русской платформы. Гостоптехиздат.
- Филиппова М. Ф., Аронова С. М. 1959. К литологии и условиям образования девонских отложений Ульяновского Поволжья. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Филиппова М. Ф., Аронова С. М., Гассанова И. Г. 1962. Данные литологии для решения вопросов стратиграфии девонских отложений Волго-Уральской нефтегазосной провинции. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Филиппова М. Ф., Чернышевская З. А., Дементьева Г. В. 1959. К стратиграфии и палеогеографии карбонатных отложений верхнего девона Татарской АССР и прилегающих территорий. Тр. ВНИГНИ, вып. XIII.
- Философов В. П. 1960. К вопросу о происхождении частной асимметрии рельефа равнин. В сб.: «Геоморф. и новейшая тектоника Волго-Уральск. обл. и Южного Урала». Уфа.
- Флерова О. В. 1953. Стратиграфия верхнемеловых отложений северо-восточного склона Воронежского массива в пределах бассейнов рек Мокши, Суры, верховьев Хопра и Медведицы. Тр. МФ ВНИГРИ, вып. III.
- Флерова О. В. 1955. Верхнемеловые отложения бассейнов рек Мокши, Суры, Свяги, верховьев Хопра и Ульяновского правобережья Волги. Тр. ВНИГНИ, вып. V.
- Флерова О. В., Гурова А. Д. 1958. Верхнемеловые отложения центральных областей Русской платформы. В сб.: «Мезозойские и третичные отл. центральных обл. Русской платформы». Гостоптехиздат.
- Флоренский В. П. 1951. К вопросу о петрографических особенностях кристаллических пород основания Русской платформы по наблюдениям в западной части Башкирской АССР. ДАН СССР, т. 79, № 6.
- Флоренский В. П. 1955. Протерозойские сланцы и железистые кварциты востока Русской платформы. ДАН СССР, т. 105, № 5.
- Флоренский В. П., Варенцов И. М. 1954. К вопросу о палеозойском вулканизме на востоке Русской платформы. ДАН СССР, т. 95, № 5.
- Флоренский В. П., Князев В. С. 1952. Материалы по литологии красноцветных пород бавлинской свиты некоторых районов юго-восточной части Татарии и Западной Башкирии и новые данные об условиях их образования. Тр. МНИ, вып. 12.
- Флоренский В. П., Князев В. С. и Бальшина Б. В. 1953. Фациальные особенности доживетских пород некоторых районов восточной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 91, № 4.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1951. Петрографические особенности докембрийских пород одного из районов восточной части Пензенской области. ДАН СССР, т. 80, № 1.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1952₁. Габбро-норитовая формация зоны Жигулевских дислокаций Среднего Поволжья. ДАН СССР, т. 84, № 3.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1952₂. Материалы по петрографии архейских пород центральной и восточной частей Русской платформы по результатам глубокого бурения. ДАН СССР, т. 83, № 1.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1953. Кристаллические породы основания Русской платформы по данным глубокого бурения в западной части зоны Жигулевских дислокаций. Тр. МНИ, вып. 13.
- Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1955. О диабазовой формации Заповолжья и Приуралья. ДАН СССР, т. 104, № 6.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А. 1956. Стратиграфические соотношения основных серий докембрийских пород Волго-Уральской нефтеносной области. Нефтяное хоз., № 5.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1955. Габбро-диабазы, диабазы и близкие к ним породы восточной части Русской платформы. Тр. МНИ, вып. 14.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1957. Докембрийские кристаллические породы Татарского свода. ДАН СССР, т. 117, № 2.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1958. Некоторые итоги петрографического изучения кристаллического фундамента Волго-Уральской нефтеносной области. Тр. МИНХ и ГП, вып. 24.

Флоренский В. П., Лапинская Т. А., Князев В. С. 1959. Докембрийские породы габбро-норитового состава некоторых районов восточной части Русской платформы. Тр. МИНХ и ГП, вып. 25.

Форш Н. Н. 1937. Самарская Лука. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XVII сес. Пермская экскурсия. Южный маршрут». ОНТИ.

Форш Н. Н. 1951. Основные этапы формирования нижнепермских отложений в Среднем Поволжье и Заволжье. В сб.: «Геология Поволжья». (Тр. ВНИГРИ, вып. 45.) Гостоптехиздат.

Форш Н. Н. 1951₂. Стратиграфия и фации казанского яруса Среднего Поволжья. В сб.: «Геология Поволжья». (Тр. ВНИГРИ, вып. 45.) Гостоптехиздат.

Форш Н. Н. 1955. Волго-Уральская нефтеносная область. Пермские отложения. Уфимская свита и казанский ярус. Тр. ВНИГРИ, вып. 92.

Форш Н. Н. 1963. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных. Тр. ВНИГРИ, вып. 204.

Форш Н. Н., Храмов А. Н. 1961. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми. ДАН СССР, т. 137, № 1.

Фотиади Э. Э. 1947. К вопросу строения докембрийского складчатого основания Русской платформы. ДАН СССР, т. 57, № 8.

Фотиади Э. Э. 1955. К проблеме геологической интерпретации аномалий силы тяжести на Русской платформе. Прикладная геофизика, вып. 12. Гостоптехиздат.

Фотиади Э. Э. 1956₁. О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 96.

Фотиади Э. Э. 1956₂. Результаты геофизических исследований в районах Второго Баку. Волго-Уральская нефтеносная область. Тр. ВНИГРИ, вып. 100.

Фотиади Э. Э. 1957. О структуре кристаллического фундамента Русской платформы. В сб.: «Очерки по геологии СССР, т. 2 (ВНИГРИ). Гостоптехиздат.

Фотиади Э. Э. 1958. Геологическое строение Русской платформы по данным региональных геофизических исследований и опорного бурения. Тр. ВНИИГеофизика, вып. IV. Гостоптехиздат.

Фотиади Э. Э. 1959. О строении складчатого фундамента Европейской части СССР. Геол. сборник, № 4. (Тр. ВНИГРИ, вып. 131.) Гостоптехиздат.

Фредерикс Г. Н. 1931. Общая геологическая карта Европейской части СССР. Лист 108. Изд. ГГРУ.

Фредерикс Г. Н. 1934. Стратиграфия пермских отложений СССР. Проблемы сов. геологии, т. 1, № 3.

Фролова Н. В. 1951. Об условиях осадконакопления в архейской эре. Тр. Иркутск. ун-та, серия геол., т. 5, вып. 2.

Фрухт Д. Л. 1954. Геологическое строение бассейна нижнего течения р. Суры. Тр. ВНИГНИ, вып. IV.

Фрухт Д. Л. 1958. Триасовые отложения центральных областей Русской платформы. В сб.: «Мезозой и третичные отложения центральных областей Русской платформы». Гостоптехиздат.

Фрухт Д. Л. 1960. Триасовые отложения центральных областей Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойск. отл. Русской платформы, т. I. (Тр. ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.

Хабаров А. В. 1926—1927. О фациальном распределении фауны рыб в верхнепермских отложениях Европейской части России. Геол. вестник, т. V, № 4—5.

Хабаров А. В. 1928. Палеогеографические взаимоотношения русского и западноевропейского цехштейна. Геол. вестник, т. VI, № 4—6.

Хабарова Т. Н. 1958. Стратиграфия юрских отложений Саратовской области по фауне фораминифер. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смежных обл. Изд. Саратовск. ун-та.

Хабарова Т. Н. 1959. Фораминиферы юрских отложений Саратовской обл. Тр. ВНИГРИ, вып. 137.

Халтурин Д. С. 1958. Тектонические структуры Волго-Уральской области. В сб.: «Тектоника нефтеносных областей», т. II. Гостоптехиздат.

Халымбаджа В. Г. 1960. Отложения московского яруса центральных и северных районов Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 120, кн. 4.

55 Геология СССР, т. XI, ч. 1

- Хачатрян Р. О. 1957₁. К тектонике и палеозойской истории развития восточной части Средне-Волжского свода. ДАН СССР, т. 117, № 2.
- Хачатрян Р. О. 1957₂. Тектоника и нефтеносность Куйбышевского Заволжья. ГОСИНТИ.
- Хачатрян Р. О. 1960. К стратиграфии и фаціальным соотношениям терригенных отложений нижнего карбона Среднего Поволжья. Тр. ИГИРГИ АН СССР, т. I.
- Хачатрян Р. О. 1962. Геологическая история Русской платформы на рубеже турнейского и визейского веков. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Хименков В. Г. 1905. Геологический очерк окрестностей Вольска Саратовской губ. Тр. Саратовск. об-ва естествоисп., т. IV, вып. 2.
- Хименков В. Г. 1907. К вопросу о геологическом строении окрестностей Хвалынского и о меловых отложениях Северного Поволжья Саратовской губернии. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. IX.
- Хименков В. Г. 1913. Геологическое и гидрогеологическое описание западной части Петровского уезда. Гидрогеологический очерк Петровского уезда Саратовской губернии. Изд. Саратовск. губ. земства.
- Хименков В. Г. 1915. Геологическое строение и фосфоритовые залежи Верхней Камы в Слободском уезде Вятской губернии. Тр. Комис. Моск. С.-Х. ин-та по исслед. фосфоритов, т. II, серия 1.
- Хохлов П. С. 1955. Тектоника и история формирования зоны Керенско-Чембарских и Сурско-Мокшинских дислокаций. Гостоптехиздат.
- Хохлов П. С. 1961. О геологическом строении и перспективах нефтегазоносности центральных областей Русской платформы. Геология нефти и газа, № 9.
- Храмов А. Н. 1963. Палеомагнитное изучение разрывов верхней перми и нижнего триаса севера и востока Русской платформы. Тр. ВНИГРИ, вып. 204.
- Чалышев В. И. 1955. К вопросу о возрасте ромашкинской свиты южной части Общего Сырта и Оренбургского Приуралья. Изв. Коми фил. Всесоюз. геогр. об-ва, вып. 3.
- Чарыгин А. М. 1960. Геолого-петрографическая характеристика пород докембрийского фундамента Туймазинско-Александровского района. Тр. МИНХ и ГП, вып. 27.
- Чепиков К. Р. 1944. Стратиграфия пермских красноцветных отложений Волго-Уральской области. (Рефераты научно-исслед. работ.) Изд-во АН СССР.
- Чепиков К. Р. 1946. К вопросу расчленения верхнепермских красноцветов по фауне Tetrapoda. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Чепиков К. Р. 1947. Некоторые особенности геологического строения Пермского Приуралья с точки зрения поисков месторождений нефти. В кн.: «Народнохозяйственные проблемы Пермской области», том 1, Изд-во АН СССР.
- Чепиков К. Р. 1948₁. О возрасте уфимских отложений. Изв. АН СССР, серия геол., № 4.
- Чепиков К. Р. 1948₂. О границе верхней и нижней перми на Русской платформе. ДАН СССР, т. 61, № 2.
- Чепиков К. Р., Медведева А. М. 1960. Споры и пыльца из нефтей Волго-Уральской области и их значение для решения вопроса о миграции нефти. ДАН СССР, т. 130, № 6.
- Чепиков К. Р., Ермолаева Е. П., Орлова Н. А. 1960. Эпигенные минералы в песчаных породах продуктивных горизонтов и их влияние на коллекторские свойства (районы Второго Баку). Тр. Ин-та ИГИРГИ, т. I. Изд-во АН СССР.
- Чепиков К. Р., Медведева А. М. 1961. Органические остатки древнего облика в нефтях из третичных, мезозойских и палеозойских отложений. ДАН СССР, т. 140, № 2.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. 1961. О коррозии кварцевых зерен и случаях возможного влияния нефти на коллекторские свойства песчаных пород. ДАН СССР, т. 140, № 5.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. 1962. К вопросу об изменении пористости песчаных пород с глубиной. ДАН СССР, т. 144, № 2.
- Чепиков К. Р., Ермолова Е. П., Орлова Н. А. 1964. Аутигенные минералы нефтеносных терригенных пород. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XXII сес. Докл. сов. геологов».
- Чердынцев В. А. 1910—1911. Пермские отложения около г. Елабуги. Протоколы засед. Казанск. об-ва естествоисп., приложение 267.
- Чердынцев В. А. 1914. К фауне Foraminifera пермских отложений восточной полосы Европейской России. Тр. Казанск. об-ва естествоисп., т. 46, вып. 5.
- Чердынцев В. А. 1937₁. Белебей. В кн.: «Междунар. геол. конгр., XVII сес. Пермская экскурсия. Южный маршрут». ОНТИ.
- Чердынцев В. А. 1937₂. Материалы по микрофауне казанского яруса пермской системы. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 97, кн. 3—4.
- Чердынцев В. А. 1939. Казанский ярус. В сб.: «Геология Татарской АССР и прилегающей территории в пределах 109 листа», ч. I. Гостоптехиздат.

- Чердынцев В. А., Попов Е. Е., Миртова А. В., Тихвинская Е. И. 1929. Краткий геологический очерк Белебеевского кантона БАССР. Хозяйство Башкирии, № 4—5.
- Чердынцев В. А. и Солодухо М. Г. 1951. Фауна казанского яруса Пучек-Городецкого Поволжья. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. III, кн. 6.
- Чернов А. А. 1908. К вопросу об условиях залегания прикамской соленосной толщи. Ежегод. по геол. и минерал. России, т. X, вып. 3.
- Чернов А. А. 1917. Геологические исследования Окского косогора около проектированного тоннеля в г. Нижнем Новгороде, выполненные в 1915 г. Изд. об-ва Моск.-Казанск. ж. д.
- Чернова Е. С. 1951. О возрасте и расчленении симбирских слоев и белемнитовой толщи Поволжья. БМОИП, отд. геол., т. XXVI, вып. 6.
- Чернова Е. И. 1954. К стратиграфии каменноугольных отложений в районе с. Жирного Волгоградской области. В сб.: «Региональная стратигр. СССР», т. 2. Изд-во АН СССР.
- Чернова Е. И. 1961. Биостратиграфия (по фораминиферам) среднекаменноугольных отложений Саратовского правобережья. В сб.: «Региональная стратигр. СССР», т. 5. Изд-во АН СССР.
- Чернова Е. И., Орлова И. Н. 1962. Детальное расчленение разрезов нижне- и среднекаменноугольных отложений Саратовского Поволжья. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Карбон». Гостоптехиздат.
- Четыркина А. А. и Шугин А. А. 1937. Геологический очерк Вятско-Камского фосфоритоносного района. Тр. НИУ, вып. 142.
- Чибрикова Е. В. 1951. К вопросу о связи Керенско-Чембарских дислокаций с Саратовскими. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 23, вып. геол.
- Чибрикова Е. В. 1951. О палеогеновых отложениях краевых частей Ульяновско-Саратовской синеклизы. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 23, вып. геол.
- Чибрикова Е. В. 1951. О зоне *Belemnitella americana* в Пензенской обл. Уч. зап. Саратовск. ун-та, т. 23, вып. геол.
- Чибрикова Е. В. 1954. О возрасте верхнесаратовских отложений. Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Чигуряева А. А. и Хвалица Н. Я. 1955. О характере растительности района Волгограда в эпоху среднего палеолита. Науч. ежегод. Саратовск. ун-та за 1954 г. Саратов.
- Чижова В. А. 1962. Развитие остракод на Русской платформе в конце девона и начале карбона и вопрос о границе между этими системами. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отложений. Каменноугольная система». ВНИГНИ.
- Чиркова-Залеская Е. Ф. 1957. Деление терригенного девона Урало-Поволжья на основании ископаемых растений. Мат-лы по ископаемым растениям терригенного девона Урало-Поволжья. Изд-во АН СССР.
- Чудинов П. К. 1955. Котилозавры Шихово-Чирковского месторождения. ДАН СССР, т. 103, № 5.
- Чудинов П. К. и Вьюшков Б. П. 1956. Новые данные о мелких котилозаврах из перми и триаса СССР. ДАН СССР, т. 108, № 3.
- Шанцер Е. В. 1935. Некоторые новые данные по стратиграфии четвертичных отложений Среднего Поволжья в связи с вопросом о погребенных почвах и делювиальных шлейфах. Тр. Комис. по изуч. четвертич. периода, т. IV, вып. 2.
- Шанцер Е. В. 1951. Аллювий равнинных рек умеренного пояса и его значение для познания закономерностей строения и формирования аллювиальных свит. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 135, геол. серия (55).
- Шанцер Е. В. 1961. О границе между неогеновой и четвертичной системами. Мат-лы Всесоюз. совещ. по изуч. четвертич. периода, т. I. Изд-во АН СССР.
- Шаповалова Г. А. 1949. О верхней границе спириферового подъяруса юго-восточной части Русской платформы. ДАН СССР, т. 68, № 3.
- Шаповалова Г. А. 1951. Петрографические исследования спириферовых отложений Юго-Восточной Татари. Изд-во АН СССР.
- Шарапова Е. Г. 1939. Данные изучения верхнеюрских и меловых остракод района ст. Озинки. Тр. НГРИ, серия А, вып. 126.
- Шатский Н. С. 1940. К вопросу о возрасте складчатого основания Русской платформы. Сов. геология, № 10.
- Шатский Н. С. 1945. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Вып. 2. Изд. МОИП.
- Шатский Н. С. 1946. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Сравнительная тектоника древних платформ. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1948. О глубоких дислокациях, охватывающих платформы и складчатые области (Поволжье и Кавказ). Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Шатский Н. С. 1952. О границе между палеозоем и протерозоем и о рифейских отложениях Русской платформы. Изв. АН СССР, серия геол., № 5.

- Шатский Н. С. 1952. О древнейших отложениях осадочного чехла Русской платформы и об ее структуре в древнем палеозое. Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Шатский Н. С. 1955. О происхождении Пачелмского прогиба. Сравнительная тектоника древних платформ. БМОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5.
- Шатский Н. С. 1960. Принципы стратиграфии позднего докембрия и объем рифейской группы. В кн.: «Междунар. геол. конгр. XXI сес. Докл. сов. геол. Стратигр. позднего докембрия и кембрия». Изд-во АН СССР.
- Шванк О. А. 1955. О природе гравитационных аномалий в Саратовском Поволжье. Прикладная геофизика, вып. 12. Гостоптехиздат.
- Швецов М. С. 1931. Новая схема строения пермских отложений юга б. Нижегородской губернии. БМОИП, т. IX (1—2).
- Швецов М. С. 1933. Геологическое исследование юго-востока 72 листа общей геологической карты Европейской части СССР. Недра Горьковск. края, т. II. Горьковск. краевое изд-во.
- Швецов М. С. 1934. О геологическом строении Пучежско-Катунского Поволжья, области мнимого окончания Окско-Цининского или Алатырского валов. БМОИП, отд. геол., т. XII (2).
- Швецов М. С. 1954. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. ВНИГНИ.
- Шевцов С. И., Егоров И. С. 1963. К вопросу о наличии протерозойских отложений на территории Татарского свода. ДАН СССР, т. 149, № 1.
- Шевцов С. И., Килигина М. Л. 1961. О следах вулканической деятельности в девонских отложениях северной части Кировской области. ДАН СССР, т. 139, № 3.
- Шевцов С. И., Мартыненко Г. И. 1962. Новые данные о стратиграфии карбонатной части девона Камско-Кинельской впадины. ДАН СССР, т. 114, № 5.
- Шепелева Е. Д. 1962. О результатах спорово-пыльцевых исследований в до-среднедевонских отложениях Волго-Уральской нефтеносной провинции. В сб.: «Стратигр. схемы палеозойских отл. Девон». Гостоптехиздат.
- Шепелева Е. Д. 1962. Растительные (?) остатки неизвестной систематической принадлежности из отложений бавлинской серии Волго-Уральской нефтеносной провинции. ДАН СССР, т. 142, № 2.
- Шибинский П. Я. 1934. Геологическое строение центральной части Вятского вала. Тр. НГРИ, серия А, вып. 54.
- Шишкин А. В. 1961. Стратиграфия и тектоника нижнекаменноугольных отложений Мелекесской впадины. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 121, кн. 2.
- Шишкин М. А. 1960. О новом семействе триасовых лабиринтодонтот Jarengiidae. Палеонтологический журнал, № 1.
- Шишкин М. А. 1961. Новые данные о Turilakosaurus. ДАН СССР, т. 136, № 4.
- Шлыкова Т. И. 1948. Фузулиниды верхнего карбона Самарской Луки. Тр. ВНИГРИ, вып. 31.
- Шлыкова Т. И. 1956. Фораминиферы визейского и намюрского ярусов нижнего карбона западного крыла Подмосковной котловины. В сб.: «Стратигр. и макрофауна нижнего карбона зап. крыла Подмосковной котловины». Тр. ВНИГРИ, вып. 56.
- Шнейдер Г. Ф. 1948. Фауна остракод верхнепермских отложений (татарский и казанский ярусы) нефтеносных районов СССР. Тр. ВНИГРИ, вып. 3.
- Шнейдер Г. Ф. 1960. Стратиграфическое значение остракод нижнетриасовых отложений Русской платформы. Тр. Всесоюз. совещ. по уточнению униф. схемы стратигр. мезозойских отл. Русской платформы, т. 1. (ВНИГНИ, вып. XXIX.) Гостоптехиздат.
- Шорыгина Л. Д. 1948. Древнечетвертичная терраса Средней Волги и ее взаимоотношение с плиоценом. Бюлл. Комис. по изуч. четвертич. периода, № 11.
- Шохина В. А. 1954. Фораминиферы юрских и меловых отложений Горьковской области. Палеонтологический сб., вып. 1. Гостоптехиздат.
- Шохина В. А. 1955. Стратиграфия юго-восточного окончания Сурско-Мокшинских поднятий по фауне фораминифер. Тр. ВНИГНИ, вып. V.
- Шпильман И. А. 1959. Условия формирования Большекинельского вала и перспективы поисков нефти и газа в прилегающих районах. Геология нефти и газа, № 12.
- Штукенберг А. А. 1890. Общая геологическая карта Европейской России. Лист 128. Геологические исследования северо-западной части области 128 листа. Тр. Геол. ком., т. IX, № 2.
- Штукенберг А. А. 1898. Общая геологическая карта России. Лист 127. Тр. Геол. ком., т. XVI, № 1.
- Штукенберг А. А. 1905. Фауна верхнекаменноугольной толщи Самарской Луки. Тр. Геол. ком., вып. 23.
- Штукенберг А. А., Чернышев Ф. Н. 1922. Общая геологическая карта Европейской России. Лист. 127, с объяснительной запиской А. Краснопольского. Тр. Геол. ком., вып. 154.

- Эвентов Я. С. 1956. Западная часть Прикаспийской впадины. Очерки по геологии СССР (по материалам опорного бурения). Тр. ВНИГРИ, вып. 96, т. 1.
- Эвентов Я. С., Бояринова Л. А. 1955. Юрские отложения западной части Прикаспийской впадины. Тр. ВНИГНИ, вып. V.
- Эвентов Я. С., Ильин В. Д. 1958. Мезозойские отложения Нижнего Поволжья и условия их залегания. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смеж. обл. Изд. Саратовск. ун-та.
- Эздрин М. Б. 1958. Мезозойские и палеогеновые отложения, вскрытые Новоузенской опорной скважиной. Тр. науч. конф. по стратигр. мезозоя и палеогена Нижнего Поволжья и смеж. обл. Изд. Саратовск. ун-та.
- Эйхвальд Э. И. 1846. Полный курс геологических наук преимущественно в отношении к России. Ч. 2. Геогнозия. СПб.
- Эллерн С. С. 1954. Живетские отложения Юго-Восточной Татарии. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 2.
- Эллерн С. С. 1956. К фациальной характеристике саргаевских слоев Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 116, кн. 14.
- Эллерн С. С. 1962. Типы разрезов «верхнекыновского известняка» Татарии. ДАН СССР, т. 142, № 2.
- Эллерн С. С., Валеев Р. Н. 1962. Главный девонский ров Восточно-Европейской платформы. ДАН СССР, т. 146, № 5.
- Эллерн С. С., Валеев Р. Н. 1963. Грабены востока Русской платформы и их нефтеносность. В сб.: «Закономерности размещения нефтяных месторождений Волго-Уральской обл.». Изд-во АН СССР.
- Эллерн С. С., Валеев Р. Н., Ситдилов Б. С. 1963. Некоторые закономерности распространения девонских вулканических образований на востоке Русской платформы. Сов. геология, № 8.
- Эллерн С. С., Винокуров В. М. 1961. О прослоях туффовых пород в живетских отложениях на юге Татарии. ДАН СССР, т. 137, № 5.
- Эллерн С. С. и Иванов Е. Е. 1954. Палеофаунистическая характеристика девонских отложений Татарской АССР. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 114, кн. 7.
- Эллерн С. С., Пеньков И. Н., Ситдилов Б. С., Валеев Р. Н., Матяева К. И. 1962. Ассоциация гидротермального карбоната, битума и сульфидов в девонских отложениях северной части Казанско-Кировского прогиба. ДАН СССР, т. 145, № 5.
- Эллерн С. С., Ситдилов Б. С. 1962. Об условиях залегания и возрасте габбро-норитов Татарии и смежных территорий. Изв. АН СССР, серия геол., № 9.
- Эллерн С. С., Шевцов С. И., Иванов Е. Е. 1959. К геологии и палеогеографии эйфельских отложений южной части Казанско-Кировской впадины. Уч. зап. Казанск. ун-та, т. 119, кн. 2.
- Эллерн С. С., Шевцов С. И., Иванов Е. Е. 1959. Эйфельские отложения южной части Казанско-Кировской впадины. Тр. ВНИГНИ, вып. XIX.
- Юркова Л. А., Блохин П. А. 1962. Схема современной структуры кристаллического фундамента восточной части Русской платформы по геофизическим данным. Прикладная геофизика, вып. 34. Гостоптехиздат.
- Юсупов Б. М. 1957. Некоторые вопросы тектоники и нефтеносности Татарии. Изв. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, № 6.
- Юсупов Б. М. 1960. Тектоника Восточной Татарии. Тр. Казанск. ФАН СССР, серия геол. наук, вып. 6.
- Языков П. Я. 1832. Краткое обозрение мелового образования Симбирской губ. Горный журнал, № 5.
- Яковлев Н. Н. 1916. Возраст пестроцветной толщи Волгоградской и Костромской губ. на основании изучения фауны позвоночных. Геол. вестн., т. II, № 5—6.
- Яковлев Н. Н. 1916. Триасовая фауна позвоночных из пестроцветной толщи Волгоградской и Костромской губ. Геол. вестник, т. II, № 4.
- Яковлев С. А. 1956. Основы геологии четвертичных отложений Русской равнины. Тр. ВСЕГЕИ, т. 17.
- Яркин В. И. 1959. К стратиграфии палеогеновых отложений Волго-Уральской области. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 11.
- Яркин В. И. 1959. Новые сведения о моллюсках нижнесаратовских слоев Приволжской возвышенности. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 10.
- Яриков Г. М. 1959. Об условиях осадконакопления в нижнекаменноугольную эпоху на территории правобережья Волгоградской области. Уч. зап. Волгоградск. пед. ин-та, вып. 10.
- Яриков Г. М. 1959. О положении границы девона и карбона в Волгоградском Поволжье. Тр. ВНИГНИ, вып. XIX.
- Яриков Г. М., Мельникова А. С., Никитина Г. П. 1959. Каменноугольные отложения западной части Волгоградской области. Тр. ВНИГНИ, вып. XIX.
- Ярош А. Я. 1959. Строение кристаллического фундамента бассейна рек Вятки и Камы по материалам магнитной съемки. Тр. Свердловск. горного ин-та, вып. 34.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>К. Р. Чепиков</i>	7
Глава I. Краткая история геологического изучения. <i>К. Р. Чепиков, Н. А. Громович</i>	11
Глава II. Физико-географический очерк. <i>Н. И. Николаев, Л. О. Тетеровский</i>	29
Глава III. Основные черты геологического строения. <i>К. Р. Чепиков</i>	44
Глава IV. Стратиграфия	54
Кристаллический фундамент. <i>Т. А. Лапинская, В. С. Князев</i>	—
Верхнепротерозойские отложения. <i>Л. Ф. Солонцов</i>	92
Девонская система. <i>Т. Т. Середа, С. С. Эллерн, А. И. Ляшенко</i>	130
Нижний отдел	135
Средний отдел	136
Верхний отдел	158
Каменноугольная система. <i>Д. М. Раузер-Черноусова, Р. О. Хачатрян, Г. М. Яриков</i>	226
Нижний отдел	233
Средний отдел	278
Верхний отдел	302
Пермская система	331
Нижний отдел. <i>И. Н. Тихвинский</i>	339
Верхний отдел	357
Уфимский ярус. <i>Е. И. Тихвинская, К. Р. Чепиков</i>	—
Казанский ярус. <i>Е. И. Тихвинская</i>	369
Татарский ярус. <i>В. И. Игнатьев</i>	395
Триасовая система. <i>Г. И. Блом</i>	427
Юрская система. <i>Г. И. Блом, А. Г. Дрейсин, В. Г. Камышева-Елпатьевская, Я. С. Эвентос</i>	462
Средний отдел	467
Верхний отдел	480
Меловая система. <i>Н. С. Морозов, Г. И. Бушинский, В. М. Ротенфельд, С. Г. Дубейковский</i>	521
Нижний отдел	523
Верхний отдел	543
Палеогеновая система. <i>Г. П. Леонов</i>	579
Неогеновая система. <i>А. И. Москвитин, В. А. Морозов</i>	603
Четвертичная (антропогеновая) система. <i>В. А. Морозов, В. К. Соловьев</i>	624
Глава V. Тектоника	673
Краткие сведения по истории изучения тектоники Поволжья и Прикамья. <i>К. Р. Чепиков</i>	—
Глубинное строение земной коры. <i>А. А. Борисов</i>	677
Рельеф и строение фундамента. <i>К. Р. Чепиков, Т. А. Лапинская, А. А. Борисов</i>	686
Строение осадочного покрова	692
Волжско-Камская антеклиза	—
Татарский свод. <i>С. П. Егоров, Р. О. Хачатрян</i>	—
Токмовский свод. <i>Р. Б. Давыдов</i>	708
Жигулевско-Пугачевский свод. <i>Н. К. Грязнов</i>	718
Оренбургский погребенный свод. <i>Н. К. Грязнов</i>	730
Котельничский погребенный свод. <i>Р. Б. Давыдов</i>	731
Сыктывкарский погребенный свод. <i>Р. Б. Давыдов</i>	735

	Стр.
Немско-Лойненский погребенный свод. <i>Р. Б. Давыдов</i>	736
Верхнекамская впадина. <i>Р. Б. Давыдов</i>	739
Казанско-Кажимский погребенный прогиб. <i>Р. Б. Давыдов</i>	745
Мелекесская впадина. <i>Н. К. Грязнов, С. П. Егоров</i>	754
Сергиевско-Абдулинская погребенная впадина. <i>Н. К. Грязнов</i>	757
Бузулукская впадина. <i>Н. К. Грязнов</i>	760
Камско-Кинельская впадина. <i>Р. О. Хачатрян, К. Р. Чепиков</i>	761
Воронежская антеклиза. <i>Н. К. Грязнов</i>	763
Рязано-Саратовский прогиб. <i>Н. К. Грязнов</i>	765
Московская синеклиза. <i>Р. Б. Давыдов</i>	774
Прикаспийская синеклиза. <i>Я. С. Эвентов</i>	780
Ульяновско-Саратовский прогиб. <i>Н. К. Грязнов</i>	786
О соотношении структурных планов по различным горизонтам. <i>К. Р. Чепиков</i>	788
Заключение. <i>К. Р. Чепиков</i>	792
Глава VI. Краткий очерк истории геологического развития. <i>К. Р. Чепиков</i>	795
Литература	818
 Приложение (вкладка). Геологическая карта Поволжья и Прикамья	

КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ
ГЕОЛОГИЯ СССР. ПОВОЛЖЬЕ И ПРИКАМЬЕ
Том XI. Часть 1

Ведущие редакторы *З. И. Башмакова, З. Д. Соломатина*
Технические редакторы *А. Г. Иванова, В. И. Алексеева*
Корректоры *Т. М. Кушнер и Г. А. Меркулова*

Подписано к набору 31/VIII 1966 г.

Подписано к печати 15/VI 1967 г.

Бум. № 1.	Формат 70×108 ^{1/16}
Печ. л. 57,0 (с 3 вкл.)+цв. карта	Усл. л. 79,8
Уч.-изд. л. 79,86 в т. ч. цв. карта	Т.-08237
Тираж 2000 экз.	Зак. № 883/9457—4
Цена 5 р. 87 к. с картой	Индекс 3—4—1

Издательство «Недра». Москва К-12,
Третьяковский проезд, 1/19.
Ленкартфабрика ВАГТ

