

ГЕОЛОГИЯ
СССР

ТОМ
XII

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОБЪЯВЛЕНИЕ
КНИГА-1

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XII

ПЕРМСКАЯ,
СВЕРДЛОВСКАЯ,
ЧЕЛЯБИНСКАЯ
И КУРГАНСКАЯ
ОБЛАСТИ
ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА 1



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР



ГЕОЛОГИЯ СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1969

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XII

ПЕРМСКАЯ, СВЕРДЛОВСКАЯ,
ЧЕЛЯБИНСКАЯ
И КУРГАНСКАЯ ОБЛАСТИ

ЧАСТЬ I
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ
КНИГА 1

Редакторы П. И. Аладинский,
В. А. Перваго, К. К. Золов

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕ ДРА»
МОСКВА 1969

<http://jurassic.ru/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.	МЕННЕР В. В.
БЕЛОУСОВ В. В.	МИРЛИН Г. А.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.	МИРЧИНК М. Ф.
БОГДАНОВ А. А.	МУРАТОВ М. В.
<u>БОРУКАЕВ Р. А.</u>	НАЛИВКИН Д. В.
БОРОВИКОВ Л. И.	ОРВИКУ К. К.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.	ПЕЙВЕ А. В.
ГОРБУНОВ Г. И.	(зам. главного редактора)
(зам. главного редактора)	ПОПОВ В. С.
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.	РОГОВСКАЯ Н. В.
ЕСЕНОВ Ш. Е.	РОЖКОВ И. С.
ЗУБАРЕВ Б. М.	СЕМЕНЕНКО Н. П.
КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.	СЕМЕНОВИЧ В. В.
КОСОВ Б. М.	СИДОРЕНКО А. В.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.	(главный редактор)
МАГАКБЯН И. Г.	СМИРНОВ В. И.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.	ТРОФИМУК А. А.
(зам. главного редактора)	ШАТАЛОВ Е. Т.
МАЛЫШЕВ И. И.	ЩЕГЛОВ А. Д.
МАРКОВСКИЙ А. П.	ЯНШИН А. Л.
МАШРЫКОВ К. К.	ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XII ТОМА

<u>АЛАДИНСКИЙ П. И.</u>	МОКРУШИН К. В.
АРХАНГЕЛЬСКИЙ Н. И.	НЕЧАЕВ П. В.
ВАРГАНОВ В. Г.	ПЕРВАГО В. А.
ГАРАНЬ М. И.	ПРЕЙС В. Ф.
ГЕРАСИМОВ И. П.	ПРОНИН А. А.
ГОРСКИЙ И. И.	ПОЯРКОВ М. А.
ЕРМАКОВ Н. П.	ПУРКИН А. В.
ЗОЛОВЕВ К. К.	СОБОЛЕВ И. Д.
КОРОЛЬКОВ А. А.	ТАРХАНЕЕВ Б. Ф.
	ТРИФОНОВ В. П.



ЧАСТЬ ПЕРВАЯ

**ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ**



КНИГА ПЕРВАЯ

ГЕОЛОГИЯ СССР. ТОМ XII. ПЕРМСКАЯ, СВЕРДЛОВСКАЯ, ЧЕЛЯБИНСКАЯ И КУРГАНСКАЯ ОБЛАСТИ. ЧАСТЬ I. ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ. КНИГА I. КОЛЛЕКТИВ АВТОРОВ. М., «НЕДРА», 1970. 724 стр.

В монографии обобщены новейшие данные по геологии, стратиграфии, тектонике, магматизму Северного, Среднего и восточной части Южного Урала. Во вводных главах содержатся сведения об истории геологических исследований Урала, его физико-географическом и геологическом строении. Стратиграфия рассматриваемой территории описана в хронологическом порядке по основным структурно-фациальным зонам с учетом современных унифицированных корреляционных схем. Главы «Тектоника», «Магматизм и метаморфизм» отражают итоги многолетних исследований по геологическому строению Урала, вулканизму, магматизму и метаморфизму слагающих его горных пород и основаны на принципах формационного анализа. Приводится структурно-фациальное деление Урала и дана история тектоно-магматического его развития. Работа завершается детальным описанием физических полей Урала и геоморфологическим очерком. К тому приложена новая геологическая карта масштаба 1:1 000 000 по состоянию на 1/I 1968 г.

Настоящая книга содержит главы «История геологического исследования Урала», «Физико-географический очерк», «Основные черты геологического строения», «Стратиграфия», «Магматизм и метаморфизм».

Таблиц 35, иллюстраций 55.

ВВЕДЕНИЕ

Урал до сих пор является одним из основных горнорудных районов нашей страны, в пределах которого развиты разнообразнейшие полезные ископаемые.

Богатства недр Урала издавна привлекали внимание, что послужило основанием для многолетних геологических исследований, в результате которых был накоплен огромный фактический материал по геологии и полезным ископаемым рассматриваемой территории. Этот материал в той или иной мере нашел отражение в геологической литературе, однако далеко не все аспекты геологии Урала систематизированы в едином плане. Последнее обстоятельство, а также значительные изменения в представлениях о геологическом строении Урала, происшедшие за последние два десятилетия, обусловили необходимость подготовки и выпуска в свет настоящего тома «Геологии СССР».

В предлагаемом читателю XII томе «Геологии СССР» описано геологическое строение территории Северного, Среднего и восточной части Южного Урала, административно охватывающей Свердловскую, Пермскую, Челябинскую и Курганскую области (рис. 1). Уральский хребет расположен на рубеже Европа—Азия; на западе он примыкает к Русской равнине, на востоке — к Западно-Сибирской низменности. В литературе и, в частности, в отдельных статьях настоящего тома прилегающие к Уралу площади Русской равнины фигурируют под названием Приуралья или Предуралья, а расположенные восточнее Урала площади Западно-Сибирской низменности — под названием Зауралья.

При составлении тома использованы главнейшие материалы по геологии Урала на конец 1964 г., а при редактировании статей учтены важнейшие достижения и более позднего, по 1968 г. включительно, времени.

В связи с весьма разнообразным и сложным геологическим строением описываемого региона, неравномерностью изученности его территории и различными точками зрения большого коллектива составителей тома не все геологические вопросы, естественно, разрешаются однозначно. К числу их относятся: различная трактовка возраста метаморфических толщ восточного склона Урала; определение границ некоторых геологических систем, например, отнесение отложений ашинской серии одними исследователями к нижнему кембрию или к венду — нижнему кембрию, а другими — к верхнему докембрию; различные представления о внутреннем строении и развитии ряда тектонических структур, например Тагильского мегасинклинория; неодинаковое понимание роли, масштабов и характера магматической деятельности на разных этапах тектоно-магматического развития Урала и другие вопросы. Редакция стремилась объективно изложить существующие взгляды по важнейшим вопросам геологии Урала. Вместе с тем с целью исключения противоречий и сохранения единства общего плана максимально

использованы основные положения унифицированной стратиграфической схемы, принятой Уральским стратиграфическим совещанием 1963 г. и утвержденной межведомственным стратиграфическим комитетом, а также решения Редсовета по составлению металлогенической карты Урала.

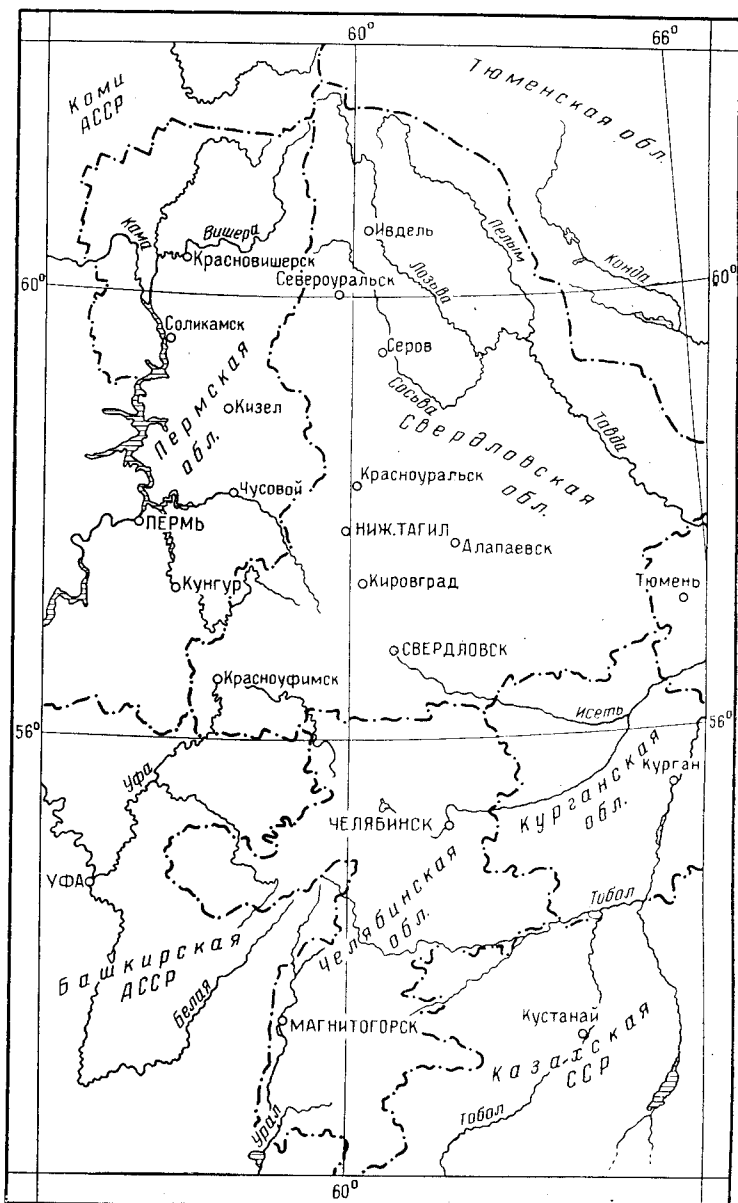


Рис. 1. Схема административного деления Северного, Среднего и Южного Урала

Том составлен Уральским территориальным геологическим управлением с участием большого коллектива авторов, главным образом сотрудников управления, а также институтов ИГГ УФАИ СССР, Свердловского горного института, ВСЕГЕИ и др.

В редактировании отдельных частей тома принимали участие академик И. П. Герасимов (физико-географическое описание), В. А. Пер-

ваго (история геологического изучения и физико-географическое описание), М. И. Гарань (докембрий и кембрий), В. Г. Варганов (ордовик), А. Н. Ходалеви́ч (силур и девон), А. А. Пронин (карбон), Н. И. Архангельский (мезозой, палеоген и неоген), В. П. Трифонов (четвертичная система и геоморфология), И. Д. Соболев и Д. С. Штейнберг (магматизм и метаморфизм), И. И. Горский и И. Д. Соболев (тектоника).

В составлении статьи «Вулканизм» с автором В. М. Сергиевским сотрудничали М. А. Поярков, Р. А. Сюткина, Т. В. Дианова и В. П. Мухина.

Глава «История геологического исследования Урала» переработана и дополнена К. К. Золосевым.

Геологическая карта описываемой территории Урала в масштабе 1:1 000 000 составлена под руководством и редакцией И. Д. Соболева.

Большая работа по подготовке материалов и редактированию тома в целом была проведена П. И. Аладинским.

Настоящий XII том «Геологии СССР» состоит из двух книг. Список литературы приведен в конце второй книги; к ней же приложены геологическая карта Северного, Среднего и восточной части Южного Урала и тектоническая схема Урала.

Более или менее планомерное использование минерально-сырьевых ресурсов Урала начато более 200 лет назад, на заре развития горного дела в России. Однако освоение богатств недр Урала относится к более давним временам. Так, за 1800—1500 лет до нашей эры на Урале возникла выплавка меди на базе пермских медистых песчаников, а позднее и колчеданных руд, о чем свидетельствуют медные изделия в памятниках специфически уральской, так называемой шигирской, культуры, а также следы «чудских копей», дошедшие до нас в виде заросших ям и полуобвалившихся горных выработок.

Более достоверные сведения об Урале появляются только в русских летописях — в летописи Нестора (1096 г.) и в Новгородской летописи (1114 г.) и относятся к началу Новгородской колонизации Урала. Путь новгородцев на Урал шел по Сухоне до Устюга, далее по Печоре и через Камень (Урал) на Обь. По следам ушкуйников шли торговые люди — купцы и разного рода предприниматели. Открывались соляные варницы. Солеварни в районе Чердыни были основаны новгородскими посадскими людьми Каменниковыми, варившими там соль до 1430 г., а потом перешедшими, по скудности рассолов, на р. Усолку, где возник г. Соликамск.

В 1491 г. была организована экспедиция на Печору для поисков серебряных руд; этой экспедицией на р. Цильме, впадающей в Печору, было открыто месторождение медных руд, на базе которых была организована выплавка меди. С 1558 г. начинают проводиться поиски медных, серебряных и железных руд в бассейнах рек Камы и Чусовой, где устанавливались примитивные домницы для выплавки железных руд.

В середине XVI века начато освоение Зауралья; основываются города-крепости: в 1586 г. — г. Тюмень и в 1587 г. — г. Тобольск. С 1598 г. Верхотурье становится центром Зауралья.

К концу XVII века кустарная плавка железных руд была распространена по обоим склонам Среднего Урала. Известно, что в это время русские переселенцы занимались выплавкой железа около Кунгура, на р. Нейве, около будущего Каменского завода, около Арамийской слободы по р. Сысерти, около Багарякской слободы и в других местах.

В 1631 г. происходит знаменательное событие — открытие на р. Нице (нижней части течения р. Нейвы) первого на Урале Ницинского железоделательного казенного завода, использовавшего месторождение болотных (четвертичных) руд, а в 30-х годах XVII века на базе месторождения медистых песчаников в районе г. Соликамска на Григоровой горе создается Пыскорский завод — первый медеплавильный завод на Среднем Урале.

Усиленные поиски медных руд продолжались и во второй половине XVII века. Крупным событием того времени были результаты поисковых работ братьев Тумашевых, жителей Мурзинской слободы. Тума-

шевы кроме железных и медных руд нашли наждак, горный хрусталь, дымчатые «топазы», аметисты и бериллы.

На грани XVII и XVIII веков благодаря проницательности и энергии Петра I Урал был выбран, несмотря на отдаленность от Москвы, в качестве основной металлургической базы России.

В 1699 г. осуществляется строительство Невьянского завода, который начал работать с декабря 1702 г. Одновременно с Невьянским заводом строится Каменский завод, а в 1703 г. казенный Алапаевский завод. В 1704 г. была закончена постройка Уктусского завода, работавшего на бурых железняках окрестных месторождений.

В 1719 г. на р. Полевую был послан «медного дела мастер» Федор Молодой, нашедший Гумешевское медное месторождение, руды которого плавилась в медеплавильных печах Уктусского завода. Никита Демидов, а потом его сын Акинфий развили энергичную деятельность по строительству новых заводов на Среднем Урале, преимущественно железных, частью медных.

В 1725 г. заканчивается постройка Нижнетагильского завода — главного металлургического предприятия Демидовых — и начинается усиленная разработка Высокогорского месторождения. С 1722 г. начинает работать Выйский медеплавильный завод на открытом еще ранее месторождении медных руд около Нижнего Тагила.

На Урале функции надзора над частными заводами и управления казенными предприятиями выполняла Горная канцелярия, находившаяся на Уктусском заводе. Для управления Горной канцелярией Берг-коллегия в 1720 г. направила на Урал высшего государственного чиновника Василия Никитича Татищева. Татищев пробыл в Уктусе до 1722 г., а затем был заменен Вильгельмом Генниным. В. Н. Татищев вернулся на прежнее место уже после ухода В. Геннина в 1734 г.

Имена В. Н. Татищева и В. Геннина должны быть отмечены на страницах истории геологического исследования Урала. Это были выдающиеся энергичные администраторы, преданные государственным интересам, высокообразованные горные инженеры, деятельность которых сыграла большую роль в раскрытии богатств земных недр Урала.

В. Н. Татищев в первый период своей деятельности на Урале упорядочил дело поисков и разработки медных и железных руд в Кунгурском районе, где тогда (в г. Кунгуре) существовала также Горная канцелярия, и восстановил постройку Полевского медного завода. Он открыл также две первые на Урале школы (в Уктусе и Кунгуре), где обучали, между прочим, и горному искусству.

Сменивший В. Н. Татищева В. Геннин развил энергичную деятельность по строительству Екатеринбурга, куда и была переведена Горная канцелярия, или Главное заводов управление. Свой опыт двенадцатилетней работы на Урале по строительству и ведению заводов В. Геннин (1937) изложил в замечательном сочинении по описанию сибирских заводов и рудников (Урал в то время относился к Сибири), представляющем энциклопедию горного дела того времени; это сочинение полностью издано только в советскую эпоху; в нем В. Геннин сохранил для истории обширные сведения о старинных рудниках и многочисленных открывателях месторождений.

Со вторым периодом деятельности В. Н. Татищева на Урале связано открытие месторождения железных руд горы Благодати (1735 г.), указанного Степаном Чумпиным, начало его разведки и промышленного освоения. С деятельностью В. Н. Татищева в Екатеринбурге, а затем в Оренбурге начинается эпоха географического (в частности, топографического) исследования Урала. Приблизительно в 1736 г. Татищев

выслал в Академию Наук 13 карт разных местностей Уфимского, Оренбургского, Пермского и Тобольского краев.

С 30-х годов XVIII столетия начинается эпоха географического описания и промышленного освоения Южного Урала. Были построены Миасский, Златоустовский, Кананикольский, Троицкий и другие медеплавильные заводы. Многочисленные медные месторождения, не считая медистых песчаников, были найдены в Златоустовском округе и в других местах. Россия заняла одно из первых мест среди стран мира по выплавке меди.

Горнопромышленниками Твердышевым и Мясниковым была подана в Оренбургскую горную канцелярию первая заявка на добычу руд горы Магнитной, издавна известных башкирам и русским поселенцам. Белорецкий завод (основанный в 1762 г.) явился первым потребителем этих руд.

В это время на Среднем Урале шарташским крестьянином Ерофеем Марковым было открыто золото (1745 г.). Это событие вызвало усиленные поисковые работы и привело к открытию знаменитого Березовского коренного месторождения золота. С этого времени начались усиленные поиски кварцевых золотоносных жил и их разработка.

Почти одновременно были открыты медные и железорудные месторождения на территории будущего Богословского горного округа, в то время мало населенной области (Турьинские медные месторождения и Ауэрбаховская группа железорудных). Эти открытия связаны с именем поисковика Григория Посникова.

Деятельность М. В. Ломоносова и издание Академией наук «Атласа Российского» подготовили почву для организации в годы царствования Екатерины II так называемых «академических путешествий», являющихся выдающимся событием в истории русской науки.

Эти экспедиции заняли шестилетний период — с 1768 по 1774 г. Экспедиции были направлены в районы мало известные, но имевшие жизненно важное значение для Русского государства. Для изучения Урала большое значение имели работы Оренбургской экспедиции, в которую входили три отряда, возглавлявшиеся академиками Иваном Ивановичем Лепехиным, Петром Симоном Палласом и Иоганом Петером Фальском. В описаниях путешествий этих академиков по Уралу содержится значительное количество данных о заводах и рудниках Урала, его природе, полезных ископаемых и минералах, которые легли в основу дальнейшего изучения Урала.

Значение всех этих академических путешествий хорошо охарактеризовал академик Василий Севергин в предисловии к своему сочинению «Опыт минералогического описания Российского государства» (1809), в котором он дал сводку всех данных по геологии и минералогии Урала: «Первые стези к точнейшему познанию естественных произведений отечества нашего приложили ученые путешественники академиков и некоторых других в науках искусных мужей». Интересно отметить, что одно из первых геологических обобщений возникло на уральском материале и было изложено П. С. Палласом в его знаменитом мемуаре «О строении горных хребтов».

Одновременно с указанными выше открытиями месторождений железных и медных руд и золота были выявлены многочисленные месторождения нерудных полезных ископаемых. Каменные угли Кизеловского бассейна обнаружены в конце 80-х годов XVIII столетия около Кизеловского железодобывающего завода крепостными крестьянами Юговым, Меркушевым и Ворониным. Каменные угли в даче Каменского завода обнаружены в 1797 г. крестьянами Харьковым и Векши-

ным. Первое месторождение уральского асбеста найдено в 1720 г. около Верхнего Тагила крестьянином Софроном Софроу.

В 1814 г. штейгером Львом Брусницыным открыто россыпное месторождение золота в окрестностях Березовского завода. В 1818 г. открыта вторая золотоносная россыпь по р. Пышме. Факт установления здесь золотоносных россыпей и опыт их разработки послужили основанием для поисков золотоносных россыпей и в других округах Урала.

В 1821 г. россыпное золото было открыто в Гороблагодатском округе, после чего началось массовое открытие золотоносных россыпей в различных частях Урала: в округах Богословского, Миасского и других заводов. Одновременно открываются платиновые россыпи. Впервые платина на Урале открыта в 1819 г. в Верх-Исетском округе как спутник золота. Значение этих открытий для геологического изучения Урала огромно, так как они положили начало планомерному геологическому изучению отдельных горных округов Урала.

В 1823 г. в Екатеринбурге под председательством В. Ю. Соймонова образована Временная горная комиссия из бергинтендантов Екатеринбургского, Кушвинского и Златоустовского округов для составления инструкций и организации поисков золотоносных россыпей. Одним из первых мероприятий Горной комиссии было снаряжение рудоискательных экспедиций под командой горных офицеров для исследования Уральского хребта. В. Ю. Соймонов составил для этих экспедиций инструкцию, которая была утверждена в 1824 г. Задачей работ В. Ю. Соймонов считал «распространение сравнительной геогнозии» и поиски рудных, в особенности золотых, месторождений. «Рудоискательные партии» проектировались двух типов: «одне для геогностического описания мест в пополнение петрографических сведений о хребте Уральском, а другие собственно для рудных поисков».

К началу 40-х годов все казенные горные округа были почти полностью покрыты геологическими съемками. Несмотря на все недостатки первоначальных исследований, слабую подготовку кадров и методические и организационные затруднения, горнозаводские округа Урала впервые получили геологические описания; собирались и систематизировались сведения о горных породах, минералах и полезных ископаемых отдельных округов.

Огромную роль в деле геологического изучения горных округов сыграл Горный журнал, начавший издаваться с 1825 г. Сведения о геологическом строении горных округов, которые раньше бесследно гибли, теперь стали накапливаться на страницах Горного журнала.

Кроме геогностических описаний горных округов был выполнен ряд исследовательских работ, таких, как работы Северной горной экспедиции, давшие первоначальное представление о строении восточного склона Северного Урала от широты Ивделя до широты 64° (Протасов, 1831; Стражевский, 1834, 1835), и работы по исследованию Южного Урала (Гофман и Гельмерсен, 1835).

К этому же времени относится ряд путешествий ученых по Уралу. Особенно интересным было совместное путешествие А. Гумбольдта, Г. Розе и Г. Эренберга в 1829 г., по возвращении из которого А. Гумбольдт (1837) дал блестящий отзыв о промышленных перспективах Урала. Все геологические и минералогические материалы этой экспедиции были обработаны Г. Розе (Rose, 1837, 1842). В работе Г. Розе содержится много данных по геологии, петрографии и минералогии Урала, частично публиковавшихся им в журнальных статьях. Г. Розе ввел в литературу такие названия уральских горных пород, как березит, миаскит, листовенит, и описал ряд новых минералов: уралит, чевкинит, уранотанталит, перовскит, гидраргиллит и др.

В это время появились многочисленные описания уральских минералов, печатавшиеся в большинстве случаев в Горном журнале, а также значительно расширились сведения о горных породах Урала, главным образом в связи с геогностическими описаниями горных округов. Общая сводка сведений по горным породам Урала была сделана русским академиком Купфером в его «Путешествии на Урал», Г. Е. Щуровским в книге «Уральский хребет» (1841) и Г. Розе в работе, посвященной минералого-геогностическим исследованиям на Урале (Rose, 1842). Уральские горы Г. Е. Щуровский отнес к древнейшим горным хребтам в Европе, более древним, чем Альпы и Кавказские горы, — вывод, который находился в резком противоречии с мнением, господствовавшим в то время (Гумбольдт, Гурьев).

Появляется значительное количество описаний месторождений полезных ископаемых: россыпных и коренных месторождений золота, Турьинских медных месторождений, железорудного месторождения горы Благодати, месторождений каменных углей Кизеловского и Каменского районов и др.

В 1841 г. Г. П. Гельмерсен выпустил первую общую геологическую карту Европейской России под заглавием: «Генеральная карта горных формаций Европейской России» в масштабе 30 географических миль в дюйме.

В 1845 г. была издана геологическая карта Европейской России, составленная Р. И. Мурчисоном, Э. Вернейлем и А. Кейзерлингом. Ими же была составлена карта Урала. В 1849 г. Озерский издал перевод работы этих авторов с приложением карты, дополненной результатами исследований за период с 1845 по 1849 г. Успех работы Мурчисона, за короткое время обследовавшего обширную площадь Урала, был обусловлен прежде всего той помощью, которую ему оказали уральские горные инженеры. Мурчисон писал: «В каждом казенном заводе нам были представляемы геологические, минералогические и технические карты, и отличнейшие офицеры помогали нам усердно и дельно. Совершенно знакомые с характером окрестных горных пород, они весьма сократили наш труд». Установление Мурчисоном пермской системы было в значительной степени делом русских геологов, которые не только определили площадное распространение пермских отложений, но и дали их литологическую и палеонтологическую характеристику. Мурчисон предложил название «пермская система» для отложений, наиболее развитых на западном склоне Урала, которые, с одной стороны, сливаются с отложениями карбона, а с другой, — отделяются от отложений триаса.

В 1863 г. Г. П. Гельмерсен издал геологическую карту Европейской России, в которую были внесены значительные изменения по Уралу на основании работ Х. Пандера, отнесшего артинские песчаники к пермской системе, Э. И. Гофмана, Н. Г. Меглицкого, А. И. Антипова и Н. П. Барбот де Марни. В 1873 г. вышло новое издание той же карты под редакцией Г. П. Гельмерсена; формации — силурийская, девонская и каменноугольная — разделены на этой карте на ярусы.

В 1847—1850 гг. Э. И. Гофман (1856) возглавлял большую экспедицию по изучению Северного Урала и хребта Пай-Хой, описание работ которой он составил совместно с членом экспедиции Ковальским. В 1865—1868 гг. Гофман издал геологические карты Екатеринбургского, Богословского, Гороблагодатского, Златоустовского, Пермского и Воткинского округов в масштабе 5 верст в дюйме.

К числу выдающихся работ этого времени относится работа Н. Г. Меглицкого и А. И. Антипова (1858) по геологическим исследованиям на Южном Урале, выполненным в 1854—1855 гг. Для того времени эта работа являлась фундаментальным произведением, суммиро-

вавшим все уже полученные ранее сведения о Южном Урале и заложившим основы для его дальнейшего изучения.

Большой вклад в изучение отдельных районов Урала сделан профессором Н. П. Барбот де Марни (1859 и др.). Геологические карты, приложенные к его работам, по своему выполнению, детальности легенды и применению палеонтологической стратиграфии стоят значительно выше всех геологических карт предыдущего периода.

К выдающимся работам рассматриваемого периода относится работа профессора И. В. Мушкетова (1878) по геологическому описанию Златоустовского горного округа. Им составлена геологическая карта округа в масштабе 5 верст в дюйме и дана обстоятельная сводка по полезным ископаемым обширной территории.

В рассматриваемый период происходит также расширение работ по изучению изверженных пород Урала. В работах А. П. Карпинского «Авгитовая порода деревни Мулдакаевой и горы Качканар на Урале» и С. Конткевича (1877) «Микроскопические исследования горных пород Златоустовского горного округа» был впервые применен микроскопический метод исследования.

Одной из самых характерных черт этого времени является начало систематического изучения и разведки угленосных районов. По стратиграфии и разведке угленосных отложений западного склона Урала работали Планер, В. Тимофеев, М. Гринвальд, Х. Пандер, В. И. Меллер, Н. П. Барбот де Марни, Г. П. Гельмерсен, Версилов, А. П. Карпинский, А. И. Антипов. По восточному склону Урала проводили исследования Граматчиков и А. П. Карпинский. Бурые угли мезозойского и третичного возраста описывались А. И. Антиповым, И. П. Васильевым, Г. Д. Романовским, А. П. Карпинским.

А. П. Карпинский начал свою деятельность как геолог-стратиграф. Особо следует остановиться на его работе «Геологические исследования в Оренбургском крае», изданной в 1874 г. (исследования были произведены в 1873 году), в которой Карпинским впервые обосновывается выделение артинского яруса как переходного между каменноугольными и пермскими отложениями. Он установил, что наряду с пермскими формами в этих песчаниках встречаются виды, свойственные «горному» известняку. В 1876 г. на восточном склоне Урала начаты геологические исследования и разведочные работы на ископаемые угли, возглавлявшиеся А. П. Карпинским (1880, 1884). Одновременно А. П. Карпинский начал изучать третичные отложения восточного склона Урала.

В связи с развитием палеонтологической стратиграфии, кроме описаний фауны в отдельных районах, по региональным исследованиям появляется ряд специальных статей и монографий, из которых наиболее важными являются работы М. Гринвальда (1857) по описанию фауны, собранной при геологических съемках горных округов, А. П. Карпинского по фауне артинского яруса, В. И. Меллера о фораминиферах (1880).

В 1882 г. был организован Геологический комитет, главной задачей которого до начала XX столетия было планомерное изучение геологического строения всей России с составлением геологической карты в масштабе 10 верст в дюйме, обследование и выявление полезных ископаемых, имеющих особо важное государственное значение. В последующем усилия Геологического комитета направляются преимущественно на более детальные съемки промышленно важных районов и составление монографий по отдельным районам и месторождениям.

С первого же года своего существования Геологический комитет широко развернул работы на западном и восточном склонах Урала. Впоследствии Геологический комитет расширил программу работ на

Урале, включив в изучаемую площадь центральную область Урала. 10-верстные геологические съемки проводились на западном склоне П. И. Кротовым (125 лист), А. А. Краснопольским (126 и 137 листы), А. А. Штукенбергом (127 лист), Ф. Н. Чернышевым (128 и 139 листы), А. М. Зайцевым (137 и 138 листы).

В 1881 г. А. П. Карпинский командирован Геологическим комитетом для продолжения изучения восточного склона Урала, а в 1883 г. — для геологических исследований в Кыштымском и Уфалейском горных округах. В 1884 году А. П. Карпинский издал «Геологическую карту восточного склона Урала» в масштабе 10 верст в дюйме; геологическая карта Каменской дачи была одновременно напечатана на отдельном листе в масштабе 5 верст в дюйме. В 1887 г. вышла работа А. П. Карпинского «Очерк физико-географических условий Европейской России в минувшие геологические периоды», в которой значительное место отведено Уралу. В 1893 г. под редакцией А. П. Карпинского вышла геологическая карта Европейской России в масштабе 60 верст в дюйме, на которой геологическое строение Урала получает новое, более совершенное изображение. В 1894 г. вышла в свет работа А. П. Карпинского «Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России». Для геологии Урала в этой работе особенно важны границы уральских меридиональных морей: нижнедевонского, конца верхнедевонской эпохи, конца каменноугольного периода, пермского периода, эоценового бассейна и постплиоценовых северного и южного бассейнов. На карте дислокаций показаны основные направления дислокаций Урала, Тимана и Пай-Хоя, намечена линия Зауральского сброса.

Большой вклад в дело регионального геологического изучения Урала сделан одним из крупнейших геологов Геологического комитета Ф. Н. Чернышевым. С 1882 по 1887 г. Ф. Н. Чернышев вел исследования значительной территории Среднего Урала и составил 128 и 139 листы геологической карты Европейской России. В 1889 г. Чернышев издал объяснительный текст к 139 листу геологической карты Европейской России. Исключительно важное значение для геологии Урала имеют палеонтолого-стратиграфические монографии Ф. Н. Чернышева, явившиеся результатом обработки обширного материала, собранного им и другими исследователями при работах на Урале и Тимане (Чернышев, 1884, 1885, 1887, 1893, 1902). В объяснительных записках к картам и в монографиях Ф. Н. Чернышев сделал весьма важные выводы по стратиграфии, тектонике и геоморфологии Урала и Тимана, ставшие руководящими на длительный период времени.

Весьма большой вклад в описание геологического строения Урала был сделан А. А. Краснопольским, работавшим по геологической съемке 126 и 137 листов десятиверстной карты в 1883—1892 гг., а затем по изысканиям вдоль трассы Сибирской железной дороги. Научными достижениями А. А. Краснопольского являются установление стратиграфического положения угленосной толщи на западном склоне Урала и выявление верхнемеловых отложений по р. Аят с подчиненным им горизонтом оолитовых бурых железняков.

Значительные геологические исследования на Урале произведены Е. С. Федоровым. В 1884—1889 гг. он возглавлял работы Северной экспедиции, в результате которых были составлены первые геологические карты и собран богатый материал по географии, геологии и полезным ископаемым обширной и труднодоступной территории Северного Урала. С 1894 по 1899 г. Е. С. Федоров совместно с В. В. Никитиным и Е. Д. Стратановичем (с 1898 г.) производили исследования в Богословском горном округе. В результате этих исследований была состав-

лена детальная топографическая и геологическая карты округа и изучены его рудные месторождения. Была организована геологическая рудничная служба округа, что сыграло большую роль в деле геологического изучения всего Урала, так как по этому образцу стали производиться исследования и организовываться геологическая служба в других округах Урала.

Большой вклад в геологическое изучение Урала сделали профессора Казанского университета А. А. Штукенберг (1890, 1898, 1899, 1922) и П. И. Кротов (1885, 1888, 1905). Следует отметить работы А. М. Зайцева (1887), исследовавшего Кыштымскую и Каслинскую дачи, Ревдинский и Верх-Исетский округа и часть Николо-Павдинского округа; А. В. Нечаева (1915), изучавшего в 1895—1901 гг. территорию 129 и 130 листов; Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, производившего в 1890 г. исследование в области Губерлинских гор, а в 1898 и 1899 гг. — в Южно-Заозерской даче и в районе Денежкина Камня на Северном Урале; С. Н. Никитина (1885, 1887), производившего в 1886 году исследования в области 129 листа.

По минералогии Урала наряду с работами Н. И. Кокшарова появляются многочисленные работы П. В. Еремеева и других минералогов. А. А. Иностранцев публикует первые работы по коренным месторождениям платины (1893). Появляются первые работы В. И. Вернадского и Я. Самойлова.

По петрографии Урала кроме накопления большого описательного материала в статьях и отдельных монографиях, посвященных региональным исследованиям, крупнейшим достижением того времени является разработка Е. С. Федоровым в геологическом музее Турьинских рудников универсального метода исследования минералов и применение его к изучению горных пород и минералов округа.

Наряду с работой Е. С. Федорова по Богословскому округу, исследования Ф. Ю. Левинсона-Лессинга в Южно-Заозерской даче и районе Денежкина Камня (1900) положили начало детальному изучению пород габбро-перидотитовой формации платиноносного пояса.

Из палеонтологических работ, кроме указанных монографий Ф. Н. Чернышева, особенно выдающимися являются работы А. П. Карпинского (1884 и др.), а также монография А. А. Штукенберга «Кораллы и мшанки каменноугольных отложений Урала и Тимана» (1895).

В рассматриваемый период появилось большое количество работ по полезным ископаемым Урала. В 1881 г. напечатана работа А. П. Карпинского «Месторождения полезных ископаемых на Урале», дающая полную сводку сведений о полезных ископаемых Урала к началу 80-х годов прошлого столетия.

В 1890 г. А. П. Карпинский по поручению Горного департамента произвел исследование месторождений никелевых руд, в результате которого была создана теория гипергенного образования силикатных руд никеля, получившая широкое распространение.

Большое количество работ по описанию полезных ископаемых отдельных горных округов и дач было издано в 1896 г., в связи с демонстрацией продукции уральских заводов на Нижегородской выставке.

В 1899 г. на Урале работала экспедиция под руководством Д. И. Менделеева. В 1900 г. напечатан отчет этой экспедиции, содержащий оценку железорудных и угольных богатств Урала.

В 1900 г. вышла обширная монография Н. К. Высоцкого «Месторождения золота Кочкарской системы в Южном Урале», которая способствовала упорядочению представлений о расположении и морфологии рудных жил и добычных работ на огромном количестве (более 400) приисков.

Из многочисленных работ по месторождениям углей необходимо отметить вышедшую в 1900 г. работу Н. Я. Нестеровского «Егоршинское каменноугольное месторождение на восточном склоне Урала».

Уральские колчеданы усиленно пропагандировал Д. И. Менделеев не только как руду на медь, но и как сырье для получения серной кислоты. Д. И. Менделеева же можно считать инициатором и пропагандистом постановки магнитометрии для изучения железорудных месторождений на Урале.

В начале XX века Геологический комитет приступил под руководством А. А. Краснопольского к изучению Бакальских, Зигазино-Комаровских и Лемезинских месторождений; гора Магнитная была исследована И. Морозевичем (1901), а затем А. Н. Заварицким (1922). Геологический комитет произвел детальную съемку платиноносных и золотоносных районов Южного Урала. Эти работы были выполнены Н. К. Высокким (1900, 1913, 1925) и А. Н. Заварицким (1909, 1914, 1920).

Большой вклад в изучение геологии Урала внес профессор Женевского университета Луи Дюпарк. Подробное изложение результатов исследований дано им в монографиях, изданных на французском языке в 1902, 1905, 1911 и 1914 гг., а также на русском языке в 1913 и 1914 гг.

Крупную роль в изучении геологии Урала, в организации и консультации разведочных работ в ряде округов Урала сыграл профессор Горного института В. В. Никитин. Его основной работой (1907) явилась монография о Верх-Исетском горном округе, Ревдинской даче и Мурзинском участке Монетной дачи.

В работе по региональным исследованиям на Урале принимали участие многие геологи. Среди них мы видим имена блестящих стратиграфов, петрографов и палеонтологов; некоторые из этих геологов продолжали работу и в советский период; многие работали не только на Урале, но и в других районах нашей родины. Это В. А. Варсанофьева, А. Н. Заварицкий (работы которых в основном изданы уже в советское время), А. Н. Замятин, Д. И. Иловайский, М. О. Клер, П. Ковалев, Л. Конюшевский, И. М. Крашенинников, Б. П. Кротов, А. В. Нечаев, С. Н. Никитин (работавший в Мугоджарах), Д. В. Николаев, А. П. Павлов, М. М. Пригоровский, Н. Н. Смирнов, Н. Д. Соколов, П. П. Сушинский, Н. Н. Тихонович, Г. Н. Фредерикс, А. А. Чернов, Н. Н. Яковлев, М. Е. Янишевский и многие другие геологи.

По изучению месторождений полезных ископаемых в различных районах Урала, кроме упомянутых, работали геологи Е. Н. Барбот де Марни (1902, 1909), Ф. И. Кандыкин, К. Марков (1907), Е. А. Стратанович, А. А. Николаев, Н. А. Шадлун и многие другие.

К 1917 г. Урал являлся одной из наиболее геологически изученных областей России. Изучение геологического строения Урала и его горных богатств, начавшееся за два столетия до Великой Октябрьской революции, отметились рядом открытий и изданием классических трудов, сохранивших свое значение до наших дней. Однако геологическая изученность Урала и разведанность месторождений полезных ископаемых все же находились на низком уровне и не могли удовлетворить запросы народного хозяйства даже в первые годы Советской власти.

В 1920 г. создается Уральский горный комитет, возглавлявшийся Б. В. Дидковским. Отдел геологии и промышленной разведки этого комитета одновременно являлся Уральским отделением Центрального управления промышленных разведок (ЦУПР). В 1923 г., после объединения ЦУПРА с Геологическим комитетом, на Урале было организовано Бюро геологического комитета, заведующим которым был назначен А. А. Гапеев, а затем М. И. Липовский. В 1924 г. Бюро геологиче-

ского комитета было переименовано в Уральское отделение Геологического комитета.

В 1930 г. Уральское отделение Геологического комитета реорганизовано в Уральский геологоразведочный трест, который в том же году был переименован в Уральское геолого-гидрогеологическое управление, а в 1934 г. в Уральское геологическое управление.

Первоначальный объем работ Уральского отделения ЦУПР и Уральского отделения Геологического комитета в 20-х годах был очень незначителен, однако с начала первой пятилетки этот объем начинает быстро возрастать. Большие объемы работ, в особенности геологоразведочных, выполняются в 30—40-х годах отраслевыми трестами «Уралчерметразведка», «Уралцветметразведка», «Уралгеолнеруд», «Уралвостокуглегеология» и многими другими. В 1935 г. в составе Уральского филиала Академии наук СССР организуется Горно-геологический институт.

С 1926 г. начал осуществляться план среднемасштабного геологического картирования промышленной части Урала. Это была исключительная по размаху и важности работа, не имевшая примеров в прошлом. Все геологические съемки с этого времени были подчинены единому плану и велись в границах листов международной разграфки. В результате уже к концу первой пятилетки промышленная часть Урала, охватывающая территорию 210 000 км², была почти полностью закартирована в средних масштабах. Однако выполнение этой грандиозной работы встретило большие трудности, вследствие чего только часть съемок (около 20%) была закончена с полной обработкой материалов и опубликована. Несмотря на незавершенность работ по среднемасштабной геологической съемке, собранный огромный материал позволил по-новому решить целый ряд важнейших вопросов геологии Урала. Была составлена сводная мелкомасштабная геологическая карта Урала под редакцией Н. К. Высоцкого и с участием Б. М. Романова, которая отражала существенное изменение взглядов на геологическую историю и строение Урала.

Одновременно с работами по среднемасштабному картированию Урала и разведке месторождений различных полезных ископаемых производится дальнейшее углубленное изучение стратиграфии, магматизма и тектоники.

Д. В. Наливкиным в 1925 г. впервые доказывается наличие фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских образований в окрестностях горы Благодати, в Николе-Павдинской даче и по р. Тальтее. В статьях о верхнем силуре восточного склона Урала он (Наливкин, 1929, 1930) поставил вопрос о широком развитии на Урале палеонтологически охарактеризованного верхнего силура (готландия) и о возможности выделения всех ярусов силурийской системы. Работы Д. В. Наливкина оказались исключительно плодотворными и послужили началом целого ряда открытий в области палеозойских и докембрийских отложений Урала.

Открытие Н. К. Разумовским и А. В. Хабаковым на Южном Урале известняков с богатой среднекембрийской фауной еще больше раздвинуло рамки геологической хронологии Урала. Эти факты заставили пересмотреть вопрос о возрасте метаморфических толщ Южного, а затем и всего Урала. По положению отдельных толщ, по степени их метаморфизма и по тектоническим соображениям среди этих древнейших отложений Урала, лежащих под фаунистически охарактеризованным палеозоем, стали выделяться не только кембрийские, но и протерозойские, а некоторыми геологами даже архейские отложения.

В области немых древних свит Южного Урала работали М. И. Гарап (1939, 1957), Н. Н. Дингельштедт, К. А. Львов, А. И. Олли (1948), О. П. Горяинова и Э. А. Фалькова (1937), А. И. Иванов (1949), А. А. Блохин (1939), Н. Ф. Мамаев (1964) и другие. В более северных частях Урала эти отложения изучались А. Н. Ивановым (1939), К. А. Львовым (1957), П. М. Есиповым (1949, 1953), Н. Г. Бровко, Г. Н. Келль и Ю. Д. Смирновым (1964) и другими геологами.

Н. С. Шатский (1945, 1946) выделил немые древние свиты верхнего протерозоя под названием рифейской группы, по древнему названию Уральских гор.

Изучение древних свит в центральной части Урала позволило одновременно с выделением докембрийских отложений установить широкое развитие ордовикских отложений, в том числе фаунистически охарактеризованных — работы П. М. Есипова (1949, 1953), А. Н. Иванова и Е. И. Мягковой (1950), А. А. Кухаренко (в 1956 г.), С. В. Младших (1963). Ордовик был установлен также на восточном склоне Южного Урала около пос. Бреды в 1936 г. Н. М. Павловым, в Варненском районе в 1956 г. Л. Д. Булыкиным и в Троицком в 1947 и 1955 гг. Н. Ф. Мамаевым.

Обнаруженные на Урале Д. В. Наливкиным готландские отложения впоследствии были обстоятельно изучены Б. П. Марковским (1948), Е. П. Молдаванцевым (1936), А. Н. Ходалевичем (1939, 1949 и др.), Н. А. Штрейсом (1951), А. В. Пейве (1947), А. К. Гладковским (1942), Е. А. Кузнецовым (1939), В. М. Сергиевским (1955), И. Д. Соболевым (1955), К. П. Евсеевым, А. Г. Кондиайн и Т. Н. Корень (1965) и многими другими.

Результаты изучения современной стратиграфии девона, как и силура, были использованы Д. В. Наливкиным (1925, 1929, 1930), разработавшим новую схему разреза девона Урала. Разработка стратиграфических схем девона в последующие годы была произведена Д. В. Наливкиным, А. Н. Ходалевичем (1938, 1951), Е. П. Молдаванцевым (1936), Б. П. Марковским (1948), Г. А. Смирновым (1948), Н. Г. Чочиа (1948, 1950б, 1952), С. М. Домрачевым (1948, 1953), А. А. Прониным (1950) и другими геологами.

Каменноугольные отложения изучались в различных частях Урала в связи с поисками и разведками ископаемых углей. Были получены новые данные по вопросам стратиграфии, основным чертам палеогеографии и условиям раннекарбонного угленакопления.

В настоящее время в стратиграфии уральского карбона применяются собственные уральские региональные схемы, хорошо сопоставляющиеся с разрезом Подмосковья. Изучение стратиграфии карбона Урала связано с работами Д. В. Наливкина (1926, 1948), И. И. Горского (работы 1930 и 1944 гг.), Л. С. Либровича (1939, 1964), А. Н. Иванова (1939), А. А. Пронина (1940, 1952, 1953), Н. Ф. Мамаева (1947), П. М. Есипова (1940), Н. П. Малаховой (1959, 1960), А. А. Петренко (1949), Г. А. Смирнова (1953, 1956, 1957), П. В. Васильева (1950), Г. Я. Житомирской и И. Т. Гроховского (1932), О. Л. Эйнора (1936, 1946, 1955), А. А. Султанаева (1954, 1960, 1962, 1965).

В области изучения стратиграфии верхнего палеозоя необходимо отметить работы Д. Л. Степанова (1951), Д. М. Раузер-Черноусовой (1940), И. И. Горского (1948), М. М. Толстихиной (1941), В. Д. Наливкина (1949б, 1955), Г. А. Смирнова (1953), Н. Г. Чочиа (1955), Н. П. Герасимова (1940), Е. Н. Ларионовой, П. А. Софроницкого (1939) и других. Эти работы позволили разработать весьма детальную схему стратиграфии, подробно изучить фациальные изменения и выявить ряд структур, благоприятных для поисков нефти.

В итоге изучения мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений прежние представления о их стратиграфии, возрасте и распространении коренным образом пересмотрены. Выявлены новые площади распространения угленосных триас-юрских отложений. Установлено широкое развитие континентальных юрских и меловых образований, в том числе развитие древней коры выветривания. В связи с поисками бокситов, железных и марганцевых руд, углей, нефти и природного газа появилась возможность изучения мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений в Зауралье. Установлено наличие вулканогенных пород мезозойского возраста.

Из работ, посвященных изучению стратиграфии и палеонтологии мезозойских, палеогеновых и неогеновых отложений, необходимо упомянуть работы А. Н. Криштофовича и В. Д. Принады (1933), А. Л. Яншина (1953), Н. И. Архангельского (1940, 1953), А. П. Сигова (1954, 1957), Н. Н. Ростовцева (1956), В. П. Ренгартена (1951), Л. А. Умовой (1959), А. И. Еремеевой (1956) и других.

Вопросы четвертичной геологии Урала рассматривались в тесной связи с вопросами геоморфологии Урала, вопросами развития древней гидрогеологической сети и новейшей тектоники. Наибольшее значение для успешного разрешения этих вопросов имели работы А. П. Сигова (1948, 1952, 1962), В. П. Трифонова (1948, 1963), В. А. Варсанюфьевой (1932, 1939), Г. Ф. Мирчинка (1936), С. Г. Боча (1937), И. И. Краснова (1948, 1950), В. А. Лидера (1965), П. П. Генералова (1965), О. А. Щербакова (1966), Е. Н. Щукиной (1948) и других.

Одновременно с изучением стратиграфии Урала дальнейшее развитие получает петрография. А. Н. Заварицкий в работе «Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале» (1924) сделал попытку нарисовать картину магматических процессов на основании всех данных, полученных предыдущими исследованиями. В числе работ, заложивших основы современного представления о магматизме Урала, необходимо отметить труды Б. М. Романова (1926, 1927) о геологическом районировании, общей характеристике магматизма и металлогении Урала.

По вопросам строения и образования габбровых и перидотитовых формаций Урала выдвинуто несколько концепций. Наиболее распространенные представления (А. Н. Заварицкий, Г. Л. Падалка, А. Г. Бетехтин) исходят из монофилетической гипотезы о единой родоначальной базальтовой магме, лакколитообразные и межформационные интрузии которой подвергаются кристаллизационной дифференциации с образованием ультрабазитов в нижних частях массивов, постепенно сменяющихся сверху габбровыми породами и кислыми дифференциатами.

Несколько отличаются от вышеизложенных взгляды Е. А. Кузнецова (1944), который, также исходя из монофилетической гипотезы, допускает более позднее внедрение ультрабазитов в периферическую, амфиболитизированную кору отвердевания габбровой межформационной интрузии и многофазность формирования всего комплекса формаций.

Представления, выдвинутые Б. М. Романовым (1949), сводятся к положениям о множественности габбро-перидотитовых формаций Урала, образующихся в ряде этапов развития Уральской геосинклинали, о тождественности строения отдельных габбро-перидотитовых формаций, дающих одни и те же формационные ряды пород и отличающихся специфическими металлогеническими особенностями, о полифазности образования отдельных формаций, о самостоятельности ультрабазитовой (перидотитовой) магмы, внедряющейся по глубинным разломам.

Описательный материал по ультраосновным, основным, гранитовым, а также по связанным с ними щелочным породам Урала, был значительно увеличен и обобщен в ряде сводных работ А. Н. Заварицкого, Д. С. Белянкина (1931), Б. М. Романова (1947, 1949, 1958), Е. А. Кузнецова (1944, 1950, 1958), Б. М. Куплетского (1947), И. Д. Соболева (1961, 1963), О. А. Воробьевой, Н. В. Самойловой и Е. В. Свешниковой (1962), Б. К. Львова (1963), Д. С. Штейнберга (1944, 1948, 1961, 1963), Н. Д. Знаменского (1966) и других геологов.

В отношении эффузивных пород главными достижениями являются стратиграфический подход к их изучению, определение возраста различных эффузивных образований и установление изменений состава вулканитов в ходе развития Уральской геосинклинальной области.

По современным представлениям, развиваемым И. Д. Соболевым (1961, 1963) и Д. С. Штейнбергом (1961, 1963), на Урале выделяются три генетические группы изверженных горных пород и соответственно три группы магматических формаций, т. е. естественных ассоциаций, приуроченных к определенным этапам геосинклинального развития — базальтоидная в интрузивных и эффузивных фациях, перидотитовая только в интрузивных фациях и гранитовая (сиалическая) также только в интрузивных фациях. Намечается, кроме того, группа платформенных формаций, представленная щелочными базальтоидами.

Наряду с исследованием изверженных пород возникла и развивалась петрография осадочных пород в связи с изучением бокситов, глин, месторождений марганца, углей и нефти.

Большие успехи в области изучения стратиграфии и петрографии способствовали значительному совершенствованию представлений о тектоническом развитии Урала. По современным представлениям, сложившимся благодаря исследованиям многочисленного коллектива геологов (Есипов, 1949, 1953; Заварицкий, 1941; Иорданский, 1932; Келлер, 1952, 1964; Кузнецов, 1937, 1939, 1941; Кухаренко, 1960; Львов, 1958; Пейве, 1947; Сирин, 1945; Смирнов, 1964; Чочиа, 1955; Штрейс, 1951 и многие другие), уральская складчатая структура имеет сложное строение и является результатом длительного развития, протекавшего от протерозоя до настоящего времени. Геологические материалы позволяют с достаточной уверенностью выделять четыре цикла тектоно-магматического развития Урала: раннедокембрийский, позднедокембрийско-кембрийский, ордовикско-позднепалеозойский и мезозойско-кайнозойский. Первые три являются циклами полного развития геосинклиналей, завершившимися общими инверсиями и связанными с ними крупными складчатыми движениями, а также интрузиями гранитовых масс. Четвертый цикл охватывает стадии платформенного развития Урала в мезозое и кайнозое.

Успехи в области изучения стратиграфии, тектоники и магматизма Урала позволили более целеустремленно производить геологическое картирование и поиски полезных ископаемых. Крупномасштабными и детальными геологическими съемками, начатыми в 30-х годах, покрыты значительные площади, наиболее перспективные для постановки поисковых работ в пределах зеленокаменной колчеданосной полосы, ряда гранитных интрузий, площадей распространения мезозойских и каменноугольных угленосных отложений, а также пермских отложений (в связи с работами на нефть), в пределах немых метаморфизованных толщ Центрального Урала, на массивах ультрабазитов (в связи с работами на хромиты, асбест, никелевые и легированные железные руды).

К настоящему времени геологическая изученность и геологическая заснятость Урала далеко продвинулась вперед по сравнению с пред-

военными годами. В границах деятельности Уральского геологического управления (Свердловская, Пермская, Челябинская и Курганская области) полностью покрыта среднемасштабными съемками вся территория складчатого Урала, а также большая часть платформенной области к западу от складчатого Урала. Среднемасштабное геологическое картирование продвигается и на восток, раскрывая погребенные складчатые структуры в западной части Зауралья. В 50-х годах в сочетании с комплексом геофизических исследований и проходкой буровых скважин проведена планомерная мелкомасштабная геологическая съемка Зауралья (под руководством А. П. Сигова и Н. Б. Малютина).

Уральским геологическим управлением совместно с ВСЕГЕИ и Южно-Уральским геологическим управлением в 1958 г. составлена новая мелкомасштабная геологическая карта Урала. Кроме того, Уральским геологическим управлением для промышленной части Урала составлена сводная среднемасштабная геологическая карта, которая послужила основой для составления геологической карты в масштабе 1:1 000 000, приложенной к настоящему тому «Геологии СССР».

Одновременно с геологическим картированием с 1954 года были развернуты крупные гидрогеологические работы по водоснабжению сельских населенных пунктов в связи с освоением целинных и залежных земель главным образом в районах восточного склона Урала и в Зауралье. Еще больший размах они приобрели с 1956 г., когда было начато гидрогеологическое картирование Урала и организованы широкие исследования для решения вопросов водоснабжения городов, крупных предприятий и целых промышленных узлов. Подробные сведения о гидрогеологическом изучении Урала приведены в XIV томе «Гидрогеология СССР».

С 1947 г. широко развиваются региональные геофизические исследования, направленные на поиски месторождений угля, железа, бокситов и других полезных ископаемых на Северном, Среднем и Южном Урале и в Зауралье. Начиная с 1957 г. большую роль при поисках и разведке полезных ископаемых, а также геологическом картировании играют площадные аэрогеофизические и гравиметрические съемки высокой точности, сейсмические работы корреляционным методом преломленных волн и методом отраженных волн, новые модификации электроразведки. В этот период широкое развитие получили методы скважинной геофизики, а также внедрены в производство радиоактивные методы каротажа.

Достижения в области различных отраслей геологической науки плодотворно отразились на проблеме дальнейшего расширения минерально-сырьевой базы Урала. Были открыты и переданы промышленности новые месторождения титаномагнетитовых, магнетитовых (Качканарское, Песчанские и др.) и медноколчеданных (на Среднем и Южном Урале) руд; создана и значительно расширена сырьевая база никелевой промышленности Урала; открыты крупные месторождения бокситов, на базе которых успешно развивается алюминиевая промышленность Урала; открыты и разведаны многие новые и значительно увеличены запасы ранее известных коренных и россыпных месторождений золота и платины; значительно увеличены запасы угля, а в послевоенное время открыты новые крупные буроугольные бассейны (Убаганский, Северо-Соьвинский и др.); открыты и эксплуатируются крупные нефтяные месторождения по всему западному склону Урала и месторождения нефти и газа на территории Тюменской области; проявления нефтеносности обнаружены в пределах Свердловской области; в послевоенные годы значительно увеличены запасы крупнейших месторождений калийных солей (Верхнекамское), хризотил-асбеста (Баженовское

и др.), магнезитов (Саткинская группа), открыты и разведаны многочисленные месторождения нерудного сырья и строительных материалов.

Главным в дальнейшем направлении работ является изучение новых территорий. Это прежде всего относится к территории Зауралья и Северного Урала, до сих пор мало охваченных поисками, перспективы которых представляются в общем благоприятными.

В числе очередных важных работ необходимо отметить проведение комплексных геолого-геофизических и металлогенических исследований в сопровождении глубокого бурения для изучения основных элементов структуры и глубинного строения Урала, решения ряда коренных вопросов истории образования уральской складчатой структуры, петрогенеза, геофизики, имеющих большое значение для выявления новых месторождений полезных ископаемых, не выходящих на дневную поверхность.

РЕЛЬЕФ

Урал представляет собой асимметричный горный хребет, вытянутый в почти меридиональном направлении: через пояс западных предгорий он большей частью постепенно переходит в Русскую равнину, а к востоку на значительной части своего протяжения довольно резко обрывается в сторону Западно-Сибирской низменности.

Горы Урала, несмотря на свою небольшую абсолютную и относительную высоту, довольно сильно отличаются по характеру географических ландшафтов от прилегающих с востока и запада равнин. Это отличие менее резко выражено в поясе Среднего Урала с его сильно сглаженным рельефом и, наоборот, резко проявлено в возвышенных районах Северного и Южного Урала.

По характеру рельефа в пределах описываемой территории могут быть выделены следующие основные области или зоны: 1) Русская равнина; 2) Уфимское плато; 3) предгорья западного склона Урала; 4) горная область Урала; 5) предгорья восточного склона Урала; 6) Зауральский пенеплен; 7) Западно-Сибирская низменность. Ниже приводится краткая характеристика выделенных областей.

Русская равнина. В пределы описываемой территории входит участок Русской равнины, заключенный между 56° и $61^{\circ} 30'$ с. ш., ограниченный с запада меридианом $53^{\circ} 30'$ и с востока предгорьями Уральского хребта (примерно $57-58^{\circ}$ в. д.).

По И. П. Герасимову (1948), эта область характеризуется столово-эрозионным рельефом. Обширные пологоволнистые возвышенные равнины состоят здесь из почти плоских водораздельных площадей с одиночными или групповыми возвышенностями останцового типа. Абсолютные отметки водоразделов колеблются в пределах от 150 до 250—300 м, достигая в южной части 350—430 м. Поверхность водораздельной равнины расчленена широкими и плоскими речными долинами с системами ясно выраженных речных террас, сопровождаемых широкими террасированными увалистыми склонами. Абсолютные отметки урезом рек от 60 (р. Кама) до 120 м и более.

Уфимское плато. Примыкая к Русской равнине с востока, к северу от г. Аша, между меридианами 57° и 58° располагается так называемое Уфимское плато, или Уфимское плоскогорье. Оно представляет собой почти плоскую возвышенность, круто обрывающуюся на восток и постепенно снижающуюся на запад. Граница плато с горной областью Южного Урала проходит у подножия хребта Каратау и является весьма отчетливой. Абсолютные отметки плато в южной его части достигают 480 м, а к северу постепенно снижаются до 300 м у г. Красноуфимска, где проводят северную границу плато. Далее к северу на продолжении Уфимского плато располагается невысокий Сылвенский кряж. При почти плоском характере междуречных пространств описываемого плато глубоко врезанные узкие речные долины сопровожда-

ются скальными обнажениями и резко контрастируют с равнинными междуречьями.

Расположенное на породах карбона и перми Уфимское плато является типичной областью закрытого древнего карста. Но вместе с этим в связи с относительно молодым оживлением эрозионной деятельности рек вблизи речных долин активно развиваются в настоящее время и формы молодого открытого карста.

Предгорья западного склона Урала. На всем протяжении горного Урала, по западную его сторону, располагается зона предгорий. В северной своей части она представлена областью парм, получившей подробную характеристику в работах В. А. Варсанюфьевой (1932, 1939). Ограничиваясь с юго-запада Полюдовым кряжем, область парм продолжается на восток до меридионального колена р. Вишеры. Пармы представляют собой очень широкие пологие возвышенности, далеко не всегда с ясно выраженной меридиональной ориентировкой. Абсолютные высоты парм достигают 450—500 м, изредка несколько более. Колебания высот, как отмечает В. А. Варсанюфьева, здесь ничтожны по сравнению с горным Уралом и постепенно сходят на нет по направлению к Печорской равнине.

Долины рек сопровождаются очень широкими понижениями, лопастно внедряющимися в пармы. Отметки уреза воды наиболее крупной в этой области р. Вишеры возрастают от 120 м на западе до 300 м к ее верхнему течению. Расположенный к юго-западу от области парм Полюдов кряж вытянут по направлению с юго-востока на северо-запад и, при доминирующих высотах 400—500 м, достигает максимальной высоты в 784 м на горе Колчимский Камень.

В средней своей части западные предгорья образуют широкую полосу увалистых возвышенностей, вытянутых преимущественно в меридиональном направлении и постепенно понижающихся с востока на запад от 500—800 до 300 м над уровнем моря. Более значительные высоты, нередко со скалистыми вершинами, находятся главным образом к северу от р. Чусовой (в области западных предгорий она имеет абсолютные отметки от 120 до 200 м), тогда как ближе к последней и к югу от нее в бассейне р. Уфы высоты западных предгорий не превышают 300—550 м. Рельеф здесь мягко очерчен, исключая те участки, где речные долины, прорезая каменноугольные известняки, имеют вид глубоких каньонов.

К югу от Уфимского плато, в районе правых притоков р. Белой, предгорья повышаются до 500—800 м абсолютной высоты, образуя многочисленные небольшие хребты, между которыми расположены платообразные возвышенности древних пенепленов, описанные И. М. Крашенинниковым и другими исследователями. Как те, так и другие прорезаны глубокими речными долинами, образующими местами глубокие узкие каньоны до 130 м глубиной по отношению к поверхности окружающих возвышенностей.

Горная область Урала. Горная область Урала, вдоль которой проходит главный водораздел, протягивается почти меридиональной полосой и по характеру рельефа может быть подразделена на три части.

Северный Урал — орографически резко выраженная горная страна, протягивающаяся примерно до 58° с. ш. В северной своей части она отчетливым уступом отграничена от области парм; южнее переход к западным предгорьям становится более постепенным. С востока описываемая горная страна на всем своем протяжении выражена четким уступом в рельефе на границе ее с предгорьями восточного склона Урала. По направлению на юг высоты Северного Урала убывают, и происходит постепенный переход к относительно выровненному Сред-

нему Уралу. На описываемой площади расположен ряд значительных горных хребтов и вершин, часто именуемых «камнями».

Главенствующее по высоте положение занимают хребты и вершины, образующие главный водораздел. К таковым принадлежит хребет Поясовый Камень со многими вершинами, достигающими 1200—1400 м абсолютной высоты. Орографически резко выражен главный водораздел и далее к югу, где к нему относятся гора Ялпинг-Ньер (1274 м), хребет Хоза-Тумп (929 м), Уральский хребет (1341 м), Ольвинский Камень (1039 м), Конжаковский Камень (1571 м), Косьвинский Камень (1520 м).

Далее главный водораздел начинает снижаться, проходя через вершины Лялинский Камень (848 м), Магдалинский Увал (748 м), гора Кварцевая (529 м), гора Синяя (612 м), и теряет свою орографическую выраженность к югу от широты Нижнего Тагила.

К западу от водораздельных хребтов располагается ряд возвышенностей, иногда по высоте не уступающих водораздельным; к числу их относятся: горы Койп (1130 м), Ишерим (1331 м), Мартай (1131 м), Юбрышкин Камень (858 м), Белый Камень (1085 м), Чердынский Камень (939 м), Ослянка (1223 м), хребет Басеги (994 м) и др.

К востоку от главного водораздела, нередко почти на границе с увалистой полосой восточных предгорий, также расположен ряд крупных горных вершин: горы Чистоп (1295 м), Денежкин Камень (1496 м), Сухогорский Камень (1201 м), Качканар (880 м).

Крупные горные вершины, поднимаясь выше границ распространения лесной растительности (800—900 м), оголены (гольцовая зона) и покрыты каменными россыпями с выступающими на вершинах скалами. Местами близ границ с гольцовой зоной развиты альпийские луга. Хребты и горы разделены глубокими ложбинами, из которых более значительные по размерам имеют меридиональную ориентировку. Межгорные ложбины вмещают современную речную сеть, врезанную до минимальных абсолютных отметок в 240—400 м.

Средний Урал расположен к югу от 58° с. ш. до 55,5° с. ш. и представляет собой наиболее выровненную часть горного Урала. Последний местами совершенно утратил горный характер и имеет облик пенеплена со слабо врезанными заболоченными речными долинами, многочисленными открытыми долинами — свидетелями неоднократных речных перехватов — и водораздельными болотами. Только в отдельных местах развиты небольшие хребты и горы, например такие, как горы Шайтан (753 м), Толстая (461 м), Волчиха (529 м) и др.

Южный Урал — к югу от 55,5° с. ш. высоты начинают быстро возрастать и уже в районе г. Златоуста рельеф приобретает облик дикой горной страны. По словам И. В. Мушкетова, трудно представить себе ту глушь, которая встречает путника в районе гор Юрма и Таганай¹. «Едва проходимые леса, бездонные болота с горами осыпей из остроугольных валунов, топи, обманчиво прикрытые мхом, — вот что находит исследователь между горных вершин, в то время, как последние избилуют скалами и мощными каменными россыпями» (1878). Местами, так же как и на Северном Урале, развиты альпийские луга. На крупнейших горных вершинах (горы Ирмель и Ямантау) снег сохраняется во впадинах рельефа в течение всего лета.

Главный водораздел несколько южнее Златоуста уходит из пределов орографически выраженного Урала к востоку и следует далее по относительно выровненной местности Зауральского пенеплена, имея

¹ В переводе с башкирского Юрма означает «не ходи», а Таганай — «подставка луны».

здесь название Урало-Тобольского водораздела. Наиболее резко выражен водораздел между системами рек Урала и Камы, проходящий по хребту Урал-Тау. Абсолютные отметки его достигают 900—1067 м. Еще более значительные хребты располагаются к западу от хребта Урал-Тау: Уреньга (1200 м), Нургуш (1270 м), Иремель (1584 м), Зигальга (1426 м), Ямантау (1639 м), Крака (1064 м) и др.

Любопытно, что некоторые хребты резко отклоняются от господствующего здесь север-северо-восточного направления. К таким относятся, в частности, хребты Уй-Таш и Каратау. Согласно последним данным М. И. Гараня, такие аномалии обусловлены не изменением ориентировок осей складок, а ундуляцией их, в силу чего особо устойчивые к размыву породы местами образуют полосы почти широтного простирания, резко выступающие в рельефе в виде хребтов.

Близ широты г. Магнитогорска горная область начинает снижаться, высоты ее уже нигде не превосходят 1000 м и далее к югу она постепенно сменяется древними пенепами южной оконечности Урала, в той или иной степени расчлененными позднейшей эрозией.

Предгорья восточного склона Урала. Относительно узкая полоса предгорий восточного склона Урала часто описывается под названием увалистой полосы. Она характеризуется весьма сложным устройством поверхности, указывающим на глубокую денудированность ее рельефа. Здесь наряду с довольно многочисленными иногда крупными хребтообразными возвышенностями (хребты Ирендык 987 м, Крыкты 1120 м, Ильменский хребет 747 м) часто встречаются невысокие увалы, холмы, группы скалистых сопок, иногда очень небольшой абсолютной высоты (до 200—300 м).

Зауральский пенеппен. Предгорья восточного склона Урала на восток, часто довольно резко, сменяются так называемым Зауральским пенеппеном. Последний характеризуется равнинно-увалистым рельефом с абсолютными отметками на юге 300—500 м и в средней части Урала 200—300 м. К северу пенеппен выклинивается, и увалистая полоса граничит непосредственно с Западно-Сибирской низменностью, иногда по резко выраженному уступу рельефа (Ивдельский район).

Реки Зауральского пенеппена обнаруживают довольно заметный эрозионный врез, особенно близ границ с Западно-Сибирской низменностью, где они протекают в каньонообразных долинах глубиной до 30—60 м.

Западно-Сибирская низменность. Самой восточной областью является Западно-Сибирская низменность, представляющая собой почти плоскую аккумулятивную равнину, где палеозойские формации погребены под мощным покровом третичных и мезозойских осадков. Абсолютные высоты водоразделов почти не превышают 100—200 м. Реки протекают в очень широких пологих террасированных долинах.

ГИДРОГРАФИЯ

Реки

Реки Урала принадлежат различным бассейнам. На крайнем северо-западе описываемой территории протекают реки Северная Кельтма и Нем, притоки р. Вычегды, которая принадлежит бассейну р. Северной Двины. На крайнем севере западного склона находятся истоки р. Печоры. Вся остальная часть западного склона Урала принадлежит бассейну р. Камы, притоку р. Волги. Из притоков р. Камы более крупными являются р. Вишера (с р. Колвой), р. Чусовая (с притоками Усьвой, Койвой и др.), р. Белая (с притоками Уфой, Инзе-

ром и др.). Южная часть Уральского хребта дренируется р. Урал вместе с притоками.

Весь восточный склон Урала принадлежит бассейну р. Оби. Почти все реки восточного склона — Лозьва, Южная Сосьва и Пелым (система р. Тавды), Тура с притоками Ницей и Пышмой, Исеть, Уй, Аят — впадают в р. Тобол. Только на крайнем севере описываемой площади располагаются реки системы р. Северной Сосьвы, впадающей непосредственно в р. Обь, и р. Конда, впадающей в р. Иртыш.

Таким образом, в пределах описываемой территории весь восточный склон Урала принадлежит бассейну Северного Ледовитого океана, а западный, за исключением небольших участков, относящихся к Печорскому и Вычегодскому бассейнам, — к бассейну Каспийского моря.

Гидрографическая сеть Урала обладает большим разнообразием, связанным как с историей ее развития, так и с современными климатическими условиями. Так, например, если северная часть Урала расположена в зоне тайги с холодным очень влажным климатом и обладает хорошо развитой многоводной речной сетью, то на юго-востоке находятся степные области с маловодной речной сетью, частично пересыхающей в летнее время. Наряду с общей климатической зональностью на режим рек большое влияние оказывает сам Уральский хребет, который, образуя естественную преграду для влагоносных ветров преимущественно западных направлений, удерживает значительную часть влаги на своем западном склоне. В силу этого речная сеть западного склона Урала более многоводна и густа, чем на восточном склоне.

В общем, всю территорию Урала можно разделить на несколько гидрографических районов.

Горная область Урала. Эта область характеризуется большим количеством осадков и хорошо развитой речной сетью. Речная сеть здесь относительно густая, особенно на западном склоне Урала. Так, например, коэффициент густоты речной сети составляет на западном склоне Урала в бассейне р. Косьвы 0,21 км на 1 км², в бассейне р. Белой 0,3 км на 1 км², в то время как в бассейне р. Туры (восточный склон и Зауралье) он равен всего 0,13 км на 1 км². Озера редки, но довольно широко распространены болота. Речная сеть имеет строение преобладающе решетчатого типа. Продольные почти меридиональные отрезки речной сети, использующие древние межхребтовые ложбины, обычно широки, уклон рек в их пределах небольшой, течение спокойное, долины нередко заболочены. Напротив, в поперечных отрезках долины большей частью имеют горный характер, узки, порожицы, часто окаймлены скалами и местами образуют врезанные меандры (на западном склоне). В общем, на западном склоне Урала, особенно в более высокогорных районах, долины рек глубоко врезаны и нередко на значительном протяжении имеют вид настоящих каньонов, обладая порогами и перекатами. На восточном склоне значительной врезанностью долин, по А. П. Карпинскому, характеризуется лишь среднее течение рек близ выхода их в пределы Западно-Сибирской низменности, которые в этой части имеют пороги и перекаты.

В районах развития карбонатных пород вдоль рек наблюдаются формы свежего карста — пещеры, провальные воронки, поноры и пр. (реки Большой Инзер, Чусовая, Глухая Вильва, реки Уфимского плато и др.).

Модуль стока рек западного склона равный на севере 12—16 л/сек, снижается на юге до 5—10 л/сек, в то время как на восточном склоне модуль стока не превышает 7—8 л/сек.

Ниже приводятся некоторые сведения о наиболее крупных реках западного и восточного склонов Урала (табл. 1).

Таблица 1

Характеристика режима основных рек горной области Урала

Реки	Площадь водосбора, км ²	Длина, км	Коэффициент извилистости	Уклон, м/км			Среднегодовой расход, м ³ /сек
				в верховьях	в низовьях	средний	
Западный склон							
Вишера	31 190	452	1,1	—	—	0,36	204
Косьва	7 640	310	—	1,2	0,02	—	70
Чусовая	47 590	735	2,44	1,2	0,34	—	119,6
Сим	11 380	229	—	—	—	2,0	18,2
Восточный склон							
Сосьва	26 250	555	—	2,0	0,1	—	65,7
Тура	75 700	1015	—	—	—	0,3	167,7
Исеть	45 880	564	—	1,0	0,03	0,3	

Предгорья западного склона Урала. В этой области реки широкие, долины с относительно редкими суженными участками. Заболоченность незначительная. В связи с большим развитием известняков обычны карстовые явления (воронки, провалы, пещеры, исчезающие водотоки). Нередки выходы серных и других минерализованных источников. Реки характеризуются большой извилистостью (например, коэффициент извилистости р. Сылвы $>3,3$) и относительно небольшим средним уклоном (для р. Сылвы $0,3$ м/км).

Прикамская равнина. Орографически принадлежит Русской равнине. В северной своей части, в области древнего оледенения, долины рек отличаются большой шириной и пологими склонами, незаметно переходящими в равнинные водоразделы. Развиты озера и болота. Реки имеют малые уклоны и спокойное течение. Модуль стока $8-11$ л/сек.

В средней части равнины долины рек относительно глубоко врезаны и хорошо разработаны, но несколько менее водоносны, чем в северной. Главный сток вод в р. Каму происходит за счет левобережных притоков, стекающих с Урала. Модуль стока $5-8$ л/сек. Кама является самым крупным притоком р. Волги. Описываемой территории принадлежит значительная часть ее бассейна, за исключением самых верховьев и нижнего течения. Общая длина р. Камы 2009 км; площадь бассейна $518\,650$ км²; средний уклон составляет: от устья р. Весляны (близ западной границы описываемого района) до устья р. Вишеры $0,084$ м/км; от устья р. Вишеры до г. Перми — $0,063$ м/км; от г. Перми до устья р. Камы — $0,054$ м/км. Амплитуда колебания уровня р. Камы у г. Перми составляет $11,95$ м. Средний многолетний расход воды в этом же пункте 1767 м³/сек.

Зауралье. Однообразная почти плоская низменность к востоку от Урала пересечена редкими неглубокими долинами рек, текущих в восточном, юго-восточном и северо-восточном направлениях, со слабо развитой сетью боковых притоков. Питание рек Зауралья происходит главным образом за счет их верховий, расположенных в горной части Урала. В направлении с севера на юг заметно понижается многоводность рек. Модуль стока с $4-8$ л/сек на севере падает до $1-4$ л/сек на юге. На севере водораздельные пространства заняты сфагновыми болотами, на юге в их пределах много пресных и соленых озер.

Главная водная артерия Зауралья — р. Тобол имеет длину 1236 км и площадь бассейна 337 890 км². Однако площадь водосбора этой реки фактически значительно меньше, так как на обширных водоразделах широко распространены бессточные озера. Средний уклон р. Тобола 0,24 м/км, но основное падение уровня происходит в верховьях реки — до г. Кустаная. Ниже устья р. Исети уклон составляет всего 0,037 м/км. Средний многолетний расход воды р. Тобола в низовьях (с. Липовское) составляет 774 м³/сек.

Озера

В пределах описываемой территории озера распространены неравномерно. В Приуральской части Русской равнины, на Уфимском плато и в предгорьях западного склона Урала их сравнительно немного. Весьма ограниченно они распространены и в горной области Урала, и в предгорьях восточного склона; особенно широким распространением озера пользуются в Зауралье — в Западно-Сибирской низменности, и в средней части Зауральского пенепплена.

Озера Приуралья и западных предгорий Урала. Наиболее характерны пойменные озера, расположенные по долинам рек Камского бассейна, хотя в северной части Приуралья, в области древнего оледенения, встречаются озера и вне речных долин. Пойменные озера обычно невелики по размерам и располагаются большей частью в нижнем и среднем течении рек, имеют удлиненную и часто подковообразную форму. Глубина их в большинстве случаев не превышает 6 м. В пределах Башкирской АССР в долинах рек Белой, Уфы и Большого Ика зарегистрировано 703 озера общей площадью 65,4 км².

Озера горной области и предгорий восточного склона Урала. Озера здесь редки, что обусловлено дренирующим влиянием хорошо разветвленной речной сети, а также зарастанием и заболачиванием существовавших ранее озер. Наиболее крупными являются озера Тургояк в районе г. Миасса площадью 26,9 км² при средней глубине 20,5 м, и Зюрат-Куль в районе г. Златоуста площадью 6,25 км² при средней глубине 1,7 м. Озеро Тургояк имеет большую глубину и каменистое дно. Рельеф дна представляет собой ряд продольных углублений, разделенных грядами, вытянутыми в меридиональном направлении. К этой же группе относится система Княспинских озер в районе г. Серова.

Озера Зауральского пенепплена. Озера этой области нередко вытягиваются в цепочки почти меридионального направления и особенно широко развиты в средней части области (Кыштымско-Каслинско-Уфалейская и Миасская группы озер). Глубина озер подвержена значительным колебаниям. В. Н. Лебедев (1909) классифицировал озера по их глубинам и типу профилей и пришел к следующим выводам. Наиболее глубокие озера (10—20 м и более) имеют в рельефе дна ряд высоких гребней со сменяющимися глубокими ямами; для этих озер характерны крутые подводные склоны и отвесные берега (Увильды, Иртяш). Наиболее мелкие озера (глубиной до 5 м) имеют совершенно ровное дно при небольшом его подъеме только близ самых берегов (Силач, Сугояк). Наряду с этими двумя типами наблюдаются озера с промежуточными глубинами (Сунгул, Большие Касли и др.). Озера располагаются на абсолютных отметках от 223 до 315 м. Площадь водного зеркала варьирует от 16 до 7000 га. По берегам многих озер наблюдаются береговые валы, сложенные песчаным, иногда песчано-галечным материалом, местами с крупными валунами, в количестве до двух, реже трех-четырёх валов.

Вопрос о происхождении озер пока остается не ясным. Часть озер, по мнению одних исследователей, имеет тектоническое происхождение (Большой Иткуль, Миассово, Банное и др.); для некоторых озер высказываются суждения об их карстово-суффозионном генезисе (Учалы, Аушкуль и др.).

Озера Западно-Сибирской низменности. В прилегающей к Уралу площади Западно-Сибирской низменности находятся многочисленные озера, особенно в ее южной части. На широте г. Свердловска озера начинают редеть и далее к северу сменяются обширными болотами, среди которых в бассейне рек Пельма и Конды локально появляются крупные озерные водоемы. Преобладающая часть озер приурочена к почти плоским водораздельным пространствам, имея самые различные размеры: от мелких блюдец-западинок, заполненных водой только в начале лета, до озер с поперечником в 10 км и более. Озерные котловины плоские и мелкие. Как правило, их средняя глубина не превышает 3—4 м. Многие озера, зарастая и заиливаясь, переходят в болота. В северной части площади наблюдаются только пресные озера. К югу от 56° с. ш. наряду с пресными появляются засоленные озера, количество которых резко возрастает южнее широты г. Челябинска.

По количеству и составу растворенных солей озера, расположенные даже в тесном соседстве, часто существенно различаются. Из 612 озер, учтенных М. О. Клером на территории бывшего Челябинского уезда, пресными являются 379, солоноватоводными 75, солеными 35, горько-солеными 71, горькими 7, мыльно-щелочными 45. Воды некоторых из горько-соленых озер обладают лечебными свойствами.

Кроме озер, на Урале имеются довольно многочисленные водоемы в виде искусственных прудов, общее количество которых достигает нескольких тысяч. Они располагаются в системах рек Чусовой, Сылвы, Белой, Уфы, Туры, Тагила, Исети и др., и характер их очень различен. Здесь имеются пруды при горных заводах, пруды при мельницах, пруды-водохранилища.

Сеть заводских прудов создавалась на Урале при развитии горных заводов с конца XVII века. Пруды-водохранилища в настоящее время начинают приобретать большое значение в связи со строительством крупных населенных пунктов и промышленных предприятий, особенно в южных районах Урала.

Болота

В распространении болот на описываемой территории могут быть подмечены некоторые общие закономерности. Болота пользуются огромным развитием в северных районах Урала, но относительно редки и незначительны по размерам южнее 55° с. ш.

По основным речным бассейнам учтенные болота распределяются следующим образом (табл. 2).

Водораздельные болота, имеющие атмосферное и частью грунтовое питание, представляют собой обычно верховые — сфагновые болота, реже болота переходного типа. Заболоченные поймы и террасы заняты обычно болотами низинного типа.

КЛИМАТ

Описываемая территория, расположенная между 52° и 62° с. ш. и включающая как горные области, так и равнины, в климатическом отношении является далеко не однородной. Северные части ее заметно отличаются от южных, а западные от восточных.

Таблица 2

Характеристика болот в бассейнах главных рек Урала

Реки	Число болот	Общая площадь болот, км ²	% заболоченности	Типы болот (распределение в %)		
				Верховые	Переходные	Низинные
Кама	897	9 519	2,4	39,31	15,64	45,04
Тобол	1239	27 219	9,5	21,5	32,0	46,5
Урал	30	176	0,06	7,42	—	92,58

Преобладающие на Урале западные ветры приносят влагу, значительную часть ее оставляют в Приуралье и на западном склоне Урала. Поэтому западная часть Урала имеет большую влажность и облачность, большее количество осадков и более мощный снеговой покров, чем восточный склон Урала и Зауралье.

Многолетние среднемесячная и годовая температуры воздуха для пунктов, расположенных в различных местах описываемой территории, характеризуются следующими показателями, приведенными в табл. 3.

При общем повышении средних температур к югу последние зависят также от высоты местности. В летнее полугодие с увеличением высоты местности на каждые 100 м температура воздуха в среднем понижается на 0,5°. Зимой на вершинах и склонах температура воздуха нередко бывает выше, чем в низинах, где застаивается охлажденный воздух.

Количество выпадающих осадков на Урале за разные годы и в разных местах подвержено существенным колебаниям. В целом, однако, можно подметить, что к западу от Уральского хребта и на его горных вершинах осадков выпадает больше, чем к востоку от него. Среднегодовые количества осадков приведены в табл. 4.

В то же время различие в количестве осадков, даже для близко расположенных мест, находящихся в различных условиях рельефа, бывает значительным. Так, в Свердловске количество осадков составляет 443 мм, а в его окрестностях в 20 км от города 556 мм.

Распределение осадков по месяцам показано в табл. 5.

Количество осадков в засушливые годы может падать до 66—46% и даже до 31% от средних норм осадков; в особо влажные годы оно может составлять 130—162% по отношению к средним величинам.

Наиболее раннее появление устойчивого снегового покрова — в середине октября, наблюдается на северо-востоке Урала в бассейнах рек Туры и Тавды. Становление снегового покрова на юге завершается к 15—20 ноября, причем в возвышенных участках Урала снег, как правило, выпадает ранее, чем на прилегающих равнинах. К югу от 57° с. ш. отмечается существенное различие между Приуральем и Зауральем — в Приуралье снег выпадает на 20—30 дней ранее, чем в районах Челябинска, Троицка, Кургана. Таяние снегового покрова начинается в первых числах апреля в южных районах Урала и завершается около 20 апреля в северных районах. Исключение представляют горные вершины Северного и Южного Урала, где таяние снега задерживается местами до июня месяца, а в глубоких затемненных впадинах и дольше.

Глубина промерзания почвы достигает максимума в марте, колеблясь в разных местах от 0,5 до 2 м. Отрицательные температуры

Таблица 3

Данные среднемесячной и годовой температур воздуха для различных районов Урала (t°С)

Станция	Месяцы												Годовая
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	
Приуралье													
г. Соликамск (север)	-16,3	-13,8	-7,9	+1,6	+8,6	+14,9	+17,4	+14,4	+8,5	+0,8	-7,5	-14,0	+0,6
г. Оса (средняя часть) . . .	-15,8	-14,5	-8,1	+1,9	+10,9	+16,2	+18,6	+16,1	+9,6	+2,2	-6,0	-13,2	+1,5
г. Стерлитамак (юг)	-15,4	-14,4	-7,8	+3,3	+13,2	+18,1	+19,9	+17,4	+11,2	+3,5	-4,9	-12,9	+2,6
Урал													
Гора Полюдов Камень (север)	-17,3	-15,9	-9,7	-1,0	+5,3	+12,0	+15,0	+12,4	+5,9	-2,2	-10,3	-15,4	-1,8
г. Свердловск (средняя часть)	-15,6	-13,6	-7,4	+2,1	+9,9	+15,2	+17,3	+14,8	+9,0	+1,2	-7,1	-13,6	+1,0
Гора Таганай (юг)	-15,7	-14,3	-11,2	-2,8	+5,0	+10,3	+12,1	+10,5	+4,7	-3,2	-9,0	-14,5	-2,3
г. Златоуст (юг)	-15,4	-13,9	-8,0	+1,2	+9,6	+14,7	+16,3	+14,0	+8,3	+0,9	-6,9	-13,5	+0,6
Зауралье													
с. Гари (север)	-18,1	-15,2	-7,7	+1,2	+8,6	+14,7	+17,2	+14,7	+8,6	+0,1	-9,7	-16,3	-0,2
г. Талица (средняя часть)	-15,9	-14,4	-7,6	+2,4	+10,8	+16,4	+18,3	+15,7	+9,9	+1,9	-7,0	-14,0	+1,4
с. Звериноголовское (юг) .	-17,8	-16,6	-10,5	+2,2	+12,3	+17,4	-19,4	+17,1	+10,9	+2,6	-7,5	-15,3	+1,2

Таблица 4

Среднегодовое количество осадков (в мм)

Предгорья западного склона		Горная область		Предгорья восточного склона	
г. Чердынь	575	гора Полдюдов Камень	608	с. Гари	428
г. Кизел	721	г. Билимбай	514	г. Свердловск	443
г. Уфа	584	гора Таганай	736	с. Звериноголовское	335

Таблица 5

Месячное и годовое количество осадков (в мм)

Станции	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII
Пермь	37	31	34	28	51	66	79	72
Свердловск	16	13	16	20	48	64	77	67
Челябинск	15	14	17	20	35	52	71	56
Курган	13	10	11	14	30	41	50	43

Продолжение табл. 5

Станции	IX	X	XI	XII	Холодный период XI—III	Теплый период IV—X	За год
Пермь	64	53	54	42	198	413	611
Свердловск	42	32	26	22	93	350	443
Челябинск	33	31	23	22	91	298	389
Курган	25	25	22	18	74	228	302

в глубь почвы проникают быстрее в южных районах, где промерзший слой почвы достигает большей мощности, чем в северных районах Урала. Это обстоятельство обусловлено меньшей толщиной снегового покрова в южных районах Урала.

Толщина ледяного покрова рек в течение зимы на Урале постепенно возрастает от 19—50 см в ноябре, до 50—100 см в марте. В горных реках местами происходит образование наледей, связанных обычно с выходами на поверхность грунтовых вод. Ледяной покров пресных озер достигает несколько большей мощности и составляет 90—120 см. С образованием ледяного покрова озер связано происхождение по берегам некоторых озер так называемых озерно-моренных накоплений, обусловленных выплывающим действием расширяющегося льда.

Многие соленые озера совсем не замерзают ввиду значительной концентрации солей, другие покрываются непрочным ледяным покровом, образующимся от замерзания кашеобразной смеси соленой воды и снега. Весенний паводок проходит по всем рекам. В связи с климатической зональностью он ранее всего начинается в южных районах Урала, обычно в первой половине апреля, в то время как в северных районах — в конце апреля — начале мая. Весенний паводок имеет различную продолжительность, это зависит от размеров рек. Так, например, продолжительность весеннего паводка достигает 1,5 месяца для р. Камы и даже 2—3 месяца для р. Тобола.

ПОЧВЕННО-РАСТИТЕЛЬНЫЙ ПОКРОВ

Описываемая территория характеризуется большим разнообразием почвенно-растительного покрова. Согласно И. М. Крашенинникову, в ее пределах могут быть выделены три почвенно-растительных зоны: а) подзолисто-таежно-лесная; б) лесостепная зона серых почв и выщелоченных черноземов; в) черноземная зона умеренно влажных степей. Отдельные островки пятнистой горной тундры покрывают крупные горные вершины Северного и Южного Урала в их гольцовой части.

Подзолисто-таежно-лесная зона занимает обширные площади Урала. В Приуралье ее южная граница проходит примерно около $55^{\circ} 30'$ с. ш., в Зауралье под 57° с. ш., в пределах же горного Урала — проникает на юг в виде глубокого языка до 53° с. ш.

Основным типом растительного покрова этой зоны являются еловые и елово-пихтовые леса с примесью кедра на севере и лиственные в Западно-Сибирской низменности. К ним подмешиваются сосна, рябина, можжевельник. На песчаном и сухом каменистом субстрате развиваются сосновые боры. Наряду с этими первичными комплексами широко распространены смешанные леса из ели, пихты, сосны, лиственницы, березы и осины в разных сочетаниях, представляя собой нередко вторичные группировки, возникшие под влиянием вмешательства человека.

В северной половине зоны, а также в горных районах развиты обширные площади заболоченных лугов, травянистых и моховых болот, приуроченные к долинам рек, их склонам или водораздельным пространствам.

В южной части зоны заболоченность более локализована, а в составе лесов пользуются распространением лиственные породы, развитие на оподзоленных почвах и состоящие из березы и осины; на песках же произрастают сосновые боры.

В Приуралье растительный покров на севере представлен елово-пихтовой тайгой, в значительной степени заболоченной. На юге хвойную растительность вытесняют лиственные леса. В северной части Урала преобладают елово-пихтовые леса с примесью кедра и со значительными массивами березняков наряду со сфагновыми торфяниками. Южнее, в районе Карпинска, в связи с каменистостью почв преобладают сосновые леса, а еще южнее, на больших распаханных пространствах, развиваются вторичные растительные группировки.

Примыкающая к Уралу часть Западно-Сибирской низменности характеризуется большой заболоченностью. В районе Пелыма огромные площади заняты болотами, среди которых выступают массивы болотно-хвойных лесов. Южнее, в Туринском районе, заболоченность уменьшается, здесь преобладают елово-пихтовые леса, чередующиеся с сосновыми и сменяющиеся местами вторичными смешанными лесами. Этот характер растительности сохраняется и еще южнее, в районе р. Тавды, но уже при значительном развитии песков с растущими на них сосновыми борями.

Лесостепная зона серых почв и выщелоченных черноземов примыкает с юга к вышеописанной и распространяется в Приуралье почти до 52° с. ш., а в Зауралье примерно до 54° с. ш. Кроме того, крупное пятно почвенно-растительных образований, свойственных данной зоне, вкраплено в Красноуфимско-Кунгурском районе среди таежно-лесной зоны. В пределах самого Урала эта зона почти отсутствует.

Приуралье, в пределах данной зоны, характеризуется развитием серых и темно-серых почв и выщелоченных черноземов на открытых безлесных площадях. Из древесной растительности в северной части

зоны преобладают березовые перелески с примесью осины, дуба и местами хвойных деревьев. Южное Приуралье имеет первичные широколиственные леса, а на песчаных грунтах, например вдоль долины р. Белой, сосновые боры. Сильная распаханность существенно сказалась в появлении вторичных растительных группировок.

Предгорья Урала и Зауральский пенеппен представляют собой довольно пеструю картину в почвенно-растительном отношении. Широко развиты осиновые и березовые леса на оподзоленных почвах и деградированных черноземах, луговые степи на черноземах (ныне распаханые); на севере зоны встречаются торфяно-болотные почвы.

Лесостепная зона Западно-Сибирской низменности характеризуется значительным своеобразием в связи с проявлением засоления и солонцеватостью почв, обусловленных засоленностью выступающих во многих местах палеоген-неогеновых отложений.

На выходах палеоген-неогеновых опок и трепелов, а также на песчаных палеоген-неогеновых и четвертичных отложениях произрастают сосновые боры. По направлению к югу появляется все большее и большее количество березовых колков, особенно охотно растущих в западинах. На лёссовидных суглинках развиты черноземные степи. Болотно-солончаковые участки, влажные солончаковые луга, солонцы и солончаки вокруг озер встречаются довольно часто, особенно в южных широтах.

Черноземно-степная зона, развитая на крайнем юге описываемой площади, а также образующая значительный участок в Приуралье, к западу от г. Уфы среди лесостепной зоны, характеризуется ограниченным развитием лесной растительности в виде березовых колков на увлажненных участках и сосновых боров, главным образом на гранитных массивах. Широко развиты ковыльные и каменистые степи на черноземах. На участках палеоген-неогеновых пестроцветных глин часто наблюдаются солонцы.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ УРАЛА

Цель настоящего очерка — дать самое общее представление о геологическом строении описываемой территории в том плане, как это отображается на современных геологических картах. Более детально геологическое строение описываемой территории освещается в соответствующих разделах этого тома: «Стратиграфия», «Тектоника» и «Магматизм».

Урал представляет собой сформировавшуюся в течение длительной и многообразной истории развития сложную геосинклинальную складчатую систему, относящуюся к Урало-Тяньшаньскому (Урало-Алтайскому) геосинклинальному поясу и к западной части обширной Урало-Сибирской палеозойской геосинклинальной области.

Уральские складчатые структуры в открытой их части протягиваются с севера, от берегов Карского моря и Байдарацкой губы с резким преобладанием длины (2550 км) над шириной (от 100 до 250 км). На западе они ограничиваются Предуральским палеозойским предгорным прогибом, который отделяет Урал от восточной части Русской платформы. В северной и полярной частях к Уралу причленяются с северо-запада структуры Тимана и Пай-Хоя и параллельные им более мелкие поднятия — антиклиналь Чернова и другие.

К северу от стыка Урала и Тимана располагается обширное Печорское погружение (по Н. С. Шатскому — синеклиза в Русской платформе), захватывающее северную часть Предуральского прогиба, а также часть уральских и пайхойских палеозойских структур. К юго-западу от Мугоджар находится другое крупное погружение — Прикаспийское (Урало-Эмбенское), в которое также вовлечены южные окончания Предуральского (Бельского) прогиба. В Печорском и Прикаспийском погружениях развиты мощные толщи мезозойских и кайнозойских отложений. Под такие же отложения Арало-Каспийской низменности погружаются на юге все уральские палеозойские структуры.

На востоке, в области Восточного Зауралья, уральские структуры постепенно погружаются под мезозойские и кайнозойские отложения, суммарная мощность которых, в общем, увеличивается с продвижением на восток, в глубь Западно-Сибирской низменности. Западная граница сплошного покрова мезозойских и кайнозойских отложений протягивается вдоль всего восточного склона Урала, но представляет собой очень неровную линию. На Полярном Урале эта граница заходит далеко на запад, до центральной зоны всей складчатой системы. С продвижением на юг она то постепенно, то довольно резко (в районе Бурмантово, в Верхотурском и Салдинском районах) отклоняется к востоку.

Современный Урал с его западным склоном, центральной зоной и восточным склоном представляет собой лишь западную часть уральских складчатых структур. Восточная часть этих структур, погребенная

под покровом мезозоя и кайнозоя, прослеживается довольно далеко на восток. На Среднем Урале восточная граница уральских складчатых структур проходит примерно восточнее Тюмени и Кургана.

По характеру строения и типу структур, по времени и условиям формирования, а также по характеру и составу слагающих их пород на описываемой территории выделяются несколько крупнейших структурных зон. Эти зоны в той или иной мере непрерывно протягиваются вдоль всего Урала и всюду сохраняют относительно друг друга определенное взаимоположение (см. Тектоническую схему в кн. 2, т. XII).

Вдоль западной границы Урала протягивается Предуральский позднепалеозойский прогиб. К востоку от него располагается Западно-Уральская внешняя зона развития складчатого палеозоя.

Еще восточнее, вдоль всего Урала протягивается Центрально-Уральское древнее (докембрийско-кембрийское) поднятие, в котором выделяется ряд крупных структур. Из них Башкирский мегантиклинорий относится к западным зонам древней (протерозойско-кембрийской) геосинклинали; он отчетливо выражен и вскрыт на Южном Урале с возможным северным продолжением его в Полюдовом кряже.

На восточном склоне Урала, непосредственно к востоку от Центрально-Уральского поднятия, располагается Тагильско-Магнитогорский палеозойский прогиб, сложенный осадочно-вулканогенными толщами среднего палеозоя, также протягивающийся по всему Уралу, но в северных, приполярных и полярных районах в большей своей (восточной) части скрытый под мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Этот прогиб отделяет Восточно-Уральское поднятие от Центрально-Уральского. Северную часть Тагильско-Магнитогорского прогиба составляет Тагильский мегасинклинорий, южную (на Южном Урале) — Магнитогорский мегасинклинорий.

Восточно-Уральское палеозойское поднятие охватывает большую часть восточного склона Среднего и Южного Урала и является областью широкого развития варисских гранитовых интрузий. К северу от Салдинского и Верхотурского районов это поднятие погружается под сплошной покров мезозойских и кайнозойских осадков.

Еще далее на восток располагается сложный по форме Восточно-Уральский палеозойский прогиб, который к северу от Алапаевска полностью, а к югу — в значительной или в большей его восточной части — закрыт мезозойско-кайнозойскими отложениями.

Область Зауралья охватывает западную часть Западно-Сибирской плиты и Тургайский прогиб, палеозойское основание которых покрыто чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. В Среднем и Южном Зауралье (к югу от 58° с. ш.), в палеозойском фундаменте выделяются: Зауральское поднятие с развитыми в нем гранитовыми массивами и далее на восток Тюменско-Кустанайский прогиб и за ним Тобольско-Кушмурунское поднятие. Три последние структуры в Среднем Зауралье полностью, а в Южном почти полностью (кроме обнажений по некоторым рекам) закрыты мезозойскими и кайнозойскими осадками.

На стыке крупных зон поднятий и прогибов отмечаются весьма протяженные (на сотни километров) перидотитовые пояса, фиксирующие глубинные зоны разломов.

Таковы в самых общих чертах границы Уральской складчатой системы, а также главные структурные зоны Урала и прилегающих к нему частей Западного Приуралья и Восточного Зауралья.

Перейдем теперь к краткой характеристике каждой из перечисленных структурных зон. При этом рассмотрим сначала зону Центрально-Уральского поднятия и прилегающие к нему структуры западного склона Урала, а также структуры Западного Приуралья, а затем струк-

турные зоны и крупные структуры восточного склона и области Восточного Зауралья.

Центрально-Уральское поднятие сложено в основном древними доордовикскими образованиями и представляет собой сложное антиклинальное сооружение, включающее ряд крупных антиклинальных структур, разделенных синклинальными погружениями разной формы, имеющими значительно меньшие размеры (см. Геологическую карту и Тектоническую схему в кн. 2, т. XII).

Крайней западной положительной структурой в этой зоне является расположенный на западном склоне Южного Урала Башкирский мегантиклинорий, в котором развиты наиболее древние докембрийские образования. Самыми древними из них являются породы тараташского комплекса: гнейсы, слюдяные и другие кристаллические сланцы, амфиболиты, железистые кварциты (джеспилиты), а также залегающие в них интрузивные тела ультрабазитов, габбро и гранитов. Весь этот комплекс пород, слагающий Тараташский антиклинорий, рассматривается как выступ древнего кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы и по возрасту относится к архею или раннему протерозою.

Выше тараташского комплекса последовательно снизу вверх залегают следующие серии верхнепротерозойских отложений: бурзянская, юрматинская и каратауская. Каждая из этих серий отделяется от других стратиграфическими перерывами и угловыми несогласиями и подразделяется на свиты. Нижние из этих свит обычно сложены обломочными породами, которые выше сменяются песчано-глинистыми и карбонатными осадками. Каждая серия, таким образом, отвечает определенному этапу осадконакопления, завершающемуся поднятиями в древнем геосинклинальном прогибе или в определенной его зоне с последующим размывом.

К бурзянской серии относятся (снизу вверх): айская свита терригенных осадков, основных эффузивов и сланцев, залегающая с глубоким размывом на отложениях тараташской свиты; саткинская и еще выше бакальская свиты терригенно-карбонатных отложений.

В юрматинской серии выделяются: машакская свита, представленная в различной степени метаморфизованными основными и кислыми вулканогенными и терригенными породами; зигальгинская свита метаморфизованных обломочных пород; зигазино-комаровская свита терригенных и измененных вулканогенных пород; авзянская свита карбонатных и терригенных отложений.

В составе каратауской серии выделяются: зильмердакская свита аркозовых кварцитов и кварцитовидных песчаников, конгломератов, алевролитов и глинисто-филлитовых сланцев; катавская карбонатная свита; инзерская свита терригенных метаморфизованных пород и миньярская свита карбонатных отложений.

В крыльях (в основном в западном крыле) Башкирского мегантиклинория развиты терригенные отложения ашинской свиты. По возрасту она относится большинством геологов к кембрию, но существуют и иные мнения: с одной стороны, о ее верхнепротерозойском и, с другой — о ее ордовикском возрасте.

Интрузивные породы, развитые в Башкирском мегантиклинории, относимые по возрасту к позднему протерозою, представлены габбро и габбро-диабазами Кусинской группы массивов, гранитоидами Рябиновского массива, гранитами рапакиви, а также щелочными и нефелиновыми сиенитами Бердяушского массива. Все эти интрузивные породы образовались в юрматинское время, в основном в конце машакской эпохи. Бердяушская интрузия гранитов рапакиви, по мнению М. И. Га-

рая, относится к заключительным стадиям бакальской фазы тектонических движений. С той же и последующими фазами движений, происходивших в позднем протерозое (авзянская и миньярская фазы), а также и позднее — в раннем палеозое, связывается развитие многочисленных даек диабазов и габбро-диабазов, составляющих своеобразную «диабазовую формацию».

В северной части Башкирский мегантиклинорий представляет собой сложную Тараташскую антиклинальную структуру, в которой развиты и чередуются между собой крупные, чаще открытые прямые или слабоасимметричные антиклинальные и синклинальные структуры, осложненные, в свою очередь, более мелкими складками различных порядков и разрывными нарушениями. Общее простирание мегантиклинория в его северной описываемой части северо-восточное и в крайнем северном окончании — меридиональное. К югу, за пределами территории, описываемой в настоящем томе, Башкирский мегантиклинорий, где в нем основную роль играет Ямантауский антиклинорий, имеет общее меридиональное простирание.

К северу Башкирский мегантиклинорий быстро погружается под более молодые отложения. Возможным продолжением его на Северном Урале считаются антиклинальные поднятия Полюдова кряжа и Ксенофоновская антиклиналь, в которой обнажаются породы, сопоставляемые с отложениями каратауской серии.

Внутри крупных структур кроме нормальных складок различных порядков с относительно пологим падением крыльев на восток и на запад в пределах Башкирского мегантиклинория широко развиты асимметричные складки с более крутым падением крыльев. Нередко складки приобретают сложные формы с наклоном осевых плоскостей на запад, реже на восток. Наряду со складчатостью характерным структурным элементом мегантиклинория являются крупные тектонические разломы, развитые главным образом на границах структурно-фациальных зон, а также на границах антиклиналей и синклиналей.

Башкирский мегантиклинорий ограничивается с востока Зилаирским синклинорием, отделяющим его от Уралтауского мегантиклинория. В последнем в пределах описываемой территории развиты в основном также верхнепротерозойские образования преимущественно юрматинской серии, которые образуют складчатые структуры северо-восточного простирания, близкие по своему характеру к структурам Башкирского мегантиклинория, но заметно усложненные, часто асимметричные с более крутым падением западных крыльев в антиклиналях по сравнению с падением восточных крыльев. На отложениях перечисленных выше свит с большим размывом залегают песчаники, кварцито-песчаники, аркозовые кварциты, филлитовидные сланцы зильмердакской (уйташской) свиты, образующие наложенные синклинали северо-восточного и иных простираний, разных форм и размеров.

В северной части Уралтауского мегантиклинория амфиболиты, гнейсы, мигматиты, различные кристаллические и метаморфические сланцы (нередко по эффузивам основного и кислого состава) с прослоями мраморов, песчаников и кварцитов слагают крупный Уфалейский антиклинорий. Возраст перечисленных толщ остается невыясненным. Лишь на основе крайне приближенного сопоставления разреза их, с одной стороны, с разрезами древних толщ, развитых в более южных районах (в Златоустовском районе), а с другой стороны, с разрезами доордовикских толщ более северных структур центральной зоны уфалейский комплекс пород условно датируется в диапазоне верхнего протерозоя — кембрия.

С востока Уралтауский мегантиклинорий ограничивается серией крутопадающих на восток сбросов и крупным глубинным Таловско-Кемпирсайским разломом, отделяющими мегантиклинорий от Магнитогорского мегасинклинория.

При общем погружении Уралтауского мегантиклинория в его северной части на север на продолжении мегантиклинория в этом направлении располагается Билимбаевская седловинная структура, сложенная ордовикскими, силурийскими и частью среднедевонскими отложениями. Эта структура отделяет от Уралтауского мегантиклинория другую крупную положительную структуру Центрально-Уральского поднятия — Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий. Последний сложен доордовикскими отложениями, среди которых присутствуют карбонатные фации клыктанской и терригенные осадки ослянской свиты; в разной степени метаморфизованные эффузивы и карбонатно-терригенные породы висимской свиты; терригенные, частью карбонатные и вулканогенные породы косьвинской свиты; терригенные преимущественно глинисто-песчанистые и другие молассовые и флишиодные осадки ашинской свиты. Перечисленные свиты разделяются стратиграфическими и местами угловыми несогласиями. Вопрос о возрасте этих свит остается в значительной степени нерешенным и спорным. Одни исследователи считают все перечисленные свиты верхнепротерозойскими, другие относят клыктанскую и висимскую к верхнему протерозою, а косьвинскую и ашинскую — к нижнему кембрию, третьи считают, что ослянская, висимская и косьвинская свиты имеют нижнекембрийский, ашинская — нижеордовикский возраст. На сводных геологических картах Урала, составленных в последнее время, клыктанская свита относится к верхнему протерозою, ослянская и висимская показываются общим знаком верхнего протерозоя — кембрия, косьвинская и ашинская свиты датируются кембрием. Доордовикский возраст отложений клыктанской, висимской и косьвинской свит убедительно доказывается налеганием на них с размывом и часто с угловым несогласием базальных конгломератов нижнего ордовика (тельпосская свита).

В тектоническом отношении Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий представляет собой огромную и сложную антиклинальную структуру, в которой выделяются два крупных антиклинория — Кваркушский на севере и Каменногорский на юге, разделенные Усьвинско-Серебрянской седловинной структурой. Эти крупные структуры расчленяются на складки разных порядков, чаще вытянутые в меридиональном и субмеридиональном направлениях. Осевые плоскости складок часто наклонены на запад. Нередко складки имеют изоклинальную форму, но часто они асимметричны с более крутым западным, а нередко и с восточным падением западных крыльев, и несколько более пологим восточным падением восточных крыльев в антиклиналях.

К востоку от Кваркушского антиклинория располагается Улсовско-Койвинский синклинорий, протягивающийся с севера на юг и отделяющий Кваркушко-Каменногорский мегантиклинорий от Ляпинско-Исовского мегантиклинория. В своей южной части, в районе пос. Теплая Гора и пос. Промысла, Улсовско-Койвинский синклинорий на юго-западе сливается с Усьвинско-Серебрянской седловинной структурой, являющейся как бы южным его продолжением, а на юго-востоке он сливается с западным крылом Тагильского мегасинклинория, где и протягивается в виде слабо выраженной синклинали с севера на юг, ограничиваясь на западе Каменногорским антиклинорием.

В ряде мест восточное крыло Улсовско-Койвинского синклинория срезано и перекрыто надвинутыми с востока доордовикскими породами

Ляпинско-Исовского мегантиклинория по плоскостям, падающим под разными углами (чаще круто) на восток.

В пределах описываемой территории Урала Ляпинско-Исовской мегантиклинорий представлен Верхнепечорско-Исовским антиклинорием, который сложен метаморфизованными терригенными отложениями хобеинской свиты и вулканогенно-осадочными измененными (местами с прослоями мраморов) породами маньинской свиты. Возраст отложений обеих названных свит понимается разными исследователями различно: одними как верхнепротерозойский, другими как кембрийский. В последнее время накапливается все больше и больше данных (находки археациатоподобных органических остатков, взаимоотношения с ордовиком в приполярных и полярных районах Урала) в пользу кембрийского их возраста. Все же с учетом нерешенности этого вопроса на последних сводных геологических картах эти отложения датируются в диапазоне верхнего протерозоя — кембрия.

Верхнепечорско-Исовской антиклинорий имеет сложное строение, обусловленное развитием в нем многочисленных складок разных порядков и форм, иногда очень напряженных, запрокинутых на запад и осложненных многочисленными разрывными нарушениями. В ядрах крупных антиклиналей выходят отложения хобеинской свиты, крылья их, а также синклинальные складки сложены породами маньинской свиты.

Западное крыло антиклинория на Приполярном и Северном Урале, так же как и западное крыло Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория, переходит в Западно-Уральскую зону складчатости. Этот переход совершается довольно сложно через складки разных порядков и различных конфигураций. Крылья этих складок, сложенных в северной части описываемой территории, севернее Кваркушского хребта, ордовикскими отложениями, часто осложнены и срезаны тектоническими нарушениями типа надвигов, плоскости которых чаще круто падают на восток.

Из интрузивных образований в пределах Верхнепечорско-Исовского и Кваркушко-Каменногорского мегантиклинориев и Улсовско-Койвинского синклинория развиты в виде не крупных и неправильных массивов: габбро и гранитоиды гор Юбрышки и Шудьи, по-видимому, кембрийского возраста, ультрабазиты в районе р. Улс и верхнего течения р. Вишеры (Вишерского пояса), а также многочисленные дайки диабазов и габбро-диабазов разного возраста, от кембрия до раннего и, может быть, среднего девона. В более северных районах Ляпинско-Исовского мегантиклинория (в Ляпинском антиклинории) в виде многочисленных крупных и мелких массивов широко развиты граниты кембрийского (салаирского), частью среднепалеозойского, а также позднепалеозойского возраста.

Западно-Уральская зона линейной складчатости прилегает с запада к Центрально-Уральскому поднятию. Эта зона, сформировавшаяся в основном в среднем и позднем палеозое, протягивается с севера на юг вдоль всего западного склона, охватывая большую часть его. От г. Чусового на севере до пос. Усть-Катав на юге она образует огромный дугообразный изгиб к востоку, называемый обычно (главным образом, в средней его части — в районе от пос. Староуткинска на севере до пос. Айлино на юге) Уфимским амфитеатром. В описываемой части этой зоны на отложениях ашинской и более древних свит, слагающих западные крылья крупных антиклинальных структур Центрально-Уральского поднятия, залегают ордовикские, силурийские и девонские терригенные и карбонатные осадки. Ордовикские и силурийские отложения развиты в основном на Северном Урале в бас-

сейнах рек Вишеры и Колвы, а также в средней части Уфимского амфитеатра. Силурийские отложения, кроме того, развиты в районе пос. Безгодovo, где они слагают Безгодовскую синклинали. Ордовикские отложения представлены терригенными осадками тельпосской (нижний отдел) и хыдейской (нижний и средний отделы) свит и терригенно-карбонатными толщами щугорской (средний и верхний отделы) свиты.

Среди силурийских отложений выделяются: доломиты и известняки, песчаники и сланцы ландоверийского яруса; карбонатно-песчанико-сланцевые толщи венлока; известняки ниже- и верхнелудловского ярусов. В ряде мест выделяется толща песчаников и аргиллитов, условно датируемая в диапазоне силур — нижний девон. Нижнедевонские отложения в карбонатной и терригенной фациях установлены в средней части Уфимского амфитеатра и в терригенных фациях в Кизеловском и смежном с ним районах, а также на водоразделе рек Вишеры и Язвы.

Широким развитием в западной подзоне рассматриваемой зоны пользуются среднедевонские песчаники такатинской свиты, залегающие почти всюду трансгрессивно на более древних толщах, от силурийских до ашинской. Отложения среднего девона в той же подзоне представлены в карбонатных и терригенно-карбонатных фациях. Точно так же широко развиты в этой подзоне терригенные и карбонатные осадки верхнего девона.

Наиболее широким распространением в западной подзоне пользуются нижнекаменноугольные отложения: карбонатные осадки турнейского яруса; залегающие часто со стратиграфическим несогласием песчаники, глинистые, углисто-глинистые сланцы (местами с прослоями известняков) и угленосные толщи нижнего и низов среднего визе; мощная карбонатная толща среднего, верхнего визе и намюра. В той же подзоне, преимущественно в крайних западных частях ее, развиты: средне- и верхнекаменноугольные карбонатные и карбонатно-терригенные отложения; карбонатные и терригенные отложения ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми. Кроме предтакатинского размыва наиболее отчетливые, но не повсеместные перерывы и стратиграфические несогласия устанавливаются: в основании франского яруса (пашийской свиты), в основании среднего карбона и в основании артинского яруса.

Западно-Уральская внешняя зона складчатости, относящаяся к внешним зонам уральской палеозойской геосинклинали, в плане представляет собой крупную моноклиналиную структуру, прилегающую с запада к Центрально-Уральскому поднятию, чем обусловлена постепенная смена, в направлении с востока на запад, относительно древних палеозойских пород более молодыми (от ордовикских до нижнепермских). Вся эта структура сильно осложнена складчатыми формами, от крупных и сложных до мелких элементарных, а также многочисленными крупными и мелкими разрывными нарушениями типа взбросов и надвигов с крутым, но в западных частях зоны с пологим восточным падением поверхностей нарушения. Кроме этих взбросов и надвигов, а также сбросов и сдвиго-взбросов, прослеживающихся в общем простирании пород зоны, местами устанавливаются и субширотные нарушения по крутопадающим (на север и на юг) поверхностям с небольшими (до десятков, но иногда и до первых сотен метров) амплитудами смещения блоков.

Отмеченные полные складки разных порядков в большей части резко удлинены в общем простирании зоны и сильно сжаты вкрест простирания. На Северном и северной части Среднего Урала простирание

складок меридиональное. К югу от г. Чусового, т. е. в области северного фланга Уфимского амфитеатра, оно меняется на северо-западное. В средней части Уфимского амфитеатра породы и сложенные ими складки приобретают вновь меридиональное, а на южном фланге амфитеатра — юго-западное направление. В указанных районах рассматриваемой зоны преобладает восточное крутое падение пород с наклоном осевых плоскостей на запад, нередко при изоклинальном характере складок. В западных частях зоны и в восточном крыле Предуральского прогиба складки, по-видимому, постепенно упрощаются с переходом в относительно широкие и пологие формы.

Наиболее широкие складчатые структуры (Ошшинский синклиниорий, Сыпучинско-Жерновская и Бурундукская синклинали и др.) устанавливаются в северной Колво-Вишерской части описываемой зоны.

Зеркало всей сложной складчатости Западно-Уральской внешней зоны постепенно, но неравномерно в разных частях погружается к западу в сторону Предуральского прогиба.

В сочленении Урала и Тимана появляются довольно значительные антиклинальные поднятия северо-западного тиманского направления — Колчимская, Полюдовская антиклинали. В ядрах их вскрыты отложения каратауской серии. Тектонические разрывы в своем простирании также приобретают здесь тиманское направление. Вместе с тем в этой части Урала сохраняются и широко развиты складки и разрывы уральского — меридионального простирания.

Из интрузивных пород в Западно-Уральской внешней зоне известны относительно маломощные интрузивные тела серпентинизированных ультрабазитов к востоку от Бардымского хребта. Дайки диабазов и габбро-диабазов установлены в ордовикских и силурийских отложениях.

Предуральский краевой позднепалеозойский прогиб располагается непосредственно к западу от Западно-Уральской внешней зоны складчатости и протягивается вдоль всего Урала, отделяя Уральскую складчатую систему от Восточно-Европейской платформы. С одной стороны, этот прогиб сохраняет все основные черты строения Русской платформы, с другой — он приобретает в своих восточных частях особенности строения Уральской складчатой системы. На древнем архейско-нижнепротерозойском кристаллическом фундаменте платформы, поверхность которого здесь, по данным геофизических исследований, находится на глубинах от 3,5 до 6 км, а вблизи Каратауской структуры до 7 км, лежат терригенные отложения нижнебавлинской серии, которая большинством исследователей сопоставляется с каратауской серией Башкирского мегантиклинория и относится к верхнему протерозою. На отложениях нижнебавлинской серии залегают терригенные осадки верхнебавлинской серии, сопоставляемой по возрасту с отложениями криволукской серии, косьвинской свиты и ашинской серии, условно датируемыми кембрием. Еще выше лежат средне- и верхнепалеозойские отложения, до кунгурского яруса включительно.

На Среднем Урале в восточном крыле прогиба местами, по-видимому, развиты карбонатно-терригенные отложения силура. Нижне- и главным образом среднедевонские карбонатные осадки доходят до западного склона (крыла) прогиба. Верхнедевонские, нижнекаменноугольные, средне- и верхнекаменноугольные, а также нижнепермские отложения в терригенных, терригенно-карбонатных фациях развиты в пределах всего прогиба и далеко на запад от него, в области Восточно-Европейской платформы.

Терригенные отложения верхнего карбона, ассельского, сакмарского и артинского ярусов нижней перми в пределах Предуральского

прогиба, с востока на запад, фациально замещаются соответствующими им по возрасту карбонатными осадками, причем эта смена для каждого горизонта происходит западнее смены тех же фаций нижележащих толщ.

Кунгурские отложения развиты в западной части прогиба, а также на восточной окраине Русской платформы. Они представлены терригенными песчано-глинистыми и грубообломочными отложениями, а также галогенными толщами. Осевая плоскость прогиба, при следовании вверх по разрезу, постепенно смещается к западу.

В пределах описываемой территории Предуральский прогиб может быть разделен на две крупные части: южную — Уфимско-Соликамскую и северную — Верхне-Печорскую мегавпадины, разделенные Колвинской седловиной, относящейся к Колвинско-Вычегодскому валу — юго-восточной оконечности Тиманского поднятия. В свою очередь, в Уфимско-Соликамской мегавпадине можно выделить (с севера на юг) Соликамскую, Сылвенскую и Айскую впадины, которые разделены между собой седловинами. В пределах Сылвенской и Айской впадин (по В. Д. Наливкину, Юрюзано-Сылвенской депрессии) прогиб наиболее четко выражен. Прогиб имеет здесь асимметричное строение. Западное крыло его имеет пологое восточное падение с углами до 2° и лишь в редких местах до $10\text{--}15^\circ$. Восточное крыло уже осложнено складками разных порядков, постепенно усложняющихся с запада на восток в сторону Западно-Уральской внешней зоны. Общее падение этого крыла (погружение зеркала складчатости) западное под углами $3\text{--}5^\circ$, но местами до $7\text{--}10^\circ$, падение пород в крыльях усложняющих складок меняется от $2\text{--}5$ до $30\text{--}40^\circ$, а местами до $70\text{--}80^\circ$, причем эти складки чаще асимметричны с более крутым падением западных крыльев в антиклиналях. Нередко эти складки осложнены разрывами типа взбросов и надвигов с надвиганием восточных блоков на западные.

Соликамская впадина как прогиб слабо и не повсеместно выражена. Еще менее выражена Верхнепечорская мегавпадина (составляющая часть Печорской синеклизы), где типичные для краевых прогибов молассовые и флишоидные отложения слабо или почти совсем не распространены и где в то же время присутствуют континентальные (угленосные) осадки. Западные границы Соликамской впадины и Верхнепечорской мегавпадины могут быть намечены лишь крайне условно.

В пределах Предуральского прогиба выявлены выходящие на поверхность и погребенные рифы ассельско-сакмарских и верхнеартинских известняков. Этими рифовыми массивами обусловлено наличие структур облекания в покрывающих рифы толщах. В кунгурских, главным образом верхнекунгурских соленосных отложениях местами интенсивно выражены явления соляной тектоники. Ею обусловлено образование довольно крупных валов, относительно небольших брахиантиклинальных структур и мелких, иногда весьма напряженных и сложных складок как в самих верхнекунгурских отложениях, так и в покрывающих их отложениях уфимского яруса.

Колвинская седловина, являющаяся частью Тиманского поднятия, пересекает Предуральский прогиб в северо-западном направлении. В этой седловине и смежной с ней Полюдовской и Ксенофоновской структурах в верхне- и среднепалеозойских отложениях наблюдаются сложные складки уральского и тиманского направлений с падением крыльев до $35\text{--}40^\circ$ и более, а также тектонические разрывы. Крылья седловины падают под углами до 15° на северо-восток и юго-запад.

К западу от Предуральского прогиба в пределы рассматриваемой территории входит восточная часть Русской (Восточно-Европейской) платформы. Строение ее характеризуется наличием древ-

него кристаллического основания и покрывающих его платформенных отложений верхнепротерозойской (нижнебавлинской) и палеозойской толщ.

Древний архейско-нижнепротерозойский фундамент платформы на описываемой территории вскрыт только двумя опорными скважинами: на Северокамском поднятии (в 20 км севернее Перми) глубиной 2986 м и в 18 км к северо-западу от Кудымкара (Старцевская скважина) глубиной 3000 м. По данным геофизических исследований и с учетом данных опорных скважин, поверхность кристаллического фундамента образует в этой части платформы широкий платообразный Камско-Уфимский увал, вытянутый с север-северо-запада от Предтимастья и верхнего течения р. Камы на юг-юго-восток до Красноуфимска и далее на юг до пос. Дуван и пос. Месягутово. Наименьшие глубины до фундамента (2,5—3,0 км) находятся в северо-западной части Камско-Уфимского увала (в верхнем течении р. Камы), а далее на север и север-северо-запад поверхность фундамента сравнительно быстро погружается в сторону Тимана, достигая здесь глубин 5—6 км. К востоку рельеф фундамента — поверхность Камско-Уфимского увала — постепенно погружается в сторону Урала, достигая в Предуральском прогибе глубин 4—5 км и в южной части прогиба 6—7 км. К югу от Красноуфимска поверхность Камско-Уфимского увала быстро погружается до 7—8 км и вблизи Каратауской структуры в рельефе фундамента возникает глубокая депрессия, достигающая глубины 11—12 км. Эта депрессия протягивается далее на юг и юг-юго-восток, по крайней мере до широты южного погружения Башкирского мегантиклинория. К северо-востоку от нее поверхность древнего кристаллического фундамента резко поднимается, и в районе гор Тараташ и Шигирь фундамент образует Тараташский выступ. К северу и север-северо-востоку от Тараташского выступа, на западном склоне и в центральной зоне Среднего Урала поверхность кристаллического фундамента платформы залегает на глубинах 4—5 км и местами, возможно, 6 км.

О составе и строении древнего кристаллического фундамента на описываемой территории (крайней восточной части Русской платформы, на Среднем и Северном Урале) имеется лишь крайне общее представление. В отмеченных выше двух опорных скважинах в верхней части фундамента встречены граниты, гранито-гнейсы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты и другие кристаллические сланцы. Тараташский выступ сложен гнейсами, мигматитами, гранитами, амфиболитами, кварцитами (джеспилитами), слюдяно-кварцевыми и другими кристаллическими сланцами, а также основными и ультраосновными интрузивными породами. По сопоставлению этих данных с данными геофизических исследований можно предположительно говорить о таком же составе фундамента на всей описываемой территории. По распределению высоких и низких значений магнитного и гравитационного полей можно предполагать, что основные структуры фундамента в восточной части Русской платформы имеют не уральские простирания: в южной части описываемой территории — северо-восточное, в средней — субширотное и в северной — северо-западное. Эти структуры прослеживаются далее на восток и пересекают Предуральский прогиб, Западно-Уральскую внешнюю зону складчатости и Центрально-Уральское поднятие, сохраняя на Среднем Урале отчетливое субширотное простирание. Далее на восток от Центрально-Уральского поднятия они не прослеживаются.

В пределах описываемой части Русской платформы на древнем кристаллическом фундаменте залегают (снизу вверх): терригенные отложения нижнебавлинской и верхнебавлинской серий, затем повсеместно развитые среднедевонские и всюду распространенные верхнедевон-

ские карбонатные и терригенно-карбонатные осадки; выше лежат нижне-, средне- и верхнекаменноугольные карбонатные и частью терригенно-карбонатные, затем нижнепермские карбонатные и верхнепермские терригенные осадки.

Эти отложения залегают горизонтально или образуют очень пологие платформенные структуры — поднятия, своды и валы; а также мегавпадины, впадины и депрессии.

На западе в пределы описываемой территории входят восточные части обширной Верхне-Камской мегавпадины и Бирской седловины. Большую часть востока Русской платформы к югу от Тимана занимают Камский и Пермско-Башкирский своды, разделенные Чермозской седловиной. Оба свода лежат на продолжении друг друга и могут быть условно объединены в одно Камско-Башкирское поднятие, которое ограничивает с запада Предуральский прогиб, а на юге (Пермско-Башкирский свод) примыкает к Каратауской структуре.

Тиманское поднятие входит в описываемую территорию только своей юго-восточной частью. В ней выделяются: юго-восточная часть широкого Ухтинского свода, сложенного (во вскрытой его части) верхнедевонскими (фаменскими), несогласно залегающими визейско-намюрскими и выше согласно залегающими средне- и верхнекаменноугольными, ассельскими, сакмарскими и артинскими карбонатными, а также кунгурскими галогенными отложениями; Колвинско-Вычегодский мегавал, сложенный рифейскими отложениями, сопоставляемыми с отложениями каратауской серии, а также средне- и верхнепалеозойскими, преимущественно карбонатными и частью терригенными осадками. Падение палеозойских пород в крыльях перечисленных структур Тиманского поднятия на северо-восток и юго-запад — под углами от 10 до 30°, иногда более.

Таково в самых общих чертах геологическое строение Центральной зоны, западного склона Урала и Приуралья. К сказанному можно добавить, что Центрально-Уральское поднятие представляет собой зону (или западную часть более широкой зоны) древней доордовикской Уральской геосинклинали, развивавшейся в несколько этапов в течение всего позднего протерозоя и кембрия. Формирование Центрально-Уральского поднятия в основном закончилось в среднем и позднем кембрии в ходе общей инверсии доордовикской геосинклинали. С этой инверсией связаны складчатые и разрывные движения, а также (главным образом, в приполярных и полярных районах) интрузии гранитной магмы. С ордовика и в течение всего среднего и верхнего палеозоя Центрально-Уральское поднятие и Западно-Уральская зона складчатости представляли собой область внешних зон (миогеосинклинали) Уральской палеозойской (ордовикско-позднепалеозойской) геосинклинали, внутренние (эвгеосинклинали) зоны которой развивались в области современных восточного склона Урала и Зауралья. Формирование Предуральского краевого прогиба в его современных границах началось со среднего карбона и завершилось в конце перми и, возможно, частью в раннем мезозое.

В области Уральской палеозойской эвгеосинклинали, на восточном склоне Урала и в Зауралье, выделяются с запада на восток следующие структурные зоны или структуры первого порядка: Тагильско-Магнитогорский прогиб, Восточно-Уральское поднятие, Восточно-Уральский прогиб, Зауральское поднятие, Тюменско-Кустанайский прогиб и Тобольско-Кушмурунское поднятие.

Перечисленные зоны в пределах описываемой территории вытянуты в субмеридиальном простирании Урала, образуя на Среднем Урале дугообразные отклонения к востоку. Вследствие этого на Южном Урале

преобладают север-северо-восточные, а на Северном Урале — север-северо-западные направления перечисленных зон и общие простирания слагающих их пород. Нередко смежные зоны не имеют четких границ между собой: прогибы во многих случаях разветвляются, их ветви отходят далеко в глубь поднятий, сливаются с синклинальными структурами, развитыми внутри поднятий, и вместе с ними обособляют крупные антиклинальные зоны и отдельные антиклинали. Через эти ответвления внутренние синклинали и седловинные погружения увязываются между собой как в пространственно-тектоническом отношении, так и по характеру, составу и возрасту слагающих их пород.

Для всех этих зон наряду с накоплением осадочных толщ различного возраста характерен интенсивный магматизм, обусловивший широкое развитие вулканогенных толщ и образование крупных и многочисленных мелких массивов интрузивных пород перидотитовых, габбровых и гранитовых формаций.

В прогибах, сложенных в основном осадочными и вулканогенными породами среднего и частью осадками верхнего палеозоя, развиты складчатые структуры разных порядков, осложненные мелкими складками, чаще линейного типа, а также многочисленными разрывными нарушениями типа сбросов, сдвига-сбросов и взбросов, обычно субмеридионального простирания. Наряду с линейными полными складками во многих местах устанавливаются относительно широкие прямые, открытые складчатые формы. Из разрывных нарушений наиболее крупными являются глубинные разломы, к которым приурочены поясы ультрабазитов (чаще серпентинизированных перидотитов и дунитов) и разломы глубокого заложения с приуроченными к ним поясами массивов габброидных пород и кислых дифференциатов габбровой магмы.

В поднятиях, сложенных ниже- и среднепалеозойскими и частью, возможно, допалеозойскими осадочными и вулканогенными, в разной степени метаморфизованными (до гнейсов, мигматитов, амфиболитов и др.) породами, выделяются огромные и весьма сложные по строению положительные структуры — мегантиклинории, разделенные между собой внутренними синклинорными структурами — мегасинклинориями, а также седловинными погружениями. Мегантиклинории в свою очередь расчленяются на крупные антиклинории, разделенные внутренними синклинальными структурами и седловинами и осложненные складками и разрывными нарушениями. В этих зонах на фоне удлиненных в общем простирании складчатых структур и элементарных складок выделяются характерные крупные широкие брахиантклинальные структуры, подчеркнутые (как и удлиненные антиклинали) присутствием в них гранитовых интрузий. Наряду с последними в поднятиях (по преимуществу в крыльях поднятий и во внутренних синклиналях) развиты интрузии ультраосновной и основной магмы, приуроченные к глубинным разломам и образующие многочисленные факолитовые и силловые ответвления (залежи).

Тагильско-Магнитогорский прогиб в описываемой его части условно разделяется на две крупные части: северную — Тагильский мегасинклинорий и южную — Магнитогорский мегасинклинорий. Обе эти структуры сложены в основном вулканогенными и осадочными толщами среднего палеозоя; в Магнитогорской, кроме того, установлены среднекаменноугольные карбонатные и терригенные осадки. В западном крыле Тагильского мегасинклинория широко развиты ордовикские отложения. Кроме кварцитов и кварцито-песчаников нижнего и среднего ордовика эти отложения представлены вулканогенными и туфогенными породами основного состава (в подавляющем большинстве превращенными в порфиритоиды, зеленые сланцы, амфиболиты),

а также парасланцами среднего и верхнего ордовика. Подчиненное развитие в этом комплексе пород имеют маломощные толщи и прослои мраморизованных известняков. На Южном Урале в западных подзонах Магнитогорского мегасинклинория весь этот комплекс пород ордовика пользуется нешироким распространением. Возможно, это объясняется разрывными нарушениями и крупным глубинным Таловско-Кемпирсайским разломом, приводящими в контакт доордовикские толщи Урал-Тау с нерасчлененными силурийскими и более молодыми среднепалеозойскими толщами, развитыми в Магнитогорском мегасинклинории.

В западном и в восточном крыльях Тагильско-Магнитогорского прогиба, а также во внутренних антиклиналях широко развиты нижнесилурийские отложения. При этом в западном крыле Тагильского мегасинклинория они представлены ландоверийскими основными эффузивами и их туфами, затем венлокскими (частью верхнеландоверийскими) эффузивами и туфами как основного, так среднего и кислого состава (диабазово-кварцево-альбитофировая и порфиритовая серии). Все эти эффузивы содержат прослои кремнистых сланцев и известняков, а местами вообще фациально замещаются известняками. В западном крыле Магнитогорского мегасинклинория нижнесилурийские эффузивы часто переслаиваются с кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами (с граптолитами) и местами в значительной мере фациально замещаются ими.

В восточном крыле Тагильско-Магнитогорского прогиба ландоверийские отложения представлены по преимуществу кремнистыми, глинисто-кремнистыми (местами с граптолитами) и другими парасланцами и подчиненными им эффузивами основного состава. В то же время венлокский ярус в этом крыле и во внутренних антиклиналях, так же как и в западном крыле Тагильского мегасинклинория, сложен диабазами, спилитами, базальтовыми порфиритами, кварцевыми и бескварцевыми альбитофирами (местами с подчиненными им андезитовыми и дацитовыми порфиритами), а также известняками.

В пределах всего Тагильско-Магнитогорского прогиба широко развита залегающая местами несогласно на нижележащих породах мощная порфиритовая толща, состоящая из порфиритов и туфов андезито-базальтового, базальтового и частью андезитового состава с прослоями кремнистых туфитов, кремнистых сланцев и известняков и относящаяся по возрасту к верхнему силуру и нижнему девону. В Тагильском мегасинклинории эта толща развита в центральной подзоне и частью в восточном крыле, в Магнитогорском — породами этой толщи сложен Ирндыкский антиклинорий и, кроме того, она установлена во многих местах в северной части и в восточном крыле мегантиклинория. В Тагильском мегасинклинории эта толща в своих верхах частью фациально замещается, а выше полностью покрывается ортофировой толщей, возраст которой определяется как верхний лудлов — нижний девон. Во многих случаях ортофировая толща залегает трансгрессивно и несогласно на нижележащих толщах. В Магнитогорском мегасинклинории ортофировая толща отсутствует.

В пределах Тагильского мегасинклинория на Северном Урале и в северной части Среднего Урала местами устанавливаются нижнедевонские осадочные породы в карбонатных и терригенных фациях. Широким распространением в тех же районах, в центральной подзоне мегасинклинория, пользуются среднедевонские карбонатные и терригенные отложения, а также пирокластические и в меньшей степени эффузивные породы основного, среднего и частью кислого состава. Верхнедевонские карбонатные и терригенные, а также туфогенные отложения имеют ограниченное распространение (в ядрах отдельных синклиналей).

В междуречье рек Лозьвы и Северной Сосьвы в центральной части Тагильского мегасинклинория развиты карбонатные, нерасчлененные карбонатно-терригенные и осадочно-вулканогенные толщи турнейского яруса нижнего карбона.

В Магнитогорском синклинории выше верхнесилурийско-нижнедевонской порфиритовой толщи (ирендыкской свиты) последовательно залегают (снизу вверх): толщи основных и кислых эффузивов с подчиненными им парасланцами и песчаниками нижнего эйфеля (карамылташская свита); развитая лишь местами толща яшмоидов и кремнистых сланцев, туффитов верхов нижнего и низов верхнего эйфеля (бугулыгырская свита); толща песчаников, туфопесчаников, туфов, а также эффузивов дацитового, андезито-дацитового, кварцево-альбитофирового и диабазового состава (улутауская свита), по возрасту относящаяся к верхнему подъярису эйфельского яруса и к живетскому ярусу среднего девона. В верхнем девоне Магнитогорского мегасинклинория выделяются: кремнистые сланцы низов франского яруса (мукасовская толща), основные эффузивы франского яруса (колтубанская свита) и широко развитая в северной части структуры зилайрская свита терригенных и туфогенных пород фаменского яруса верхнего девона и нижнего подъяруса турнейского яруса нижнего карбона.

В центральной и восточной подзонах Магнитогорского мегасинклинория широко развиты каменноугольные отложения: верхнетурнейские и визейские эффузивы основного и среднего, трахитового и липаритового состава и их туфы, нередко в переслаивании с терригенными и карбонатными осадками; известняки среднего, верхнего визе и намюра; известняки, мергели и песчаники среднего карбона.

В разрезе осадочно-вулканогенных толщ Тагильско-Магнитогорского прогиба устанавливаются следующие наиболее значительные (но не повсеместные) стратиграфические несогласия: в основаниях нижнего и верхнего лудловских ярусов, нижнедевонские и предживетское несогласия, в основании франского яруса и верхнетурнейского подъяруса, затем на границе нижнего и среднего визе и в основании среднего карбона.

В тектоническом отношении Тагильско-Магнитогорский прогиб представляет собой огромную сложную синклинальную структуру, протягивающуюся в субмеридиональном направлении вдоль всего Урала. Западное крыло его всюду падает на восток под различными углами, а восточное — в Тагильском мегасинклинории — круто на запад и на восток, в Магнитогорском — на запад.

В Тагильском мегасинклинории западное крыло имеет общее падение на восток под углами от 15—20 до 60—70°. В большей части это моноклинальное залегание пород сильно осложнено антиклинальными и синклинальными складками разных размеров, а также разрывными нарушениями.

В этом крыле, в общем простирании его, протягиваются узкий Салатимский пояс массивов ультрабазитов и Платиноносный пояс габбро и связанных с ними плагиогранитов, кварцевых диоритов, гранодиоритов и сиенитов. Салатимский пояс на Северном Урале располагается западнее Платиноносного и залегает в ордовикских и нижнесилурийских толщах. К югу, в районе горы Косьвинский Камень, он сближается с Платиноносным поясом габбро, возможно, здесь и далее на юг фиксируясь отдельными массивами дунитов и перидотитов, обычно окаймляющихся пироксенитами и габбро Платиноносного пояса. В то же время можно допустить, что дуниты и пироксениты образуют самостоятельную дунито-пироксенитовую формацию, которая лишь в про-

странственном (структурном) отношении связана с габброидными породами Платиноносного пояса.

На продолжении Салатимского пояса в южной части мегасинклинория устанавливается цепь массивов серпентинитов в Уфалейском районе. В целом Салатимский пояс рассматривается как крупный глубинный разлом с приуроченными к нему интрузиями ультрабазитов (перидотитов и дунитов).

Платиноносный пояс габбро, плагиогранитов и сиенитов (массивы: Чистопский, горы Денежкин Камень, Кытлымский, Качканарский, Тагильский, Ревдинский и др.), приуроченный, по-видимому, также к разлому глубокого заложения, залегает в основном в нижнесилурийских вулканогенных толщах. По возрасту ультрабазиты Салатимского пояса относятся к середине раннего силура, массивы габбро Платиноносного пояса — к позднему силуру, плагиограниты и сиениты того же пояса — к раннему девону. Следует заметить, что в более северных районах (на Приполярном и Полярном Урале) на продолжении Салатимского и Платиноносного поясов ультрабазиты и габбро (Войкаро-Сыннинского и других массивов) имеют разный, но в основном более молодой — среднедевонский возраст, а плагиограниты, возможно, относятся к раннему карбону.

В центральных частях Тагильского мегасинклинория, сложенных по преимуществу породами верхнелудловского подъяруса и нижнего девона, а на Северном Урале — породами среднего и верхнего девона и нижнего карбона, также развиты крупные и мелкие складки, то сильно линейно удлиненные (с крутым падением крыльев на запад и на восток), то широкие (почти изометричные в плане) с пологим падением крыльев в различных направлениях и погружением шарниров к северу и к югу. Антиклинальные и синклинальные складки чередуются между собой обычно не только вкрест простирания, но и по простиранию. Различные вулканогенные, карбонатные и терригенные фации также меняются как вкрест простирания синклинория, так и по простиранию. Наиболее крупными складчатыми структурами в этой подзоне мегасинклинория являются: Ивдельская, Суеват-Паульская, Красноуральско-Пайвушинская, Туринско-Тагильская, Красноуральская и Полевская мегасинклинали, Лялинско-Лобвинская и Красноуральская мегантиклинали.

Восточное крыло Тагильского мегасинклинория к северу от р. Туры в большей части скрыто под сплошным покровом мезозойских и кайнозойских отложений. Здесь, а также в открытой его части к югу от р. Туры и до широты г. Невьянска это крыло сложено венлокскими и нижнелудловскими отложениями, тогда как породы осадочно-вулканогенного комплекса низов силура и ордовика в нем отсутствуют. Возможно, что эти породы входят в состав западных крыльев Верхотурского и Салдинско-Петрокаменского антиклинориев, где они сильно метаморфизованы и превращены в различные сланцы и гнейсы.

Восточное крыло мегасинклинория в большей его части (от широты р. Туры на севере до г. Северского на юге) падает круто на восток и на запад, чем обусловлена ясно выраженная асимметрия и наклон осевой плоскости всего мегасинклинория в этой его части. Вдоль всего восточного крыла проходит Серовско-Маукский пояс серпентинизированных перидотитов. Пояс рассматривается как глубинный разлом, к которому приурочена интрузия перидотитовой магмы, что было еще подмечено А. В. Пейве (1947), выделившим этот разлом под названием Зауральского. Возраст ультрабазитов пояса в северной части надежно определяется как силурийский, в средней и южной частях как среднедевонский. По-видимому, Серовско-Маукский разлом был долгоживу-

щим — возник на севере в силуре и развивался с распространением его к югу в раннем, среднем и, возможно, даже в позднем девоне. К Серовско-Маукскому поясу серпентинитов во многих местах, преимущественно с запада, но местами и с востока прилегают (или располагаются вблизи него) отдельные массивы габбро, диоритов, кварцевых диоритов и плагиогранитов, датируемых (в значительной мере условно) средним и поздним девонем.

На широте г. Кировграда и к югу от Свердловска Тагильский мегасинклиний через седловинные структуры соединяется с Медведовско-Свердловским и Арамилско-Сухтелинским мегасинклиниями, развитыми внутри Восточно-Уральского поднятия.

В районе г. Дегтярска и затем к югу от ст. Маук Тагильский мегасинклиний сильно сужается. Это объясняется общим воздыманием шарнира мегасинклиория к югу и наличием крупных тектонических нарушений в районе Миасса, Карабаша, Кыштыма и Дегтярска, на что уже давно Е. А. Кузнецовым (1927, 1933) было обращено внимание.

Суженная в районе Карабаша часть Тагильского мегасинклиория связывает его с Магнитогорским мегасинклинием в одну общую крупную структурную зону Урала — Тагильско-Магнитогорский прогиб. Границу между Тагильским и Магнитогорским синклиниями можно провести в районе Кыштыма и Карабаша, откуда соответственно к северу и к югу прогиб расширяется.

Погружение шарнира Тагильско-Магнитогорского прогиба к югу и к северу от Карабаша отчетливо выражено в последовательной смене в этих направлениях относительно древних отложений — ордовикских и нижнесилурийских — более молодыми — девонскими и каменноугольными (на Северном и Южном Урале).

К югу от г. Миасса Магнитогорский синклиний сравнительно быстро расширяется. В пределах его выделяются несколько подзон, которые в тектоническом отношении представляют собой крупные складчатые структуры, вытянутые по общему простиранию мегасинклиория. С запада на восток это: Вознесенско-Присакмарский синклиний, сложенный среднепалеозойскими (от силурийских до нижнекаменноугольных) осадочными и вулканогенными отложениями; Ирендыкский антиклинорий, охватывающий хр. Ирендык, сложенный преимущественно силурийскими и нижнедевонскими, а также среднедевонскими вулканогенными образованиями разного (преимущественно основного) состава с подчиненными им осадочными породами в терригенных и карбонатных фациях; Кизильский синклиний, сложенный в северном воздымании и в западном крыле девонскими и нижнекаменноугольными вулканогенно-осадочными и подчиненными им осадочными образованиями нижнего карбона и местами терригенными и карбонатными осадками среднего карбона и в центральной приосевой части ниже- и среднекаменноугольными карбонатными и терригенными и частью нижнекаменноугольными вулканогенными породами; Ахуновско-Кацбахский антиклинорий, в котором развиты верхнесилурийско-нижнедевонские, а главным образом среднедевонские вулканогенные породы разного состава, а также терригенные и подчиненные карбонатные осадки; Устиновско-Амурский синклиний — крайняя восточная структура Магнитогорского мегасинклиория, в основном выполненный нижнекаменноугольными осадочными и вулканогенными отложениями и частью (в крыльях и во внутренних антиклиналях) средне- и верхнедевонскими и верхнесилурийско-нижнедевонскими осадочно-вулканогенными толщами.

Перечисленные структуры, вытянутые в север-северо-восточном и субмеридиональном направлении, сходящиеся на севере в одну общую

Карабашскую синклиналичную структуру и сближающиеся на юге (в сторону Западных Мугоджар), осложнены многочисленными складками разных типов (часто линейными) и порядков, а также многочисленными разрывными нарушениями типа сбросов, сдвига-сбросов и взбросов.

Вознесенско-Присакмарский синклинорий и Ирендыкский антиклинорий, относящиеся к западному крылу Магнитогорского мегасинклинория, на значительном протяжении асимметричны. Их общее крыло падает круто на запад и на восток, тогда как западное крыло Вознесенско-Присакмарского синклинория и восточное крыло Ирендыкского антиклинория падают более полого на восток. Вдоль западного крыла Вознесенско-Присакмарского синклинория, в основном по границе его с Уралтауским мегантиклинорием, протягивается Таловско-Кемпирсайский глубинный разлом, к которому приурочен одноименный пояс интрузий серпентинизированных ультрабазитов (преимущественно перидотитов). Это пояс, формировавшийся в течение длительного времени — от силура до раннего карбона. В восточном крыле того же синклинория устанавливается другая, Мелентьевско-Идельбековский глубинный разлом с приуроченной к нему цепью массивов серпентинитов, в ряде мест сопровождающихся некрупными массивами и дайковыми телами габброидных пород.

В центральной приосевой части Кизильского синклинория магматизм проявился лишь на севере — на воздымании шарнира структуры, в виде широко развитых вулканогенных образований среднего и верхнего девона. В восточном крыле синклинория, осложненном как широкими пологими, так и узкими линейными складками, преобладают эффузивы и пирокласты базальтового, липаритового и трахитового состава нижнего карбона. Существенную роль здесь играют также интрузивные образования: габбро, а главным образом гранодиориты, сиенито-диориты, граносиениты и граниты, образующие Магнитогорский пояс относительно некрупных интрузий раннекаменноугольного возраста.

В Ахуново-Кацбахском антиклинории, развитом уже в восточном крыле всего Магнитогорского мегасинклинория, широко на севере и узком на юге (к югу от широты Магнитогорска и пос. Аблязово), четко вырисовываются широкие положительные структуры — брахиантиклинали, разделенные огибающими их синклиналями. К антиклинальным структурам приурочены крупные и мелкие массивы позднепалеозойских гранитоидов. В тех же антиклиналях, нередко в крыльях их, а также в синклиналях залегают небольшие массивы, факолитовые залежи, силловые и дайковые тела габброидных пород, кварцевых диоритов, сиенитов, сиенито-диоритов и граносиенитов, по-видимому, средне-позднедевонского, но, может быть, частью и раннекаменноугольного возраста.

В Устиновско-Амурском синклинории осложняющие его складки имеют преимущественно линейный, но местами и брахиформный характер. На севере синклинория вдоль восточного крыла располагается цепь массивов и мелких интрузивных тел серпентинитов, которые образуют единый Сугомакско-Кацбахский пояс, протягивающийся сюда с севера из восточного крыла узкого Карабашского синклинория (от горы Сугомак). Южнее широты пос. Куликовского (от Куликовского массива серпентинитов) цепь массивов серпентинитов отклоняется к юго-западу и, пересекая весь синклинорий, уходит в его западное крыло, оканчиваясь в районе пос. Кацбахского.

Восточно-Уральское поднятие охватывает большую часть восточного склона Урала, при этом к северу от р. Туры оно пол-

ностью закрыто мезозойскими и кайнозойскими отложениями и устанавливается по редким буровым скважинам и данным геофизических исследований. Поднятие представляет собой ряд крупных и сложных антиклинальных структур, к ядрам которых приурочены гранитовые интрузии, а местами интрузии щелочных пород. Эти антиклинали и подчиненные им одноименные интрузии в большей части лежат на продолжении одна другой, образуя более крупные и сложные структуры — мегантиклинории и пояса гранитовых массивов. К числу таких мегантиклинориев на описываемой территории относятся Сартыннинский, Верхотурско-Верхисетский, Сысертско-Ильменогорский, Сосьвинско-Коневский, Челябинско-Суундукский. Названные мегантиклинории разделяются крупными синклинальными структурами — мегасинклинориями: Медведевско-Свердловским и Арамильско-Сухтелинским.

Гранитовые массивы, залегающие в ядрах антиклинальных структур, обычно окружены мигматитами, гнейсами, амфиболитами, слюдяно-кварцевыми, слюдяными и другими кристаллическими и метаморфическими сланцами. Многие исследователи на основе оценки их взаимоотношений с ниже- и среднепалеозойскими толщами, а также на основе широких сопоставлений относят этот сланцево-гнейсовый комплекс по возрасту к докембрию. При этом одни из этих исследователей выделяют в нем ранне- и позднедокембрийские образования, другие склонны весь этот комплекс рассматривать позднедокембрийским (рифейским). В ходе исследований (прежде всего детальных геологических съемок) в этих породах во многих местах установлено наличие органических остатков (микрофауны, криноидей, кораллов, брахиопод, граптолитов и др.), свидетельствующих о том, что перечисленные метаморфические толщи не представляют собой каких-то определенных древних стратиграфических единиц, а являются разновозрастными. При этом надежно они в разных местах датируются в диапазоне от ордовика до нижнего карбона. Широкий возрастной диапазон этих пород подтверждается также данными о взаимоотношениях многих из отмеченных метаморфических пород с хорошо фаунистически охарактеризованными породами, развитыми в крыльях антиклинориев и во внутренних синклинальных структурах и седловинных погружениях в некотором удалении от крупных гранитовых интрузий. Все эти данные отражены на современных детальных и сводных геологических картах Урала. Согласно этим картам отмеченные выше метаморфические толщи в крупных антиклиналях имеют в основном ордовикский и раннесилурийский возраст. Нижние горизонты некоторых из этих толщ, вскрытые современной денудационной поверхностью, возможно, относятся к доордовикским образованиям. Но стратиграфических и угловых несогласий, различия структурных планов внутри всех этих толщ не установлено, а мощности отмеченных нижних горизонтов во вскрытых их частях сравнительно небольшие (до 700—800, но не более 1000 м).

Разумеется, можно допускать широкое развитие докембрийских образований, в пределах Восточно-Уральского поднятия, в погребенном залегании под ниже- и среднепалеозойскими осадочными и вулканогенными породами, которые в антиклиналях вблизи крупных гранитовых интрузий в разной степени и часто сильно метаморфизованы. Возможно также допустить, что докембрийские породы в рассматриваемой зоне Урала на некоторых глубинах от поверхности сильно переработаны, прежде всего гранитизированы в стадии варисского тектогенеза.

В отмеченных выше внутренних синклинальных структурах Восточно-Уральского поднятия развиты среднепалеозойские осадочные

и вулканогенные породы, в той или иной степени, но чаще не сильно метаморфизованные. В некоторых синклиналильных структурах устанавливается полный разрез этих пород от силура до нижнего карбона в тех же (вулканогенных, карбонатных и терригенных) фациях и в той же последовательности формирования, что и в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Не повторяя разреза этих толщ, отметим лишь, что в некоторых внутренних синклиналях (Медведевском, Свердловском, Сухтелинском синклинориях) мощность соответствующих толщ и всего комплекса их остается не меньшей, чем в Тагильском и Магнитогорском мегасинклинориях, с которыми эти синклинали частью сливаются и связаны седловинными погружениями. Это положение указывает на значительно более восточное положение восточной границы первоначального эвгеосинклиналиного прогиба в силуре и девоне, чем наблюдаемые теперь восточные границы Тагильского и Магнитогорского мегасинклинориев.

В разрезе палеозойских толщ в пределах Восточно-Уральского поднятия устанавливаются перерывы и несогласия в основаниях нижнего и верхнего лудлова, эйфельского яруса, верхнего девона, верхнего турне и среднего визе.

Выше уже говорилось, что основными тектоническими единицами Восточно-Уральского поднятия являются мегантиклинории и разделяющие их мегасинклинории, которые в свою очередь распадаются на крупные и сложные структуры — антиклинории и синклинории. Это в большей части открытые и прямые структуры то брахиформные с падением крыльев от центра к периферии под разными углами, то линейно вытянутые в общем субмеридиональном простирании всего поднятия. Они осложнены многочисленными складками разных порядков, а также разрывными нарушениями преимущественно сбросового, но местами и взбросового типа. Простирание поверхностей нарушения преимущественно меридиональное, падение крутое на восток и на запад.

Кроме широко развитых позднепалеозойских гранитов в области Восточно-Уральского поднятия довольно широким распространением пользуются ультраосновные и основные интрузивные породы, а также кислые дифференциаты габбровой магмы, в большей части относящиеся по возрасту к среднему и позднему девону и в меньшей степени — к раннему карбону.

Ультраосновные породы (в основном дунито-перидотитовой формации), как и в Тагильско-Магнитогорском прогибе, обычно образуют пояса массивов, по-видимому, приуроченные к глубинным разломам. Наиболее крупные из этих поясов: Пониловский (в западном крыле Сартыньинского мегантиклинория), Нижнесалдинско-Петрокаменский, Первомайский, Уктусско-Силачский, Сусанско-Асбестовский, Чебаркульский, Непряхинский, Бишкильский.

Породы габбро-плагиогранитовой формации также образуют цепи и пояса массивов в основном средне- и познедевонского возраста, видимо, тоже приуроченных к разломам глубокого заложения. Наиболее четко выраженные из этих поясов Пийский, Балтымский, Черновский, Александровский (восточнее Сусанско-Асбестовского перидотитового).

Пояса массивов ультраосновных и основных интрузивных пород, имеющие протяженность до 200 км, пересекают крупные складчатые структуры, залегая с резким несогласием в осадочно-вулканогенных и метаморфических толщах. В то же время отдельные массивы в этих поясах и в многочисленных ответвлениях от них залегают то в формах согласных пластовых залежей, факолитов и силлов, то в формах несо-

гласных дайкоподобных и штокообразных тел, акордантных факолитов и гарполитов.

Интрузивные массивы ультрабазитов и габброидных пород вместе с вмещающими их осадочными, вулканогенными и метаморфическими толщами образуют в тектоническом смысле единый «остов», в который внедрились варисские гранитовые интрузии.

Форма крупных варисских гранитовых интрузий остается невыясненной. Различные исследователи считали их то батолитами, то простыми или сложными акмолитами, то (по крайней мере для некоторых массивов) лакколитами. На основе имеющихся геологических и геофизических данных можно пока только сказать, что большая часть крупных гранитовых массивов Восточно-Уральского поднятия на современном денудационном срезе подчинена складчатым структурам кровли. Однако при таком общем субконкордантном залегании гранитовых массивов во многих случаях граниты несогласно прорывают вмещающие их толщи осадочно-вулканогенных и метаморфических, а также интрузивных ультраосновных и основных (и связанных с ними кислых) пород. В строении многих массивов и распределении в них разностей гранитоидов намечается определенная зональность: гранитоиды повышенной основности (гранодиориты, кварцевые диориты, различные контактированные и габброидные разности) располагаются в периферических частях, тогда как внутренние части сложены нормальными, различными лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. В некоторых случаях наиболее молодые лейкократовые граниты и аляскиты располагаются в периферических, преимущественно восточных частях массивов (Адуйский, Коневский комплексы и др.).

Во внутреннем строении гранитовых массивов (по первичной полосчатости, ориентированным ксенолитам, шлирам и т. п.) отражается общая подчиненность поверхности массивов складчатым структурам кровли, конформность (к контактам) и гармоничность элементов тектоники гранитов и вмещающих толщ; вместе с тем во многих случаях устанавливается явная дисконформность и дисгармоничность в строении массивов по отношению к контактам и складчатости вмещающих толщ. Трещинная тектоника гранитовых массивов характеризуется прежде всего развитием закономерно ориентированных трещин: крутопадающих (на восток и на запад) субмеридионального простирания, крутопадающих (на юг и на север) субширотных, пологопадающих (в разные стороны) широтных, обуславливающих матрацевидную отдельность в гранитоидах, и диагональных северо-западного и северо-восточного простирания с падением на юго-запад, юго-восток, северо-запад и северо-восток под разными углами от 45 до 80°. К перечисленным трещинам во многих случаях приурочены дайки гранитоидов (от гранодиоритов и микрогранитов до пегматитов) и кварцевые жилы.

Восточно-Уральский прогиб в той или иной мере сходен с Тагильско-Магнитогорским прогибом. Он представляет собой крупную синклинорную структуру и является крайней восточной структурной зоной в открытой части уральских складчатых структур. Восточная часть его в значительной степени скрыта под покровом мезозойских и кайнозойских отложений. Севернее Алапаевска он полностью скрывается под тем же покровом и только поисковыми и разведочными скважинами, а также по данным геофизических исследований его продолжение устанавливается в Махневском, Сосьвинском и более северных районах. На Среднем и Южном Урале, насколько позволяют судить данные по обнаженной его части, а также данные бурения в закрытых его частях, Восточно-Уральский прогиб имеет сложные формы

и очертания в плане со многими ответвлениями в области Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Силуро-девонский комплекс осадочно-вулканогенных толщ, развитый в пределах Восточно-Уральского прогиба, в основном такой же, что и в Тагильско-Магнитогорском прогибе и во внутренних синклинальных структурах Восточно-Уральского поднятия. Существенным отличием разреза палеозоя Восточно-Уральского прогиба от разреза палеозойских толщ Тагильско-Магнитогорского прогиба является почти повсеместное широкое развитие в Восточно-Уральском прогибе нижнекаменноугольных образований и осадочных толщ в терригенных и карбонатных фациях, в частности угленосной толщи.

Среди силурийских образований, как и в Тагильско-Магнитогорском прогибе и в Восточно-Уральском поднятии, в крыльях Восточно-Уральского прогиба и в антиклинальных структурах, развитых внутри него, устанавливаются: венлокские основные и кислые (преимущественно натровой серии) эффузивы и местами сложная по составу слоистая осадочно-эффузивная толща; ниже- и верхнелудловские и нижедевонские эффузивы основного состава с обильными пирокластическими образованиями; среднедевонские и местами (на Южном Урале) ниже- и среднедевонские кремнистые породы; средне- и верхнедевонские толщи основных и кислых вулканогенных и туфогенных пород, а также карбонатных и терригенных осадков.

Вулканогенный комплекс нижнего карбона в Восточно-Уральском прогибе, в общем, аналогичен такому же комплексу Магнитогорского мегасинклинория. Отличие заключается в несколько меньшем развитии липаритовых порфиров и в отсутствии трахитовых порфиров в Восточно-Уральском прогибе.

Угленосная толща нижнего карбона в Восточно-Уральском прогибе сложена песчаниками, конгломератами, аргиллитами, глинистыми и углито-глинистыми сланцами с пачками пластов каменных углей. В наложенных синклиналях в Восточно-Уральском прогибе развиты среднекаменноугольные карбонатные и обломочные породы.

Восточно-Уральский прогиб как крупная синклинорная структура уральского направления приобретает сравнительно четкое оформление далеко на севере от описываемой территории, в районе поселков Большой и Малый Алтым на р. Оби. Очень широкий (до 160 км) в этом районе прогиб далее на север-северо-восток сливается со структурами палеозоя Западной Сибири, характер которых остается еще неизвестным. К югу от поселков Большой и Малый Алтым прогиб выделяется как широкий Пельмский мегасинклинорий, который, судя по редким скважинам и геофизическим данным, выполнен терригенными и карбонатными отложениями нижнего и, может быть, частью среднего карбона, в большей части перекрытыми базальтами раннего и среднего триаса, и еще выше сложным покровом мезозойских и кайнозойских отложений. В пределы описываемой территории входит (с севера) только южная часть Пельмского мегасинклинория, постепенно сужающаяся с севера на юг до 20 км и у южной условной границы его, у р. Реж, до 5 км.

На Среднем Урале Восточно-Уральский прогиб четко выделяется как Алапаевско-Теченский мегасинклинорий, южная часть которого (к югу от широты г. Каменск-Уральского) отгибается несколько к юго-западу и сливается с внутренним Арамилско-Сухтелинским мегасинклинорием Восточно-Уральского поднятия.

Алапаевско-Теченский мегасинклинорий представляет собой прямую открытую, но весьма сложную структуру, которая распадается на отдельные крупные и, в свою очередь, сильно усложненные отрицатель-

ные и положительные формы: Толмачевско-Асбестовский, Коптеловский, Каменский синклинории и Махневско-Некрасовский и Кунашакский антиклинории. Складки, которые осложняют эти структуры, в большей части имеют ясно выраженный линейный характер, при этом в западном крыле мегасинклинория осевые плоскости складок часто наклонены на запад (падают круто на восток), а в восточном крыле они наклонены на восток (падают на запад). Зеркало складчатости в западном крыле мегасинклинория погружается под разными углами на восток, а в восточном крыле — на запад, также под разными углами (от 10 до 50°).

К югу от Кунашакского антиклинория (составляющего северное общее погружение Челябинско-Суундукского мегантиклинория Восточно-Уральского поднятия) располагается южная часть Восточно-Уральского прогиба (в пределах описываемой территории) — Копейско-Брединский мегасинклинорий. Строение этого мегасинклинория в общем сходно со строением описанного выше Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Он разделяется условно на крупные части: Копейский, Еманжелинско-Бородинский и Полтаво-Брединский синклинории, также осложненные складками разных порядков, имеющими по преимуществу линейные формы.

Сложность строения всего Восточно-Уральского прогиба усиливается наличием в нем многочисленных крупных и мелких разрывных нарушений, преимущественно сбросового, но иногда (в основном в восточном крыле) и взбросового характера. Внутри Копейского синклинория развит крупный, довольно широкий (до 18 км) Копейский грабен, выполненный триасовыми и нижнеюрскими угленосными отложениями. К югу грабен, постепенно сужаясь, а местами прерываясь, протягивается до ст. Карталы.

В пределах описываемой части Восточно-Уральского прогиба в основном в крыльях его устанавливаются следующие глубинные разломы с приуроченными к ним поясами интрузий ультрабазитов раннекаменноугольного возраста: Сусанский, Асбестовско-Ключевской, Муслюмовско-Красногорский, Успенско-Павловский и Тарутинско-Наследницкий.

Габброидные породы, а также кислые дифференциаты габбровой магмы образуют в Восточно-Уральском прогибе крупные и мелкие массивы и группы массивов, а также многочисленные дайковые и силловые тела. По возрасту эти интрузивные образования являются преимущественно раннекаменноугольными.

В отдельных местах Восточно-Уральского прогиба (к северу от Челябинска, в Еманжелинско-Бородинском и Полтаво-Брединском синклинориях) устанавливаются довольно значительные по размерам интрузивные массивы гранитоидов раннекаменноугольного возраста, приуроченные, главным образом, к внутренним антиклиналям и нередко тяготеющие к крупным варисским интрузиям гранитовой магмы в смежных Восточно-Уральском и Зауральском поднятиях.

В области Восточного Зауралья палеозойский фундамент имеет неровную поверхность. По данным геофизики и бурения в районе г. Камышлова поверхность фундамента залегает на глубинах от 50—60 до 150 м. К востоку рельеф палеозоя понижается и в Тюменской депрессии уходит на глубину свыше 2000 м. Тюменская депрессия к северу расширяется, и глубина ее значительно увеличивается, чем обуславливается общее погружение рельефа палеозойского фундамента в этой части Зауралья к северо-востоку. В северной части Тургайского прогиба установлено крупное пологое повышение «Кустанайский вал»,

которым Тургайское Зауралье как бы отделяется от Западно-Сибирской плиты.

О строении палеозойского фундамента в Южном Зауралье можно судить по обнажениям палеозойских пород, вскрываемых по рекам в западном крыле Тургайского прогиба, а также по многочисленным скважинам, а в Среднем и Северном Зауралье — только по данным скважин структурного и поискового бурения и геофизических исследований. По этим данным палеозойский фундамент Зауралья имеет такое же складчатое строение и в основном тот же состав, что и открытая часть уральских структур. Он составляет продолжение этих структур на восток, при этом восточная граница Уральской складчатой системы намечается примерно на меридиане Тюмени и Кургана.

К востоку от Восточно-Уральского прогиба располагается крупное Зауральское поднятие, протягивающееся, в общем, параллельно открытым уральским структурам с севера и север-северо-востока от р. Оби (ее Ендырской протоки) на юг и юг-юго-запад до Приаралья. По характеру и составу слагающих его пород и по своему строению Зауральское поднятие сходно с Восточно-Уральским поднятием, но в то же время отличается от него несколько меньшим развитием интрузивных (в том числе гранитовых) и метаморфических пород, а также несколько более простым строением в восточных подзонах. В целом в нем преобладают относительно молодые палеозойские — девонские и каменноугольные осадочные и вулканогенные породы, тогда как силурийские и нижнепалеозойские осадочные, вулканогенные и метаморфические толщи пользуются меньшим распространением и развиты в центральных частях наиболее крупных антиклинальных структур.

Зауральское поднятие расчленяется на несколько крупных антиклинорных структур, отделенных друг от друга синклинальными и седловинными погружениями. В их числе Шаимский, Камышловский, Ницинско-Шадринский, Троицко-Кенгусайский и Октябрьско-Денисовский мегантиклинории, Талицкий и Александровский мегасинклинории, Добрянская и Галкинская седловины.

Складчатое строение поднятия сильно осложняется многочисленными разрывными нарушениями. Наиболее крупные из них прослеживаются на большие расстояния в общем простирании Зауральского поднятия и имеют крутое падение. Так же ориентирована большая часть более мелких нарушений. Крутопадающие нарушения субширотного и север-северо-западного направлений отмечаются реже.

Выделяется крупный глубинный Джетыгаринский разлом с приуроченными к нему интрузиями ультрабазитов в южной части поднятия (Троицко-Кенгусайский мегантиклинорий).

Тюменско-Кустанайский прогиб имеет четко выраженные ограничения, форму и характер крупной синклинорной структуры в южной своей части (к югу от широты г. Кургана), где как на запад, так и на восток от него располагаются антиклинорные поднятия — на западе Зауральское и на востоке Тобольско-Кушмурунское. С продвижением к северу от широты г. Кургана, где постепенно погружается и теряется Тобольско-Кушмурунское поднятие, этот прогиб утрачивает восточную границу и, имея характер общего широкого погружения, сливается со структурами палеозойского фундамента Западной Сибири.

Повсюду погребенный под мезозойско-кайнозойским покровом разной мощности, от 40—50 м (в районе г. Кустаная и к югу от него) до 2—2,5 тыс. м (к северо-востоку от г. Тюмени), Тюменско-Кустанайский прогиб выявляется по немногим скважинам в северной части и по

большому количеству скважин в Южном Зауралье, а также по геофизическим данным на всем его протяжении.

Рассматриваемый прогиб сложен главным образом нижнекаменноугольными образованиями, при этом в наиболее глубоких частях его, представляющих чаще крупные синклиновые структуры, развиты эффузивы (преимущественно основного и частью среднего и кислого состава) средне-верхневизейского и намюрского возраста, а во внутренних антиклиналях — верхнетурнейско-нижневизейские терригенные и карбонатные отложения с подчиненными им эффузивами. В самых глубоких синклиналях приосевые части их выполнены терригенными и карбонатными осадками среднего и верхнего карбона. В наиболее крупных внутренних антиклинальных структурах выступают нижнетурнейские и верхнедевонские осадочные породы (в терригенных и реже карбонатных фациях) и эффузивы основного состава. Лишь в ядрах единичных антиклинальных структур на поверхность палеозойского фундамента выходят среднедевонские основные эффузивы и верхнесилурийско-нижнедевонские осадочно-вулканогенные (преимущественно туфогенные) образования.

Выяснено, что в южной части прогиб имеет довольно сложное строение, обусловленное развитием крупных складчатых структур и осложняющих их складок (разных форм и порядков), а также разрывных нарушений. Строение северной части прогиба остается невыясненным, но, по-видимому, оно постепенно упрощается с юга на север.

Северная часть прогиба условно выделяется под названием Леушинского мегасинклинория. На юге западную часть прогиба составляет Валерьяновский, а восточную — Айсаган-Кондратьевский мегасинклинорий, разделенные Руднинским мегантиклинорием. Эти три структуры и осложняющие их складки разных порядков вытянуты в общем субмеридиональном (север-северо-восточном) простирании всего прогиба. Большая часть складок имеет резко выраженный линейный характер с нормальным падением крыльев на запад и на восток под разными углами, но местами с чертами асимметрии (наклоном осевых плоскостей к западу и востоку). Реже устанавливаются широкие (обычно не крупные складки) с пологим (до 30—35°) падением крыльев.

В прогибе устанавливаются крупные разрывные нарушения, преимущественно сбросы с север-северо-восточным простиранием и крутым падением поверхностей разрывов. Некоторые из них прослеживаются по границам крупных, линейно вытянутых складчатых структур. Кроме этих разрывных нарушений поисковым и структурным бурением, а также геофизическими исследованиями выявлено большое количество крутопадающих сдвига-сбросов субширотного и запад-северо-западного простирания.

Из интрузивных образований в Тюменско-Кустанайском прогибе установлено много сравнительно не крупных массивов, силовых и дайковых тел габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов, сиенито-диоритов, сиенитов и граносиенитов раннекаменноугольного возраста, а также редкие мелкие интрузивные тела и дайки позднепалеозойских гранитов.

Тобольско-Кушмурунское поднятие протягивается с север-северо-востока на юг-юго-запад от широты г. Тобольска до р. Тургая. Как уже отмечалось выше, в северной части оно нечетко выражено и сливается с неясными структурами Западной Сибири. На юге в бассейне р. Тургая оно также утрачивает четкость ограничений и постепенно теряется.

Тобольско-Кушмурунское поднятие, как и Зауральское, выявлено по данным геофизических исследований и бурения. Сложено оно

в ядрах крупных антиклиналей нижнесилурийскими и, возможно, частью нижнепалеозойскими метаморфизованными, преимущественно осадочными, и частью вулканогенными, на погружении и в крыльях антиклиналей — верхнедевонско-нижнетурнейскими и верхнетурнейско-нижневизейскими осадками. В синклиналях развиты средне-верхневизейские и намюрские эффузивы основного и среднего состава, карбонатные и терригенные отложения. Наиболее глубокие синклинали в центральных частях выполнены средне- и верхнекаменноугольными осадками.

В складчатом строении Тобольско-Кушмурунского поднятия основной тектонической единицей является Карашилинско-Ашибутакский мегантиклинорий, представляющий собой цепь широких и в разной степени удлиненных (в общем простирании поднятия) антиклинальных структур, сложенных в основном нижнесилурийскими и, возможно, частью нижнепалеозойскими отложениями. Западное и восточное крылья этого мегантиклинория переходят на западе в Семиозерный и на востоке в Наурзумский мегасинклинорий. Внутри этих крупных складчатых структур в свою очередь развиты складки разных форм (брахискладок, узких и линейных), осложненных дизъюнктивными нарушениями преимущественно север-северо-восточного и частью субширотного простирания.

В пределах Тобольско-Кушмурунского поднятия выявлены отдельные не крупные массивы серпентинитов, диоритов и кварцевых диоритов раннекаменноугольного возраста, а также крупные и мелкие массивы позднепалеозойских гранитов, по преимуществу приуроченные к антиклинальным структурам.

Из приведенного описания видно, что крупные восточнуральские палеозойские структуры (поднятия и прогибы) в северных частях постепенно утрачивают свои границы и полностью исчезают среди структур Западно-Сибирской плиты, характер которых остается еще не выясненным. При этом северное окончание каждой из этих структур располагается несколько южнее окончания смежной с ней западной структуры. В этом смысле какую-то определенную восточную границу Уральской палеозойской геосинклинали установить трудно, и отмеченное выше положение границы (восточнее Тюмени и Кургана) является крайне приближенным, относящимся скорее только к области Среднего Зауралья.

Уральская палеозойская эвгеосинклиналь возникла, по-видимому, одновременно с общим поднятием древней геосинклинали в средне- и позднекембрийское время непосредственно к востоку от этого поднятия и получила четкое оформление в виде широкого прогиба в ордовике. В течение всего среднего палеозоя эвгеосинклиналь прошла путь длительного и сложного развития в несколько этапов (прогибания, осадконакопления и вулканизма), завершавшихся частными инверсиями, относительно слабыми складчатыми и местами значительными разрывными движениями, интрузиями перидотитовой и базальтовой (габбровой) магмы, а также кислых дифференциатов габбровой магмы. Основными этапами являются: ордовикско-силурийско-раннедевонский, средне-позднедевонско-раннетурнейский и познетурнейско-намюрский.

В позднем палеозое произошла общая инверсия эвгеосинклинали, сопровождавшаяся мощными складчатыми и разрывными движениями, образованием и внедрением гранитовой магмы в зоны поднятий. Инверсия происходила в несколько стадий. В начале (по-видимому, в среднем и позднем карбоне) в наиболее глубокой части эвгеосинклинали (в ее состоянии к концу раннего карбона) возникло Восточно-Уральское поднятие, отделившее Тагильско-Магнитогорский прогиб от более

восточных внутренних зон эвгеосинклинали. Затем в восточной части эвгеосинклинали (уже в пермское время) началось образование Зауральского поднятия, отделившего Восточно-Уральский прогиб от Тюменско-Кустанайского. К концу палеозоя полностью завершилась инверсия эвгеосинклинали, ее превращение в горную страну и начался интенсивный размыв. В области миогеосинклинали в пермское время еще происходили распространявшиеся с востока на запад (в сторону Русской платформы) и постепенно затухавшие складчатые и разрывные движения, завершившиеся в этой области, возможно, в раннем мезозое. С начала мезозоя Урал переживал стадии платформенного развития.

В раннем триасе область Зауралья начала испытывать общее опускание при неравномерности движения в разных блоках. На поверхность глубоко размытых палеозойских структур в этой области в раннем и среднем триасе в зонах проницаемости (глубоких разломов и трещин) происходило излияние базальтовых и частью липаритовых лав, выполнявших местами вместе с терригенными осадками глубокие и нередко очень широкие депрессии тектонического и эрозионного происхождения. Некоторые из грабенов продолжали углубляться в позднем триасе и ранней (а частью и средней) юре, и в них отлагались терригенные, частью угленосные (рэт-лейасовые) осадки. Указанные триас-нижнеюрские отложения (включая покровы базальтов и липаритов) залегают в основном горизонтально или с очень пологим (в доли и первые единицы градусов) падением, но в ряде мест в них устанавливаются разрывные нарушения (типа сбросов и взбросов). Залегающие в грабенах (Копейском, Буланаш-Елкинском и др.) рэт-лейасовые угленосные отложения в ряде мест очень сильно дислоцированы с образованием сложной мелкой складчатости и многочисленных дизъюнктивных нарушений. Возможно, такая (местная) сильная нарушенность этих отложений связана с локализованными в мобильных блоках грабенов подвижками, явившимися отзвуками значительных киммерийских движений, захвативших южные районы Советского Союза. Не исключается также мелкая складчатость в рэт-лейасовых отложениях, обусловленная гравитационными причинами в специфических условиях самого накопления осадков в грабенах.

Выше триас-нижнеюрских отложений в разрезе мезозоя и кайнозоя Зауралья залегают (снизу вверх): континентальные и частью морские средне- и верхнеюрские осадки, затем морские (за исключением сеноманских континентальных), верхнемеловые, палеоценовые, эоценовые и нижнеолигоценые и континентальные средне- и верхнеолигоценые, неогеновые и четвертичные отложения в различных фациях.

Все эти отложения имеют почти горизонтальные и слабо нарушенное залегание с образованием очень пологих платформенных крупных и относительно мелких структур. При этом подмечается, что положительные формы с уменьшением мощностей осадков мезозойского покрова отвечают поднятиям в палеозойских структурах, в то время как отрицательные формы соответствуют зонам позднепалеозойских прогибов. Намечается, таким образом, прямая унаследованность крупных элементов тектоники палеозоя в платформенных структурах, развитых в покрове мезозойских и кайнозойских отложений.

Новейшие (в неогеновое и четвертичное время) движения в рассматриваемом регионе носят характер эпейрогенических с преобладанием относительно слабых дифференцированных сводовых и глыбовосводовых поднятий. В отдельных зонах наблюдается относительно резкая нарушенность пород новейшими движениями, включительно до надвигов небольших блоков палеозойских пород на палеогеновые отложения.

ДОКЕМБРИЙ

Докембрийские образования слагают фундамент каледоно-варисийской геосинклинали Урала. При трехчленном подразделении докембрия, которое принято в этом очерке, они относятся к нижнему докембрию (нижнему архею), среднему докембрию (верхнему архею) и верхнему докембрию (протерозою), который по объему полностью соответствует, как считает автор, рифею Урала. Обоснование такого подразделения докембрия рассматривается ниже.

По литолого-фациальному составу, особенностям развития магматизма, метаморфизма и тектоники в Уральской докембрийской геосинклинали выделяются Западная, Центральная и Восточная структурно-фациальные зоны, территориально соответствующие западному склону, центральной части Урала (Урал-Тау и прилегающая к нему с запада Приуралтауская часть) и восточному его склону¹. В пределах этих зон докембрийские образования изучены с неодинаковой степенью детальности, что связано с особенностями геологического строения каждой из них и истории развития всей складчатой области Урала.

К наиболее исследованным относятся докембрийские образования Западной и Центральной структурно-фациальных зон Южного Урала, где они слагают огромное горное сооружение, выделяемое под названием Башкирско-Уралтауского мегантиклинория. Он относится и к числу крупнейших тектонических элементов Уральской складчатой области.

Ниже рассматривается стратиграфия докембрийских образований в пределах названных структурно-фациальных зон Южного Урала (Башкирско-Уралтауский мегантиклинорий), где они подразделяются на два комплекса: тараташский и башкирский. Первый из них отвечает по возрасту нижнему и среднему докембрию (нижнему и верхнему архею), второй — верхнему докембрию (протерозою или рифею). В обзоре стратиграфии верхнего докембрия Южного Урала дано также описание верхнедокембрийских отложений Среднего Урала, которые обоснованно могут коррелироваться с отдельными частями стратотипического южноуральского разреза.

В Восточной зоне выделяются два мощных комплекса метаморфических образований, относимых с некоторой долей условности к докембрию (табл. 6*)². Выделение в этой зоне докембрийских толщ представляет большие трудности, что обусловлено в значительной мере широким проявлением здесь палеозойского интрузивного магматизма и интенсивного метаморфизма докембрийских и палеозойских отложений. В связи с этим вопросу стратиграфии и возраста метаморфических толщ восточного склона Урала посвящен отдельный раздел настоящей главы.

¹ В тектоническом районировании, принятом в данном очерке, Западная и Центральная зоны в общем виде соответственно отвечают Башкирско-Полудовской и Уралтауской зонам стратиграфической схемы МСК 1964 г. (Прим. ред.)

² Таблицы, отмеченные звездочкой, помещены в конце книги в приложении.

НИЖНИЙ И СРЕДНИЙ ДОКЕМБРИИ

Западная структурно-фациальная зона

Тараташский комплекс

Древнейшие на Урале суперкрустальные образования, выступающие в южной части Уфимского амфитеатра (Кусинский и Нижнеуфалейский районы), впервые были выделены автором под названием тараташской свиты (Гарань, 1938, 1939, 1946) с подразделением ее на нижнюю и верхнюю подсвиты. В дальнейшем тараташская свита получила наименование тараташского гнейсового комплекса в составе нижней (шигирской) и верхней (бельдишской) свит (Гарань, 1963).

По возрасту тараташские глубоко метаморфизованные образования, залегающие в основании многокилометрового разреза верхнего докембрия (рифея) и отделенные от него большим размывом и угловым несогласием, относились то к архею (Гарань, 1938; Наливкин, 1943б; Смирнов, 1956; Варданянц, 1960), то к нижнему протерозою (Гарань, 1946). Позднее (Гарань, 1966), учитывая состав суперкрустальных образований тараташского комплекса, азимутальное и угловое несогласие между шигирской и бельдишской свитами, а также резко различный по новейшим радиометрическим данным возраст названных свит, представилось целесообразным выделить эти две свиты в ранге серий. При более детальном исследовании последние, вероятно, будут расчленены на свиты. Такое подразделение рассматриваемого комплекса и принято в данном очерке, причем по возрасту шигирская серия отнесена к нижнему докембрию (нижнему архею), а бельдишская — к среднему докембрию (верхнему архею)¹.

Метаморфические толщи тараташского комплекса несогласно перекрываются отложениями айской свиты бурзянской серии верхнего докембрия, которые образуют большую брахиантиклинальную структуру, являющуюся северной частью Бакало-Тараташского антиклинория (собственно Тараташский антиклинорий). В крыльях антиклинория, а также в периклинальных его окончаниях тараташский гнейсовый комплекс с большим перерывом и резким угловым несогласием перекрывается полимиктовыми конгломератами, аркозовыми кварцитовидными песчаниками, эффузивными диабазами, диабазовыми порфиритами и спилитами айской свиты (горы Большой Миасс, Соловьева, Мисаелгинская, Сова, Осиновая, Горновья, Студеная, Рудничная, Навыш и др.). В составе конгломератов айской свиты присутствуют гальки уже глубоко метаморфизованных пород тараташского комплекса (магнетитовые кварциты, джеспилиты, очковые гнейсы, огнейсованные микроклиновые граниты), что наряду с резким угловым несогласием между тараташскими гнейсами и слабо метаморфизованными отложениями айской свиты свидетельствует о большом перерыве между гнейсовым комплексом и бурзянской серией (айская свита). Верхняя граница тараташского комплекса выступает отчетливо и проводится по указанному большому размыву и угловому несогласию, нижняя — неизвестна, и поэтому общая мощность всего комплекса не установлена. Суммарная мощность видимого разреза достигает более 2000 м.

Тараташский гнейсовый комплекс по его тектонической позиции представляет собой архейскую глыбу (выступ) докембрийского кристаллического фундамента Русской платформы, вовлеченную в позднедокембрийские образования западного склона Урала, т. е. в восточное склад-

¹ В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., тараташский комплекс отнесен к нижнему протерозою. (*Прим. ред.*)

чатое обрамление платформы. На Урале тараташские гнейсы выступают только в отмеченных выше районах Западной структурно-фациальной зоны. Их возрастные аналоги в Центральной и Восточной структурно-фациальных зонах пока не установлены.

ШИГИРСКАЯ СЕРИЯ

Серия слагает большую часть площади тараташского гнейсового поля, где она выступает в центральной и западной его частях. В ее составе выделяются биотитовые, гранато-силлиманито-биотитовые, частично амфиболовые и биотито-магнетитовые гнейсы и мигматиты. Мощность не установлена.

Биотитовые гнейсы относятся к наиболее распространенным породам. Среди них выделяются гнейсы с небольшим содержанием биотита, местами переходящие в гнейсы со значительным развитием преимущественно крупночешуйчатого биотита.

Лейкократовые биотитовые гнейсы, преимущественно мелко- и среднезернистые, состоят из кварца (40—50%), альбит-олигоклаза с 10% Ап (10—15%), микроклина (10—50%), биотита (5—10%); кроме того, присутствуют магнетит и апатит. Структура порфиробластическая и гранобластическая. Порфиробласты микроклина часто содержат включения плагиоклаза, кварца, реже биотита.

Биотитовые гнейсы с крупночешуйчатым биотитом, средне- и крупнозернистые, образуют в гнейсовом поле полосу шириной до нескольких сотен метров (горы Тараташ, Камешок, Радостная и др.). Гнейсы содержат: кварц (30—40%), решетчатый микроклин (15—30%), альбит и олигоклаз (16—20%), биотит (20—25%); аксессуарные — циркон, апатит, магнетит. Калиевый полевой шпат образует порфиробласты, иногда замещает краевые части зерен плагиоклаза. Последний образует линзовидные порфиробласты, обтекаемые биотитом.

С биотитовыми гнейсами тесно связаны высокоглиноземистые гнейсы, содержащие гранат и силлиманит. Гранато-биотитовые гнейсы по составу отличаются от биотитовых гнейсов значительным развитием граната и появлением силлиманита (горы Малый Тараташ, Камешок, Шигир), переходные разновидности содержат небольшое количество граната или единичные его зерна. Некоторые разновидности гранато-биотитовых гнейсов, лишенные полевошпатовой составной части или содержащие полевой шпат в незначительных количествах, представляют собой гранато-биотитовые сланцы с содержанием граната до 5—15%.

Гранато-биотитовые гнейсы — темно-серые породы, осветляющиеся при значительном содержании кварца и полевых шпатов. Минералогический состав: кварц, олигоклаз, микроклин, биотит, гранат (альмандин); аксессуарные: циркон, магнетит, апатит. Текстура гнейсовидная и сланцевая. Сланцеватость в зависимости от содержания биотита выражена в различной степени. Гранат в породах распределяется неравномерно, образуя рассеянные порфиробласты и их скопления. Почти всегда сильно трещиноватые порфиробласты граната облекаются «потоками» биотитовых пластинок и нередко замещаются по многочисленным трещинкам вторичным биотитом, часто хлоритизированным.

Гранато-силлиманито-биотитовые гнейсы тесно ассоциируют с биотитовыми и гранато-биотитовыми гнейсами и связаны с ними постепенными переходами. По составу отличаются от последних развитием силлиманита (5—15%); местами среди высокоглиноземистых гнейсов присутствуют разновидности, почти лишенные полевых шпатов.

Высокоглиноземистые гнейсы шигирской серии (биотитовые, гранато-биотитовые и гранато-силлиманито-биотитовые) представляют со-

бой в той или иной степени гранитизированные (фельдшпатизированные) и мигматизированные породы. В случаях слабой мигматизации гнейсы и кристаллические сланцы захвачены процессами метасоматической фельдшпатизации, проявляющейся в развитии разрозненных порфиробластов микроклина. Более интенсивная мигматизация характеризуется послойным развитием в гнейсовом субстрате материала гранитного, аплитового, реже пегматитового состава. Наряду с тонко- и грубополосчатыми мигматитами встречаются ветвистые, сетчатые и очковые мигматиты, агматиты и теневые мигматиты. Лейкократовая часть полосчатых мигматитов представлена в одних случаях мясо-красными и розовыми микроклиновыми гранитами, в других — серыми и светло-серыми порфиroidными, также микроклиновыми гранитами, иногда с характерными крупными кристаллами серого и голубовато-серого микроклина. Мощность лейкократовых полосок в послойных мигматитах варьирует от нескольких миллиметров до 10 см и более. Послойная мигматизация мясо-красными микроклиновыми гранитами местами (гора Поперечная в южной части тараташского гнейсового поля) сопровождается развитием мелких (до 10 м и более) тел таких же гранитов, согласно залегающих в гнейсах.

Красные и розовые микроклиновые граниты — средне- и крупнозернистые породы, состоящие из микроклина (иногда до 70%), кислого плагиоклаза (альбита и альбит-олигоклаза), кварца, небольшого количества биотита, реже мусковита и аксессуарных — сфена, апатита и магнетита.

Серые и светло-серые порфиroidные граниты состоят из решетчатого микроклина (50—65%), кварца (30%), плагиоклаза (15—20%), представленного олигоклазом с 18% Ап и андезином с 33% Ап. Граниты бедны темноцветными минералами. В небольших количествах присутствуют биотит (до 5%) и мусковит; аксессуарные — сфен, циркон, апатит, магнетит. Микроклин образует крупные порфиroidные зерна с включениями мелких округлых зерен плагиоклаза и кварца. Нередко на стыке зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза образуются мирмекиты. Отмечается развитие калиевого полевого шпата в виде антипертитовых вростков в плагиоклазе.

Гнейсовый субстрат в мигматитах по составу отвечает рассмотренным выше высокоглиноземистым гнейсам. Мигматизация и гранитизация (фельдшпатизация) гнейсов сопровождалась развитием в гнейсовом субстрате порфиробластов калиевого полевого шпата, преимущественно микроклина. Микроклинизация является результатом калиевого метасоматоза, о чем свидетельствуют такие явления, как частичное замещение плагиоклаза микроклином, включения в нем плагиоклаза и округлых зерен кварца, частичное развитие антипертитов замещения в плагиоклазах и ряд других признаков. Наличие в мигматитах деформированных минералов и катакластических структур свидетельствует о том, что дроблению подвергались уже мигматизированные гнейсы и явления катаклаза происходили после мигматизации.

Образование послойных мигматитов связано с явлением калиевого метасоматоза, метаморфической дифференциацией, и, по-видимому, частью они возникли в результате селективного плавления пород. Это подтверждается тесной связью мигматитов с мелкими и более крупными телами микроклиновых гранитов.

По условиям образования тонко- и грубополосчатые мигматиты относятся к типу инъекционно-метасоматических мигматитов. Они тесно связаны с мелкими и сравнительно крупными телами микроклиновых гранитов метасоматического и частью анатектического происхождения.

Подчиненное положение в составе шигирской серии занимают биотито-магнетитовые, биотито-амфиболовые, амфиболовые гнейсы и амфиболиты.

Биотито-магнетитовые гнейсы встречаются сравнительно редко, преимущественно среди лейкократовых биотитовых гнейсов (горы Тараташ, Соколинная Сопка и др.). Это светло-серые, среднезернистые породы с отчетливой гнейсовидной текстурой, подчеркнутой полосчатым расположением биотита и магнетита. Они состоят из кварца (40—50%), микроклина (20—25%), альбит-олигоклаза (15—25%), магнетита (15—10%), биотита (до 3%), сфена, апатита.

Амфиболовые гнейсы (горы Радостная, Поперечная, Тараташ) в отличие от биотитовых гнейсов содержат обыкновенную бурую или зеленую роговую обманку, бесцветный тремолит и небольшое количество (10—15%) микроклина и более основной плагиоклаз, частью андезин. По-видимому, они относятся к ортопородам.

Амфиболиты распространены в толще гнейсов, образуя прослои и пачки небольшой мощности. Они состоят из обыкновенной зеленой роговой обманки, плагиоклаза (андезина), кварца, биотита и аксессуарных — апатита и рудных минералов; вторичных — хлорита, серицита.

Характер минеральных ассоциаций пород шигирской серии указывает, что они были метаморфизованы в условиях амфиболитовой фации. Вместе с тем появление в глиноземистых гнейсах и кристаллических сланцах силлиманита свидетельствует о более высокотемпературных условиях метаморфизма этих пород (силлиманито-альмандиновая субфация).

В гнейсовых толщах шигирской серии выделяются небольшие тела измененных гипербазитов и габбро, олигоклазовых и микроклиновых гранитов.

БЕЛЬДИШСКАЯ СЕРИЯ

Серия представлена различного состава очковыми гнейсами, слюдястыми и железистыми (магнетитовыми) кварцитами и джеспилитами. Мощность около 1000 м. Она выступает в восточной, южной и северной частях тараташского гнейсового поля (горы Повальная, Большой Тагояк, Бельдиш и др.).

Большая часть бельдишской серии сложена биотито-серицитовыми, биотито-серицито-хлоритовыми и серицито-хлоритовыми очковыми гнейсами, в которых на зеленовато-сером и желтоватом фоне основной массы выступают округлые и линзовидные порфиробласты преимущественно полевых шпатов, реже кварца. Размеры их достигают 2—3 см и сложены они либо монокристаллами, либо сростками немногих крупных кристаллов микроклина и микроклин-пертита. Реже в гнейсах встречаются «очки» гранитов, состоящих из относительно более мелких зерен микроклин-пертита, серицитизированного плагиоклаза и подчиненных количеств биотита или зеленой роговой обманки. В основной тонкозернистой массе гнейсов преобладает мозаичный кварц (перекристаллизация) и серицит, иногда биотит, о метаморфизованности которого свидетельствует развивающийся по нему сагенит.

В других случаях очковые гнейсы превращаются в листоватые зеленые сланцы с длинными и тонкими линзочками полевошпато-серицитового состава и сохраняющимися «орешками» полевых шпатов.

Рассматриваемые породы являются очковыми милонитами, образовавшимися по биотитовым и гранато-биотитовым гнейсам и тараташским микроклиновым гранитам, что подтверждается минеральными ассоциациями, структурными и текстурными особенностями этих пород.

Следует отметить некоторые трудности в определении генетической природы этих пород, заключающиеся в том, что среди милонитов местами сохранились участки послонных мигматитов, которые нередко слагаются порфиловым аплитом также очкового строения, и «очки» аплит-порфилов внешне сходны с «очками» крупных кристаллов или их сростков в милонитизированных породах. Однако в противоположность обломочной структуре милонитов аплиты в мигматитах характеризуются гранитоидной структурой.

Таким образом, породы западной и центральной частей тараташского гнейсового поля (шигирская серия) метаморфизованы в условиях силлиманит-альмандиновой субфации амфиболитовой фации; восточная же часть гнейсового поля (бельдишская серия) характеризуется развитием эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма. Можно было бы предполагать, что различие в степени метаморфизма указанных частей тараташского гнейсового поля является лишь отражением метаморфической зональности, которая возникла в результате регионального метаморфизма, и, в сущности, исходные породы шигирской и бельдишской серий относятся к одному стратиграфическому уровню. Однако такому предположению противоречат стратиграфическая последовательность серий и различие в их составе исходных пород. Последние в шигирской серии были представлены преимущественно глинистыми и песчано-глинистыми сланцами и основными эффузивами, а в бельдишской серии наряду с пелитовыми осадками имели место более грубые терригенные отложения (кварциты, магнетитовые кварциты, грубые аркозовые песчаники, метаморфизованные эффузивы основного, и по-видимому, кислого состава).

Породы бельдишской серии, первоначально метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации, претерпели наложенный метаморфизм с образованием бластомилонитов (диафторитов). Бластомилониты и бластоклазиты бельдишской серии с новообразованием минеральных ассоциаций эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций выступают, как уже отмечалось выше, в восточной части тараташского гнейсового поля, т. е. в области регионального тектонического контакта, отграничивающего тараташский комплекс от уфалейского метаморфического комплекса, расположенного уже в Центральной структурно-фациальной зоне.

Слюдистые кварциты пользуются наибольшим распространением в бассейне речек Шигира и Тахты. Они состоят из кварца, небольшого количества слюды; акцессорные — полевой шпат, циркон, магнетит, турмалин, апатит; вторичные — хлорит и гематит.

Железистые (магнетитовые) кварциты в большинстве случаев стратиграфически тяготеют к нижним горизонтам очковых гнейсов (бельдишская серия). Рудный горизонт по простиранию прослеживается на протяжении около 40 км в виде спорадически появляющихся на поверхности выходов магнетитовых кварцитов. Непрерывная протяженность отдельных рудных залежей достигает 2 км (гора Куватальский Камень) и 700 м (рудники Магнитные). Рудные залежи, имеющие пластообразную форму, обычно тесно связаны с биотитовыми очковыми гнейсами и небольшими телами амфиболитов.

Среди магнетитовых кварцитов выделяются средне- и крупнозернистые кварциты, содержащие гиперстен, и тонкозернистые кварциты, часто сплоенные в мелкие складки и обладающие гнейсовидной текстурой, которая проявляется в ориентированном тонкополосчатом расположении минералов. Состав магнетитовых кварцитов: магнетит (15—80%), кварц (15—20%), гиперстен (30%), роговая обманка из группы актинолита и грюнерит — куммингтонита (10%) и хлорит (около 10%).

Джеспилиты, представленные краснополосчатыми разновидностями типа криворожских, тесно связаны с магнетитовыми кварцитами.

Граница между шигирской и бельдишской сериями еще окончательно не установлена, что связано с глубоким метаморфизмом пород тараташского комплекса и сложностью его внутренней тектоники. Одни исследователи, принимая железистые (магнетитовые) кварциты за маркирующий горизонт, относят их к основанию бельдишской серии (Смирнов, 1956), другие — условно проводят границу внизу толщи слюдяных кварцитов тараташского комплекса. Необходимость дополнительных исследований для решения этого вопроса очевидна. Вместе с тем следует отметить, что между гнейсами шигирской серии и очковыми гнейсами, относимыми к бельдишской серии, устанавливается азимутальное несогласие. Так на горе Поперечной и в других пунктах гнейсы шигирской серии обнаруживают субширотные и северо-западные простирания, а очковые гнейсы бельдишской серии северо-восточное (южная часть тараташского гнейсового поля), что свидетельствует о наличии перерыва и углового несогласия между этими сериями тараташского комплекса. Значительно более древний возраст гнейсов шигирской серии по сравнению с бельдишской подтверждается данными определений абсолютного возраста олигоклазовых гранитов, подчиненных шигирским гнейсам, что будет рассмотрено ниже.

С бельдишской серией связаны пироксениты, габбро и микроклиновые граниты метасоматического и анатектического происхождения. Образование последних связано с широким проявлением процессов ультраметаморфизма и метасоматической гранитизации, которые охватили нижне- и верхнеархейские образования фундамента Русской платформы и весь тараташский комплекс на Урале в конечные этапы позднеархейской (позднетараташской или раннекарельской) складчатости. К этому времени относится и гранитизация габброидов тараташского комплекса, в результате которой образовались породы сиенит-диоритового ряда, выделявшиеся под названием «гибридных» (Соколов, 1936). Тараташские гнейсы пересекаются многочисленными дайками диабазов и габбро-диабазов верхнедокембрийского возраста.

ВЕРХНИЙ ДОКЕМБРИЙ (РИФЕЙ)

Западная структурно-фациальная зона

К числу основных работ, посвященных изучению стратиграфии и тектоники верхнедокембрийских отложений Западной зоны в ее северной части, относятся исследования М. И. Гараня (1937, 1938, 1939, 1946), О. П. Горяиновой и Э. Ф. Фальковой (1940), В. Н. Крестовникова (1937), Д. Г. Сапожникова (1937), Б. М. Келлера (1952), К. А. Львова, Д. В. Наливкина (1931, 1943), А. И. Олли (1948), Г. А. Смирнова (1956), Н. С. Шатского (1945) и др. По предложению Н. С. Шатского отложения верхнего докембрия Южного Урала были выделены под названием «рифейской группы» (Ripheus — Урал). По представлению автора, на Южном Урале протерозой следует выделять в объеме рифея. Обоснование этой точки зрения приводится ниже, в разделе о корреляции крупных подразделений докембрия.

Башкирский комплекс делится на три серии (снизу): бурзянскую, юрматинскую и каратаускую (Гарань, 1946, 1959; Келлер, 1952). Они представляют собой естественные, крупные седиментационные циклы, отделенные друг от друга перерывами и угловыми несогласиями. Серии подразделяются на свиты и подсвиты, а последние — местами на толщи.

БУРЗЯНСКАЯ СЕРИЯ

Осадочные отложения этой серии, с подчиненными им вулканогенными образованиями, пользуются широким распространением в северной части Башкирско-Уралтауского мегантиклинория (Бакальский, Саткинский, Кусинский и Нижне-Уфалейский районы). В составе бурзянской серии в пределах рассматриваемой части Западной зоны выделяются свиты (снизу): айская, саткинская, бакальская, которым южнее, за пределами рассматриваемой территории (Ямантауский антиклинорий), соответственно отвечают большеинзерская, суранская и юшинская свиты. Бурзянская серия в Западной и Центральной зонах Среднего и Северного Урала на современном денудационном срезе не установлена.

Айская свита

Свита представлена преимущественно осадочными и частью вулканогенными образованиями, налегающими с большим размывом и угловым несогласием на гнейсы тараташского комплекса. Нижняя часть свиты сложена песчаниково-конгломератовыми отложениями с подчиненными им основными эффузивами, верхняя — различного рода песчаниками и филлитами с прослоями конгломератов, филлитовидными глинистыми сланцами, перекрывающимися нижекусинской доломитовой подсвитой саткинской свиты. Общая мощность айской свиты составляет приблизительно 800—1200 м в северо-восточной части Кусинского района и в южной — 1700—2000 м.

Отложения айской свиты пользуются широким развитием в южной и восточной частях Кусинского района, где они слагают горы Змеиные, Кисеганские, Барсучью, Липовую. В северо-восточной части района они выступают на горах Ефремовской, Навыш, Малый и Большой Миасс, Юважелгинской, Рудничной. Севернее, в Нижне-Уфалейском районе, айская свита присутствует в крыльях Тараташского антиклинория (горы Соловьева, Мисаелгинская, Сова, Горновая, Студеная и др.).

По литологическому составу и стратиграфическому положению в айской свите выделяются пять подсвит (снизу): навышская, липовская, чудинская, кисеганская и сунгурская. Первые две относятся к нижней части айской свиты, а остальные — к верхней.

Навышская подсвита внизу сложена конгломерато-брекчиями (фангломератами), конгломератовидными туфогенными песчаниками, мелко- и крупнозернистыми до гравийных, туфогенными песчаниками, вверху подсвиты чередующимися с покровами частично метаморфизованных диабазов, микродиабазов, диабазовых порфиритов и их туфов. В северной части Тараташского антиклинория подсвита состоит преимущественно из перечисленных эффузивов. Мощность подсвиты варьирует от 150—200 до 450 м.

Конгломерато-брекчии представляют собой зеленовато-серые и грязно-зеленые грубообломочные породы, состоящие из неокатанных или слабоокатанных обломков (размером от нескольких миллиметров до 5—6 см) кварца, розового и желтоватого калиевого полевого шпата, тонкополосчатого гнейса, розового микроклинового гранита, кварцитов, гнейсо-филлита. Цемент состоит из мелких обломков кварца, полевых шпатов с примесью серицита, эпидота и хлорита, возникших в результате перекристаллизации вулканогенного материала.

Туфогенные песчаники, большей частью конгломератовидные, тесно связаны постепенными переходами с конгломерато-брекчиями и отличаются от последних меньшими размерами обломочного материала. Это преимущественно грубообломочные породы зеленовато-серого, розовато-

желтого и красноватого цвета, состоящие из окатанных и полуокатанных галечек (до 1,5—2 см) и более мелких (0,2—2 мм) неотсортированных зерен и обломков различных горных пород и минералов: кварца, микроклина, микроклин-пертита, альбита, биотита, гранита, гнейсо-гранита, очкового гнейса, порфирита, кварцита. Розовый и мясо-красный гранит из гальки конгломерата обнаруживает порфировидную структуру и состав: кварц 30%, плагиоклаз (альбит-олигоклаз) 50%, калиевый полевой шпат (преимущественно решетчатый микроклин) 20%, мусковит.

Очковые гнейсы, представленные в конгломератовидных песчаниках угловатыми и полуокатанными обломками и галечками, имеют минералогический состав: кварц, калишпат, плагиоклаз, хлорит, эпидот и тонкораспыленный магнетит. В кварцево-полевошпатовой основной массе заключены порфиробласты (очки) размером 1—1,5 мм калиевого полевого шпата и плагиоклаза. По составу и структуре породы обломков аналогичны очковым гнейсам верхней (бельдишской) серии тараташского комплекса.

Туфогенные песчаники преимущественно мелко- и крупнозернистые, обычно грязно-зеленоватые и зеленовато-серые, состоящие из угловатых и полуокатанных зерен кварца, микроклина, микроклин-пертита, кислого олигоклаза, кварцита, гнейса, гранита и микропорфирита, серицита, хлорита, хлоритизированного биотита. Туфогенные песчаники, обогащаясь мелкими обломками и тонко измельченным вулканогенным материалом основных эффузивов, переходят в туфиты.

Основные эффузивы, выступающие преимущественно в крыльях Тараташского антиклинория и в юго-западной периклинальной части этой структуры, подчинены песчаникам верхней части навышской подсветы (гора Навыш, Малый и Большой Миасс и др.) и образуют в них покровы мощностью свыше 80—100 м. Они представлены диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, мандельштейнами, туфами и туфобрекчиями.

В спилитах выделяются эвпорфировые и афировые разновидности этих пород, переходящие в мандельштейны с миндалекаменной и пузыристой текстурой. Сильно пузыристые мандельштейны представляют верхнюю шлаковую зону эффузивных покровов.

Афировые разновидности спилитов состоят из беспорядочно расположенных тонких лейст плагиоклаза в хлоритизированной и гематитизированной стекловатой основной массе. В гематитизированных разновидностях спилитов стекловатый, раскристаллизованный базис насыщен рудным веществом — гематитом, в меньшей степени замещается хлоритом. Мелкие миндалины выполнены хлоритом, кальцитом, кварцем.

Порфиновые спилиты содержат вкрапленники альбита № 3—5 и 7—8 в виде брусковидных кристаллов длиной 2—5 мм. Плагиоклаз образует несколько поколений кристаллов, последнее — игольчатое. Основная масса состоит из различно ориентированных тонких лейст игольчатых кристаллов альбитизированного плагиоклаза, замещенных хлоритом и карбонатом и погруженных в гематитизированное и хлоритизированное раскристаллизованное стекло с игольчатыми кристаллами магнетита и гематита.

Местами спилиты переходят в отчетливо фанеритовые диабазы и диабазовые порфириты с офитовой, микроофитовой и пойкилоофитовой структурой, слагающие центральные части покровов. Диабазы образованы лейстами альбитизированного плагиоклаза, иногда мелкими остаточными зернами пироксена, хлоритом, ильменитом и магнетитом, лейкокосеном.

Липовская подсвета, залегающая с небольшим размывом на навышской, представлена преимущественно разнообразными конгломе-

ратами, полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, частью туфогенными, филлитизированными глинистыми и песчано-глинистыми сланцами. Мощность подсыты в северо-восточной части Кусинского района около 300—350 м, в южной — 400—600 м. Подсыта состоит из двух толщ: нижней и верхней.

Нижняя толща — красно-бурые, малиново-красные, розовые, желтоватые аркозовые и полимиктовые песчаники, преимущественно средне- и грубозернистые, переходящие в гравийные. Они состоят из кварца, полевых шпатов (микроклин, микроклин-пертит, кислые плагиоклазы), кварцита, железистого кварцита, мелких обломков гранита и спилита, хлоритизированного биотита, серицита, хлорита, редких зерен сфена, магнетита. Полимиктовые песчаники в восточной части Кусинского района (гора Ерохина и др.) замещаются такого же цвета глинистыми и песчано-глинистыми филлитизированными сланцами с прослоями грубозернистых и мелкогалечных конгломератов.

По мере обогащения галечниковым материалом полимиктовые песчаники переходят в буровато-красные и розоватые конгломераты. В их состав входят гальки белого, дымчато-серого и розового кварца, коричневатого и розоватого кварцито-песчаника, сургучно-красного роговика, полосчатого джеспилита, железистого кварцита. Гальки размером от 2—10 до 15—20 см, хорошо окатанные, эллипсоидальные и округлые. Заполняющий материал — полимиктовый песчаник, состоящий из мелких зерен и обломков калиевых полевых шпатов, кварцита, порфирита, серицита, хлорита, эпидота.

В составе толщи местами (северная часть горы Большой Миасс, Кусинский район) встречаются конгломераты, состоящие из галек кварца, серого и розового микроклинового гранита, красновато-фиолетового кварцевого порфира, железистого полосчатого кварцита и угловатых мелких и крупных обломков спилита, аналогичного спилитам навышмой подсыты. Иногда встречаются гальки, образовавшиеся за счет размыва полимиктовых конгломератов. Размеры галек перечисленных пород и угловатых обломков спилитовых лав в конгломератах варьируют от 1 до 10—15 см, реже до 25—30 см. Валунно-галечниковый материал конгломератов цементируется грубозернистым полимиктовым песчаником.

Верхняя толща представлена крупногалечниковыми полимиктовыми конгломератами, выступающими преимущественно в западном крыле Тараташского антиклинария. Они залегают с небольшим размывом на нижней толще (горы Навыш, Малый Миасс и др. в Кусинском районе). К востоку конгломераты выклиниваются и замещаются аркозовыми кварцитовидными песчаниками (горы Рудничная, Студеная и др.).

Конгломераты содержат гальку кварца, кварцита, кварцито-песчаников, аркозового кварцито-песчаника, роговика, железистого кварцита, джеспилита, магнетита, гематита. Галька хорошо окатанная, округлая и эллипсоидальная, реже плоская размером 2—10 см; встречаются валуны кварцитов, достигающие по длинной оси 30—35 см. Галечниковый материал цементируется полевошпато-кварцевым песчаником различной крупности зерна. Галька железистых кварцитов и краснополосчатых джеспилитов встречается часто, местами достигает 10% состава конгломератов (северная часть горы Большой Миасс). Особого внимания заслуживает наличие в полимиктовых конгломератах галек железистых (магнетитовых) кварцитов и краснополосчатых джеспилитов, тождественных по составу и внешнему облику криворожским. В джеспилитах рудные прослойки синевато-черного цвета чередуются с сургучно-красными роговиками.

Аркозовые кварцитовидные песчаники, местами с косой слоистостью (южная часть хребта Липового), замещающие к востоку конгломераты,

представляют собой преимущественно желтовато-серые и розоватые, средне- и крупнозернистые породы. Минералогический состав: кварц 55—70%, полевые шпаты (микроклин, пертит, кислый плагиоклаз) 20—25%, серицит, хлорит, магнетит, турмалин, сфен, рутил, лейкоксен.

Чудинская подсвита сложена кварцито-песчаниками, полимиктовыми, преимущественно кварцево-полевошпатовыми песчаниками, конгломератовидными (гравийными) полимиктовыми песчаниками и крупногалечниковыми полимиктовыми конгломератами. Конгломераты и песчаники переслаиваются с кварцево-серицитовыми и углисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами. В основании подсвиты залегают известковые песчаники, кварцево-серицитовые и кварцево-хлоритосерицитовые филлиты с прослоями доломитовых известняков. Мощность подсвиты в южной части Кусинского района 600 м, в северо-восточной — до 300—500 м.

Филлиты зеленоватой и темно-серой окраски, непосредственно налегающие на аркозы липовской подсвиты, переслаиваются с плотными окремнелыми серовато-белыми и розовато-серыми доломитовыми известняками.

Среди полимиктовых песчаников, преимущественно серых и темно-серых, по составу выделяются: кварцево-полевошпатовые, кварцево-серицитовые, кварцево-известковистые и грубозернистые (гравийные) песчаники. Главные составные части песчаников: кварц 50—60%, полевые шпаты (ортоклаз, микроклин, кислые плагиоклазы) 30—35% и второстепенные — бурый биотит, серицит, хлорит, рутил, апатит, турмалин, циркон, пирит, магнетит. Известковистые разновидности песчаников содержат до 30—35% карбоната. В состав грубозернистых полимиктовых песчаников входят галечки и обломки кварца, полевого шпата, карбонатов, филлитовидных глинистых сланцев, серицит, хлорит, пирит.

Крупногалечниковые конгломераты зеленовато-серого и розового цвета, образующие в сланцево-песчаниковой толще слои мощностью от 0,2 до 2—2,5 м, состоят из галек микроклинового гранита, кварца, филлитовидного сланца; галька преимущественно хорошо окатанная округлая и яйцевидная, реже угловато-окатанная размером от 1—2 до 8—15 см. Гальки сцементированы гравийным песчаником, аналогичным по составу указанным выше полимиктовым песчаникам. Конгломератовые слои выклиниваются в восточном направлении.

Микроклиновые граниты из гальки конгломерата (р. Ай, Кусинский район) — средние и крупнозернистые породы розового и красновато-розового цвета, грубоогнейсованные и катаклазированные. Минералогический состав: кварц 25—30%, калиевый полевой шпат 60—70%, плагиоклаз (олигоклаз № 20 и альбит № 8) 15—20%, мусковит, биотит; аксессуарные — апатит, сфен, циркон; вторичные — хлорит, серицит, эпидот, лейкоксен, магнетит, карбонаты.

Кварцево-серицитовые и серицито-глинистые филлитовидные сланцы с обильным развитием серицита, переслаивающиеся с песчано-конгломератовыми отложениями, представляют собой тонкослоистые серые, темно-серые до черных породы, состоящие, главным образом, из кварца и серицита с примесью хлорита, обломочных зерен полевых шпатов (пертит, альбит, альбит-олигоклаз), сфена, биотита, апатита, иногда турмалина и рудных — магнетита и пирита.

В районе Кусинского завода (горы Чудинка, Острая Сопка, Барсучья и др.) породы чудинской подсвиты подвергались интенсивному динамометаморфизму, что проявляется в грубом рассланцевании песчаников и конгломератов с возникновением бластосаммитовых структур в песчаниках, лепидобластических — в сланцах. В конгломератах возрастает крупность галечникового материала, вплоть до валу-

нов размером 0,5—0,8 м. Галька и валуны представлены красноватыми, розоватыми и светло-серыми гранитами, характеризующимися в одних случаях преобладанием микроклина, в других — калиевый полевой шпат и плагиоклаз присутствуют почти в равных количествах. В породах очень мало мусковита, а биотит развит в виде отдельных листочков или отсутствует. Иногда присутствуют редкие зерна сфена и апатита.

В северо-восточной части Кузинского района устанавливается сокращенный разрез чудинской подсвиты, представленный серыми и темно-серыми полимиктовыми песчаниками. В основании разреза (гора Ерохина и речка Юважелга) залегают полимиктовые конгломераты (юважелгинские), состоящие из галек (от 1,0—1,5 до 10—15 см) красного микроклинового гранита, кварца, спилита, туфогенного песчаника, аркозового песчаника. Конгломераты ложатся на разные толщи липовской подсвиты, что указывает на местный размыв между чудинской и липовской подсвитами.

В той же северо-восточной части Кузинского района, на горе Ефремовской, в составе сланцево-песчаниковой чудинской подсвиты выделяются конгломераты (ефремовские) из галек и обломков гранито-гнейсов тараташского типа, кварцито-песчаника, сиенит-аплита и кварца.

Юважелгинские и ефремовские конгломераты относятся к типу базальных, так как они содержат гальку подстилающих пород. Рассмотренные выше конгломераты южной части Кузинского района (р. Ай, горы Чудинка, Барсучья, Острая Сопка) принадлежат к внутриформационным.

Кисеганская подсвита — кварцево-серицито-глинистые и углисто-серицито-глинистые филлитовидные сланцы и филлиты серой и темно-серой до черной окраски, переслаивающиеся с полимиктовыми и кварцевыми песчаниками.

Среди песчаников подсвиты выделяются кварцевые, кварцево-полевошпатовые и известковистые, представляющие собой серые и темно-серые, мелко- и среднезернистые породы, характеризующиеся таким же составом, как и рассмотренные выше песчаники чудинской подсвиты. Различие между чудинской и кисеганской подсвитами состоит в том, что первая из них сложена преимущественно песчаниками и конгломератами с подчиненными им филлитовидными сланцами, во второй преобладают филлитовидные сланцы, песчаники же в количественном отношении занимают второе место, а конгломераты отсутствуют. Мощность подсвиты 500 м.

Сунгурская подсвита — углисто-серицито-глинистые и кварцево-серицито-глинистые филлитовидные сланцы и филлиты преобладающе черного цвета. Наиболее распространенными являются углисто-серицито-глинистые филлитовидные сланцы, местами переходящие в графитизированные филлиты, которые в отдельных случаях содержат мелкие ромбовидные выделения хиастолита. Мощность около 200 м.

Изложенные выше данные о составе и распространении осадочных образований айской свиты показывают, что их разрез закономерно меняется в вертикальном направлении. Нижняя часть этого разреза представлена грубообломочными породами, т. е. различного рода конгломератами, грубозернистыми полимиктовыми туфогенными песчаниками. Верхняя часть разреза состоит преимущественно из разнообразных песчаниково-глинистых (алевролитовых), глинистых и углисто-глинистых филлитовидных сланцев, которым подчинены полимиктовые песчаники и частично в западной части разреза конгломераты. Углисто-глинистые филлитовидные сланцы кверху сменяются комплексом карбонатных пород саткинской свиты. Такое закономерное направление в процессах седиментации осадков айской свиты, от грубообломочных внизу до

тонких пелитовых осадков сверху, получило свое отображение в предложенном выше расчленении айской свиты на нижнюю ее часть (навышская и липовская подсвиты) и верхнюю (чудинская, кисеганская и сунгурская подсвиты).

При подробном рассмотрении этого разреза вскрывается более сложная картина формирования айской свиты. Осадконакопление началось в навышское время в условиях прибрежного мелководного морского бассейна. Накопление грубозернистых осадков (конгломерато-брекчий, полимиктовых туфогенных песчаников) навышской подсвиты сопровождалось вулканической деятельностью. Грубообломочный, мало окатанный материал поступал в область седиментации с ближайших участков суши. К нему примешивались продукты вулканической деятельности, что привело к образованию туфогенных песчаников и конгломерато-брекчий. К концу навышского времени вулканическая деятельность, охватившая область седиментации, проявилась с наибольшей интенсивностью, преимущественно в форме подводных и частью субазральных излияний базальтовой магмы с образованием лавовых покровов спилитов, мандельштейнов, диабазов, чередующихся в основании вулканогенного горизонта с грубозернистыми осадками навышской подсвиты.

В последующее время, т. е. перед отложением осадков липовской подсвиты, вследствие колебаний морского дна местами происходили местные поднятия, возникновение островной суши, которая при последующих опусканиях размывалась и служила источником питания в период формирования терригенных осадков нижнего горизонта липовской подсвиты. В их составе помимо осадочных и метаморфических пород присутствуют обломки и окатанные гальки навышских эффузивов, что свидетельствует о налегании нижнего горизонта липовской подсвиты на размытую поверхность пород навышской подсвиты.

Весьма пестрый и невыдержанный состав осадочных образований нижней толщи липовской подсвиты указывает на условия прибрежной зоны, с непостоянным режимом и частой сменой береговой линии, что подтверждается, как указывалось выше, преимущественным развитием разнообразных по составу конгломератов, их переслаиванием с аркозовыми песчаниками и филлитовидными туфогенными красновато-бурыми сланцами, а также непостоянством мощности этих осадков и часто быстрым замещением одних отложений другими в горизонтальном и в вертикальном направлениях.

Накопление конгломерато-песчаниковых отложений в липовское время происходило в прибрежной зоне, в условиях колебаний береговой линии, и сопровождалось местными размывами, которые фиксируются на границе нижней и верхней толщ липовской подсвиты.

Во вторую половину айской эпохи происходит дальнейшее постепенное прогибание области седиментации. Грубообломочные отложения нижней части свиты (навышская и липовская подсвиты) сменяются в вертикальном направлении песчано-глинистыми, глинистыми и частью известково-глинистыми осадками. Указанное прогибание области осадконакопления сопровождалось поднятием западнее расположенной территории, которая являлась источником питания. Отсюда в чудинское время в область седиментации поступало большое количество грубого кластического материала в виде крупнозернистого песка, галечника и крупных валунов. Конгломераты в восточном направлении выклиниваются и замещаются песчано-глинистыми осадками. Дальнейшее прогибание и соответственно развитие трансгрессии (кисеганское и сунгурское время) привело к накоплению глинистых осадков, которые выше по разрезу переходят в карбонатные отложения саткинской свиты.

Таким образом, в разрезе осадочных отложений айской свиты запечатлены события сложного характера, имевшие место на границе раннего и позднего докембрия, т. е. на границе верхнего архея и протерозоя. В айскую эпоху осадконакопление происходило в области зарождающегося грабенообразного прогиба (типа авлакогена), для которого источниками питания явились высокоподнятые крупные участки суши и мелкие острова. Процессы седиментации протекали здесь в сложных условиях колебаний береговой линии и сопровождалась вулканической деятельностью. На фоне общей картины погружения в области осадконакопления, с закономерной сменой в вертикальном разрезе грубообломочных отложений песчано-глинистыми и глинистыми осадками, внутри этого разреза вскрываются перерывы и размывы, связанные с более мелкими движениями. Начальные этапы развития этого прогиба характеризуются, как мы видели, накоплением мощных толщ кластических отложений, образовавшихся в результате глубокого размыва прилегающих участков суши и колоссального сноса в область седиментации грубообломочного материала из осадочных, метаморфических и изверженных, преимущественно гранитных пород нижнего и среднего докембрия.

Саткинская свита

Описываемая свита залегает согласно на айской свите и представлена преимущественно карбонатными породами: доломитами (нормальными по составу, мергелистыми, кремнистыми и др.), а также доломитовыми известняками, доломитовыми мергелями и частично, в самой верхней части свиты, — известняками. Подчиненное положение в составе свиты занимают мергельные, углисто-серицито-глинистые и серицито-кварцево-глинистые филлитовидные сланцы. Мощность свиты достигает 2000—2400 м, в восточном направлении резко сокращается (деревни Медведево, Куваши и др.).

Саткинская свита пользуется широким развитием в южной части западного склона Урала (Бакальский, Саткинский и Кусинский районы), где она расчленяется на подсвиты (снизу): нижнекусинскую, верхнекусинскую, половинкинскую, нижнесаткинскую и верхнесаткинскую.

Нижнекусинская подсвита сложена доломитами, нормальными по составу, а также кремнистыми, песчанистыми и мергелистыми. Мощность подсвиты 700—900 м, к востоку — уменьшается.

Внизу подсвиты преобладают белые и светло-серые плотные и тонкозернистые доломиты, часто содержащие прослойки и линзочки кремня. В нижней же части подсвиты местами выступают сильно кремнистые и строматолитовые доломиты с *Collenia frequens Fenton* и др.

Наряду с нормальными доломитами в подсвите широко распространены песчаные доломиты, переходящие в доломитовые песчаники. Песчанистые доломиты — мелкозернистые, серые и реже темно-серые, содержат обильный кластический материал в виде окатанных или угловато-окатанных зерен кварца и полевого шпата, мелких галечек доломита. Местами в доломитовых песчаниках количество терригенного материала достигает 60—70% объема породы.

В верхней части подсвиты в доломитах широко распространены строматолиты крупноскорлупового сложения, представляющие выпуклые, в кровле пласта, караваеобразные вздутя диаметром от 20—30 до 60—70 см. В нижней и верхней частях подсвиты строматолиты образуют рифогенные колонии, которые исчезают в восточном направлении. К числу характерных особенностей доломитов нижнекусинской и

верхнекусинской подсвиты относится широкое развитие в них образований, известных под названием стилолитов и сутур.

Мергелистые доломиты, переходящие в мергельные сланцы, развиты главным образом в основании подсвиты, где они переслаиваются с черными, углисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами сунгурской подсвиты айской свиты.

Верхнекусинская подсвита представлена преимущественно разнообразными доломитами (нормальными по составу, песчанистыми, кремнистыми, строматолитовыми, оолитовыми и др.), переслаиваемыми с зеленоватыми серицито-хлорито-кварцевыми, красновато-бурыми серицито-кварцево-глинистыми, зеленоватыми и темно-серыми глинисто-серицито-карбонатными (мергельными) сланцами. Мощность подсвиты в южной части Кусинского района около 500—800 м.

В скалистых обнажениях по право- и левобережью р. Ай, ниже и выше Кусинского завода, в верхнекусинской подсвите выделяются пять толщ (снизу).

Первая толща — доломиты и доломитовые известняки, тонкозернистые, серые и голубовато-серые, переслаивающиеся с зеленоватыми и темно-серыми серицито-хлорито-кварцевыми и глинисто-серицито-карбонатными (мергельными) сланцами. Состав сланцев: серицит, хлорит, глинистое вещество, обломки кварца и полевых шпатов, редкие зерна эпидота, рудный минерал — магнетит и лимонит. Сланцы, обогащенные карбонатным материалом, состоят из серицита, хлорита, карбонатов, обломочных зерен кварца и полевых шпатов 350 м

Вторая толща — доломиты серые и темно-серые, переходящие в песчанистые, часто содержат мелкие угловатые и угловато-окатанные зерна кварца и полевых шпатов 150 „

Третья толща — водорослевые (коллениевые) доломиты серые и темно-серые, преимущественно мелкозернистые. Рифогенные водорослевые доломиты содержат *Kussiella kussiensis* Maslov и др. 140 „

Четвертая толща — серицито-кварцево-глинистые и мергельные сланцы, красновато-бурые и зеленоватые, содержащие прослои тонкозернистого известняка красновато-бурой окраски и зеленоватого песчаника. Состав сланцев: карбонаты (до 60%), обломки кварца и полевого шпата, серицит, хлорит, магнетит, глинистое вещество, гидроокислы железа. Сланцы переходят в зеленоватые известковистые песчаники, в которых количество обломочного материала возрастает до 80% 15—20 „

Пятая толща — доломиты мелкозернистые, светло-серой и голубовато-серой окраски. Местами содержат прослои брекчиевидных доломитов, состоящих из обломков (0,5—1 см) тонкозернистого карбоната темно-серой окраски, сцементированных светлоокрашенной мелкозернистой карбонатной массой 120 „

Половинкинская подсвита состоит из серицито-кварцево-глинистых и углисто-серицито-глинистых филлитовидных сланцев, преимущественно черных и темно-серых, переслаивающихся в верхней и нижней частях подсвиты с мергелистыми доломитами. Мощность 200—250 м.

Сланцы состоят из тонкообломочного кварцевого материала, черного углисто-глинистого вещества, серицита, хлорита, мелких зернышек полевого шпата, иногда пирита.

Мергелистые доломиты — тонкозернистые, серой и темно-серой окраски, состоят из карбонатной доломитовой массы с примесью мелких угловатых зерен кварца и углисто-глинистого вещества с небольшим количеством вторичного кварца и радиально-лучистого халцедона, замещающих карбонаты, а также серицита, редких зерен полевого шпата и пирита.

Нижнесаткинская подсвита — доломиты, песчанистые доломиты и сланцевые доломитовые мергели, переходящие в мергельные и углисто-глинистые филлитизированные сланцы. Мощность около 300 м. Подсвита подразделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща состоит из доломитов, нормальных по составу и песчаных, светло-серого и темно-серого цвета с подчиненными мергелистыми доломитами, и доломитовых песчаников. Мощность около 200 м.

Песчаные доломиты по мере увеличения терригенного материала переходят в восточных частях Саткинского района в доломитовые мелко- и неравнозернистые песчаники, в которых в основной карбонатной массе выступают окатанные или угловато-окатанные зерна кварца. Количество кварцевого материала варьирует в доломитах от единичных зерен до 15—20% объема породы. Доломитовые песчаники содержат до 50% терригенного материала, состоящего из кварца, единичных зерен калиевого полевого шпата и плагиоклаза, углисто-глинистого вещества, чешуек серицита.

Верхняя толща в основном состоит из мергелистых доломитов и сланцевых доломитовых мергелей с пачками песчаных доломитов, мергельных и углисто-глинистых филлитовидных сланцев. Мощность 100 м.

В процессе формирования отложений верхней толщи происходили подводные оползания рыхлых осадков, проявляющиеся в своеобразной причудливой мелкой внутрислоевой складчатости, ограниченной правильными поверхностями напластования.

В мергелистых доломитах различаются основная карбонатная масса, терригенный материал и минеральные новообразования. Резко выражена микрослоистость, обусловленная чередованием полосок, отличающихся крупностью зерен карбоната, а также большей или меньшей примесью углисто-глинистого вещества. Терригенный материал в мергелистых доломитах состоит из остроугольных, угловато-окатанных мелких зерен кварца, полевых шпатов и углисто-глинистого вещества. Количество терригенного материала не превышает 25—30%, и поэтому эти породы выделяются как мергелистые доломиты, в отличие от доломитовых мергелей, в которых карбонатная (доломитовая) масса и терригенный материал присутствуют приблизительно в равных количествах.

Доломитовые мергели — сланцеватые тонкозернистые породы, преимущественно светло-серого, темно-серого, зеленовато-серого, реже желтовато-серого цвета. В местах интенсивного рассланцевания они переходят в мергельные сланцы. Доломитовые мергели и мергельные сланцы состоят из тонкозернистой карбонатной массы, обломочного материала (кварц, полевой шпат, редко циркон) и углисто-глинистого вещества. Местами доломитовые мергели содержат прослойки небольшой мощности черных и темно-серых рассланцованных филлитовидных сланцев.

Верхнесаткинская подсвета почти целиком состоит из доломитов и только в самой верхней ее части сложена известковистыми доломитами и известняками. Местами карбонатные породы содержат незначительные по мощности прослойки сланцеватых доломитовых мергелей и мергельных сланцев. Средняя мощность 500—600 м, максимальная, вероятно, достигает 800—850 м.

Подсвета расчленяется на толщи (снизу): каменногорскую, карагайскую и кызымовскую.

Каменногорская толща — доломиты темно-серые, тонко- и мелкозернистые с частыми, хотя и маломощными прослоями мергелистых доломитов, доломитовых мергелей, мергельных и углисто-глинистых филлитовидных сланцев. Мощность толщи 150—200 м.

Карагайская толща — доломиты темно-серые до черных, от мелкозернистых до среднезернистых и крупнозернистых, толстослоистые с характерной брекчиевидной текстурой, переслаивающиеся с плитняковыми доломитами. Местами содержат прослойки небольшой (0,5—5 м)

мощности серых и черных мергельных сланцев. Мощность толщи 350—500 м.

Плитняковые и частью толстопластовые кристаллическизернистые, мраморовидные доломиты этой толщи обладают ритмическислоистой (полосчатой) текстурой, обусловленной чередованием белых, серых, темно-серых и черных слоев карбоната толщиной от долей до 1—2 см; часто слои отличаются не только цветом, но и структурой, что связано с послышной перекристаллизацией породы.

Массивные доломиты с толстопластовой отдельностью имеют брекчиевидную текстуру и состоят из обломков, плиточек или правильных брусочков того же доломита, различно ориентированных в цементирующей их доломитовой массе.

Брекчиевидные разновидности карбонатных пород являются внутриформационными образованиями, возникшими в результате диагенетических изменений осадка и незначительного подводного его размыва.

Карагайские доломиты в большинстве случаев характеризуются постоянством химического состава. Темно-серый и черный цвет этих пород обусловлен примесью углистого вещества органического происхождения. Доломиты местами изобилуют выделениями вторичного белого доломита в виде послышных и секущих жилок мощностью от нескольких миллиметров до 1,5 см, а также гнездообразных выделений. С жильным вторичным доломитом местами связано выделение кварца, пирита, иногда талька — стеатита, редко сфалерита и железного блеска. К этой толще и частью к каменногорской приурочены все месторождения кристаллического магнетита Саткинского района.

Кызымовская толща — известняки, известковистые доломиты и частью доломиты. Мощность около 100—150 м.

Кызымовские известняки, подобно карагайским доломитам, имеют резко выраженную плитняковую и толстопластовую отдельность, слоистую и брекчиевидную текстуру, темно-серую и черную окраску.

Для плитняковых известняков характерна ритмическислоистая структура, обусловленная чередованием прослоев серой, темно-серой и черной окраски. Брекчиевидные разновидности этих пород, переслаивающиеся с плитняковыми известняками, состоят из известняковых брусковидных обломков длиной 1—4 см, погруженных в мелкозернистую массу доломита и известковистого доломита.

К числу характерных литологических особенностей отложений саткинской свиты, на основе которых можно судить об условиях осадкообразования в саткинское время, относятся следующие:

1) сравнительно обильное содержание терригенного, по преимуществу кварцевого (песчаного) материала в доломитах и доломитовых известняках нижнекусинской, верхнекусинской и нижнесаткинской толщ. В нижнесаткинской толще количество терригенного кварцевого материала в доломитах возрастает в восточном направлении, где они местами переходят в доломитовые песчаники;

2) наличие известковистых водорослей в доломитах нижнекусинской и верхнекусинской толщ, что свидетельствует о мелководном и теплом режиме морской среды. Образование карбонатного осадка, по-видимому, частично было связано с жизнедеятельностью известковых водорослей;

3) в доломитах и доломитовых известняках, особенно в нижне- и верхнекусинских, широко распространены образования, объединяемые под названием стилолитов и сутур;

4) количество желвакообразных и линзовидных выделений кремния (опала) уменьшается от низов свиты к верхам. Наиболее часто

выделения кремния (опала) встречаются в доломитах и доломитовых известняках в ниже- и верхнекусинской толщах;

5) интенсивная перекристаллизация и мраморовидный облик темно-серых и черных доломитов верхнесаткинской толщи;

6) отчетливо выраженные явления подводных оползней, захвативших отдельные прослои в мергелистых доломитах нижнесаткинской толщи;

7) ритмическая слоистость в карбонатных породах верхнекусинской и верхнесаткинской толщ. Особенно отчетливо ритмическая, тонкая, явно сезонная слоистость проявляется в верхнесаткинских доломитах в виде чередования прослоев с различной насыщенностью углистым, органического происхождения веществом;

8) насыщенность карбонатов углистым веществом резко возрастает от низов свиты к ее верхам. К наиболее насыщенным углистым веществом относятся доломиты, доломитовые известняки и известняки верхнесаткинской толщи, которые нередко обладают легким битуминозным запахом;

9) в карбонатных и глинисто-карбонатных осадках верхней части свиты (нижнесаткинской и верхнесаткинской подсвиты) наряду с привнесенным, гидротермальным пиритом присутствует, обычно в тесной ассоциации с углистым и углисто-глинистым веществом, тонкозернистый сингенетичный пирит;

10) брекчиевидное сложение в карбонатных породах проявляется в резко различной степени в отдельных толщах саткинской свиты.

Брекчиевидное строение карбонатных пород не может рассматриваться как обычные брекчии дробления (тектонические).

По А. Н. Заварицкому (1937), саткинские (карагайские) брекчиевидные доломиты, залегающие прослоями в плитняковых доломитах, представляют сингенетическую брекчию, образовавшуюся путем дробления поверхности затвердевшего (до отложения вышележащих пластов) слоя и цементации обломков в брекчию. В подстилающем брекчию слое попадаются небольшие углубления — «карманы», заполненные беспорядочно располагающимися обломками, тождественными обломкам брекчиевидного слоя. Эти «карманы», очевидно, — следы растворения подстилающего слоя во время образования брекчий.

Совокупность данных по литологии осадочных образований саткинской свиты свидетельствует о том, что они являются мелководными осадками. Обилие известняковых водорослей (рис. 2), терригенного (песчаного) материала, углистого вещества органического происхождения, брекчий и галек из только что отложенных осадков, местами следы мелких подводных оползней, ритмическая, в ряде случаев (верхнесаткинская подсвита) сезонного характера, слоистость — все это совершенно бесспорные признаки мелководности осадков. В восточном направлении карбонатные породы саткинской свиты обогащаются терригенным материалом, что указывает на его привнос в саткинское время с востока, т. е. из области современного Урал-Тау.

Бакальская свита

Бакальская свита в нижней ее части сложена преимущественно серицито-кварцево-глинистыми, хлорито-серицито-глинистыми и углисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами, филлитизированными алевролитами и известняками, доломитами и доломитовыми известняками. В верхней части свиты сланцы и алевролиты преобладают. Бакальская свита согласно налегает на саткинские доломиты и перекрывается с размывом и угловым несогласием кварцитами и

конгломератами зигальгинской свиты. Общая мощность свиты 1200—1300 м.

В бакальской свите, широко развитой на площади между Бакалом и Саткой, выделяются две подсвиты — нижняя (макаровская) и верхняя (малобакальская).

Нижняя (макаровская) подсвита представлена углисто-серицито-глинистыми, серицито-кварцево-глинистыми филлитовидными сланцами и филлитизированными алевролитами. Мощность подсвиты 400 м.

Черные и темно-серые углисто-серицито-глинистые филлитовидные сланцы содержат серицит, хлорит, углисто-глинистое вещество, мелкие

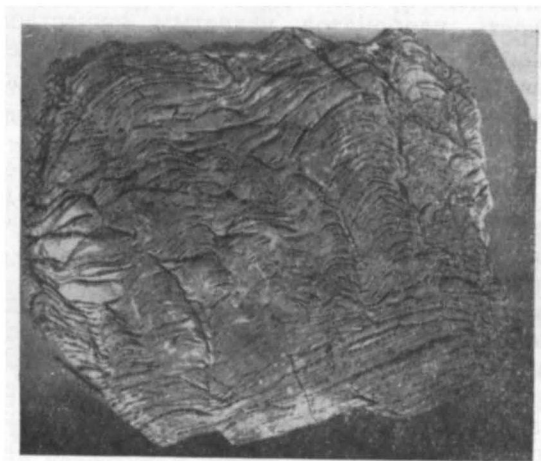


Рис. 2. Строматолит из саткинской свиты. Южный Урал, ст. Бердяуш

зерна кварца и полевых шпатов. Алевролитовые филлитизированные сланцы представляют собой чередующиеся слои тонкозернистого алевролита и серицито-кварцево-глинистого филлитовидного сланца. Алевролитовые прослои состоят из мелких остроугольных и угловатых обломков кварца с примесью зерен полевых шпатов, углисто-глинистого вещества, серицита, хлорита, лимонита.

Верхняя (малобакальская) подсвита состоит из песчаниковых, серицито-кварцево-глинистых, углисто-серицито-глинистых и известково-глинистых филлитовидных сланцев, переслаивающихся с известняками, доломитами и известковистыми доломитами. Мощность около 900 м. В центральной части Бакальского района в подсвите выделяются толщи: березовская, иркусская, нижнебакальская (шуйдинская), среднебакальская, верхнебакальская и буландихинская.

Березовская толща — известняки, преимущественно тонкозернистые, серые и темно-серые, содержащие местами (гора Березовая и др.) известковую водоросль *Osagia vesica* Vol. В районе Бакальских рудников известняки местами переходят в доломитизированные известняки и доломиты с залежами сидерита (Новобакальское месторождение). Мощность толщи около 200 м, к востоку постепенно уменьшается до полного выклинивания известняков.

Иркусская толща — песчаники, алевролитовые, углисто-серицито-глинистые и углисто-глинистые филлитовидные сланцы. Преобладают алевролитовые филлитизированные сланцы с ритмической слоистостью, обусловленной чередованием серых слоев алевролита и

черного углисто-глинистого филлитизированного сланца. Внизу толщи развиты преимущественно черные углисто-серицито-глинистые и кварцево-серицито-глинистые филлитовидные сланцы. Мощность 100—150 м, к югу увеличивается до 300 м. Песчаники и филлитизированные алевролитовые сланцы местами косослоистые, содержат кварц, серицит, хлорит, полевые шпаты, титанит, лейкоксен, турмалин, апатит, магнетит. Черные углисто-глинистые и кварц-серицитовые филлитовидные сланцы состоят из мелких зерен кварца и полевых шпатов (редко), серицита, хлорита, углисто-глинистого вещества, редких зерен рутила и мелких скоплений гидроокислов железа.

Нижнебакальская (шуйдинская) толща — доломиты серые, голубовато-серые и темно-серые, содержащие прослой темно-серых и зеленовато-серых кварцево-серицито-глинистых и углисто-глинистых филлитизированных сланцев. В составе толщи преобладают доломиты, содержащие *Collenia undosa* Walc., *Collenia symmetrica* Walc., с приуроченными к ним залежами сидерита и бурого железняка (Шуйдинское I и II, им. ОГПУ — главная залежь, Шиханское — нижние залежи, Иркутскан — главный карьер, Александровское и другие месторождения), и залежи кристаллического магнезита. Мощность 80—120 м.

Местами в доломитах встречаются трещины усыхания, выполненные вторичным белым доломитом, и внутрiformационные брекчии размыва (гора Шуйда).

Среднебакальская толща — хлорито-серицито-глинистые, известково-глинистые и известково-глинистые филлитовидные сланцы с подчиненными им известняками, известковистыми доломитами, доломитами и сидеритами. Мощность 280—320 м.

Среднебакальская толща по данным буровых работ и детального геологического картирования расчленяется (Сергеев, 1959) на пять пачек (снизу):

Первая (надшуйдинская) — чередование темно-серых и черных углисто-глинистых филлитизированных сланцев с прослоями, мощностью до нескольких метров, известняков и доломитов, частью сидеритов	30—40 м
Вторая (гаевская) — водорослевые (строматолитовые) известняки и доломиты, содержащие <i>Conophyton cylindricus</i> (Gabauc) и <i>Collenia frequens</i> Walc. (Крылов, 1960б). Гаевским карбонатным породам подчинены залежи сидерита (Шиханское — средняя залежь, Гаевское, им. ОГПУ — карьер № 3, Ельничное II и другие месторождения)	40—60 „
Третья (надгаевская) — темно-серые и черные углисто-глинистые и алевролитовые сланцы, часто филлитизированные	60—70 „
Четвертая (шиханская) — известняки, переходящие в верхних слоях в известково-глинистые филлитовидные сланцы. К югу известняки постепенно сменяются доломитами и сидеритами (Шиханское месторождение — верхняя залежь, Рудничное)	100 „
Пятая (надшиханская) — черные углисто-глинистые филлитовидные сланцы, с прослоями, мощностью 10—15 м, известняков и доломитов, местами водорослевых (строматолитовых)	60 „

Доломиты, известняки и известковистые доломиты обычно серые и темно-серые, тонкозернистые, часто захваченные вторичной перекристаллизацией.

Верхнебакальская толща — доломиты, известковистые доломиты и известняки, часто водорослевые (*Collenia columnaris* Fenton and Fenton), содержащие прослой хлорито-серицито-глинистых, известково-глинистых филлитовидных сланцев типа среднебакальских. Карбонатным породам подчинены залежи сидерита и бурого железняка. Мощность толщи 100—200 м.

По литологическому составу и текстурным особенностям пород толща расчленяется на три пачки:

Нижняя — углисто-глинистые и известково-глинистые филлитовидные сланцы, доломиты, известковистые доломиты, залежи сидерита и бурого железняка (Канатное месторождение)	15—20 м
Средняя — серые и темно-серые известняки и доломиты, залежи сидерита (Объединенное, Ленинское, Восточное, Западное, Буландихинское, Малобуландихинское и другие месторождения). Карбонатные породы местами грубоклинажированы и подверглись вторичной перекристаллизации	60 „
Верхняя — чередование черных углисто-глинистых филлитовидных сланцев с прослоями от 0,5 до 2—3 м водорослевых (строматолитовых) известняков и доломитов. Доломиты мелко- и среднезернистые, темно-серые с голубоватым оттенком, серые и светло-серые, реже желтоватые. Нередки разновидности этих пород с тонкой ритмической слоистостью. Брекчиевидные доломиты встречаются редко. Известняки преимущественно тонкозернистые, светло-серые и реже темно-серые	20—30 „

Буландихинская толща — кварцево-серицито-глинистые и алевролитовые филлитовидные сланцы с подчиненными прослоями небольшой мощности кварцитовидных песчаников и линзами водорослевых известняков. Мощность толщи непостоянна и колеблется от долей метра до 60 м.

Кварцево-серицитовые глинистые сланцы черной и зеленовато-серой окраски состоят из глинистого вещества, угловатых зерен кварца, серицита, хлорита, карбоната, иногда пирита.

Алевролитовые сланцы, относящиеся преимущественно к средней части толщи, обладают ритмической тонкой слоистостью. Алевролитовые слои чередуются с черным глинистым филлитизированным сланцем.

К верхним частям толщи относятся пестроцветные кварцево-серицито-глинистые филлитовидные сланцы. Окраска зеленая, зеленовато-желтая, зеленовато-серая, буровато-красная с фиолетовым оттенком и черная.

Кварцитовидные песчаники серые и зеленовато-серые, состоят из угловато-окатанных зерен кварца с незначительным развитием серицита, хлорита, пирита, иногда сидерита.

Рассмотренный выше разрез бакальской свиты характеризует ее состав и строение в центральной части Бакальского района. В западной и особенно в восточной части этого района бакальская свита обнаруживает значительные фациальные изменения. Карбонатные толщи верхней подсвиты бакальской свиты (березовская, нижебакальская, среднебакальская и верхнебакальская) постепенно выклиниваются в восточном и частью в западном направлении. В восточной части Бакальского района (реки Сибирка, Малая Сатка) карбонатно-сланцевая бакальская свита фациально замещается сланцево-песчаниковыми образованиями корельской толщи, представляющей собой восточную фазию бакальской свиты. Корельская толща представлена полевошпато-кварцевыми песчаниками, чередующимися с черными и темно-серыми углисто-серицито-глинистыми и кварцево-серицито-глинистыми, глинистыми филлитовидными сланцами и филлитами. Наличие в составе толщи значительных по мощности пачек полевошпато-кварцевых песчаников свидетельствует о привносе обломочного материала в бакальское время с востока.

Полевошпато-кварцевые песчаники корельской толщи — преимущественно мелко- и среднезернистые породы серой, желтовато-серой и зеленовато-желтой окраски с обильным развитием мелкочешуйчатого серицита на плоскостях сланцеватости. Минералогический состав:

кварц, полевые шпаты (микроклин и плагиоклаз), серицит, хлорит, биотит, титанит с лейкоксоном, эпидот, пирит и гидроокислы железа.

Черные и темно-серые, иногда зеленовато-серые филлитовидные сланцы, подобно песчаникам, содержат обильный серицит. Состав сланцев: серицит, хлорит, кварц, углисто-глинистое вещество, полевые шпаты, титанит, пирит. В случаях более интенсивной перекристаллизации пелитового материала филлитовые сланцы переходят в филлиты с незначительным развитием серицита, хлорита, иногда гематита, титана, рутила, пирита.

В Башкирии, в пределах Ямантауского антиклинория, А. И. Иванов (1937) выделил юшинскую свиту, отвечающую по составу и стратиграфическому положению восточной фации бакальской свиты в Бакальском районе.

Песчано-глинистые и карбонатные осадки бакальской свиты представляют собой мелководные образования (брекчиевидные и водорослевые доломиты и известняки, трещины высыхания в сланцах и алевролитах, сезонная микрослоистость в сланцах и др.). В конце бакальской эпохи произошло поднятие и последующий размыв отложенной верхней части бакальской свиты местами (на юге и юго-востоке Бакальского района) вплоть до нижнебакальской толщи. Тектонические движения носили складчатый характер, что подтверждается налеганием с размывом и угловым несогласием кварцитов зигальгинской свиты на различные толщи бакальской свиты.

Как это следует из приведенного выше описания разреза бурзянских отложений, зарождение и развитие Бурзянского прогиба сопровождалось излиянием основных эффузивов (айская свита). К концу бурзянского времени относится внедрение по глубинному разлому, ограничивающему прогиб с запада, интрузивных пород небольшого по размерам, но сложного по составу и разнообразию пород Бердяушского плутона (граниты рапакиви, щелочные и нефелиновые сиениты, гибридные породы). Диабазы, наблюдающиеся в гранитах, с одной стороны, обнаруживают признаки метаморфизма в связи с воздействием на них гранитов (диабазовые роговики), с другой — диабазы образуют дайки, секущие граниты. Последняя группа диабазов (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты, кварцевые диабазы, оливинные диабазы и др.) принадлежит к габбро-диабазовой формации, широко распространенной в Западной и Центральной зонах в отложениях бурзянской и юрматинской серий. Эти породы образуют интрузивные залежи (силлы) и многочисленные дайки мощностью от 1—5 до 10—15 м, реже 80—100 м и более (рис. 3).

ЮРМАТИНСКАЯ СЕРИЯ

Начальные этапы формирования этой серии сопровождалась вулканической деятельностью и развитием основных и кислых эффузивов, однако подавляющая ее часть в пределах Западной зоны сложена осадочными толщами. Серия состоит из машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свит.

Машакская свита

Свита представлена вулканогенно-осадочными образованиями, выделявшимися в отдельных районах под названием шатакской, машакской и кувашской свит (Гарань, 1950, 1956; Иванов, 1937; Львов, 1936). Вулканогенно-осадочные образования этих свит являются синхронич-

ными, и для них принято название машакской свиты (Гарань, 1956; Иванов, 1956).

В Западной зоне, в пределах описываемой территории, машакская свита выступает в северной части Ямантауского антиклинория на хребте Машак, а в пределах Башкирии на хребтах Большой Машак, Юша и Белятур. На хребте Машак она сложена кварцито-песчаниками, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми (алевролитами) филлитовидными и хлоритоидными сланцами, конгломератами, а также подчиненными им небольшой мощности эффузивами основного и кислого состава и их туфами. В южной части хребта Машак мощность свиты

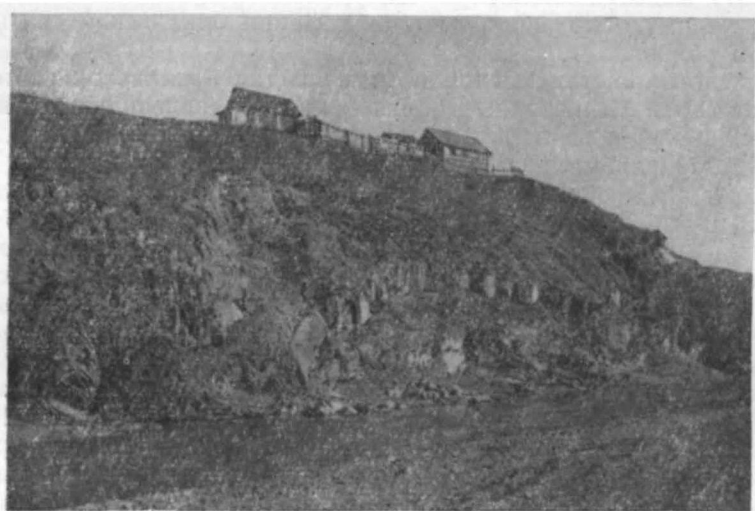


Рис. 3. Интрузивная залежь габбро-диабазов, согнутая в складки вместе с вмещающими доломитами, мергельными и глинистыми сланцами. Гора Велужская, г. Сатка

около 1500 м, к северу в периклинальном окончании Ямантауского антиклинория (хребет Зигальга) мощность свиты резко сокращается.

По А. И. Иванову (Решетников, 1960), в южной части хребта Машак свита подразделяется на подсвиты (снизу): ерикташскую, шаки-тарскую и кувышскую.

Ерикташская подсвита — кварцитовидные песчаники, толстослоистые преимущественно серые, иногда розоватые, фиолетовые и зеленоватые; алевролиты и углисто-глинистые, часто микрослоистые, филлитовидные сланцы; конгломераты с галькой (в базальных слоях) кварцитовидных песчаников и филлитовидных сланцев бакальской (юшинской) свиты и железистых песчаников; зеленокаменные основные эффузивы, образующие покровы мощностью от 10 до 100 м; в низах подсвиты выступают липаритовые порфиры также в виде покровов небольшой мощности.

Шакитарская подсвита — филлитизированные кварцито-видные песчаники серые, иногда розоватые, реже зеленоватой и желтовато-серой окраски. Породы толсто- и среднеслоистые, крупно- и среднезернистые, реже мелкозернистые, состоят из зерен кварца, сцементированных серицитом, гидроокислами железа или кварцем нарастания. Кроме того, в породах встречаются: хлорит, клинохлор, турмалин, рутил, апатит, гранат, сфен, магнетит и ильменит с лейкоксенном. Мощность подсвиты около 250 м.

Кувышская подсвета — темно-серые и черные филлитовидные глинистые и углисто-глинистые сланцы, переходящие выше по разрезу в сланцы с коричневой и фиолетовой окраской. В сланцах встречаются прослойки песчаников и покровы основных эффузивов и их туфов, метаморфизованных до зеленокаменного состояния. Мощность подсветы, по-видимому, не превышает 500 м.

Конгломераты распространены преимущественно в нижних частях машакской свиты и в ее основании, где они налегают с разрывом и резким угловым несогласием (до 40°) непосредственно на бакальскую (юшинскую) свиту.

Конгломераты, переслаивающиеся с песчаниками, филлитовидными сланцами и основными эффузивами, образуют прослойки и пачки мощностью от нескольких метров до 40—50 м. Конгломераты преимущественно несортированные и состоят из галек и валунов размером 5—20 см. Гальки и валуны обычно хорошо окатаны и обладают округлой и овальной формой. Они состоят из разнообразных, преимущественно белых кварцито-песчаников, иногда сероватых и розоватых сахаровидных кварцитов.

В конгломератах, залегающих непосредственно на бакальской (юшинской) свите, по р. Катаву и на водоразделе рек Большой и Малой Казавды (притоки р. Малого Инзера) встречены, кроме того, гальки сланцев и грязно-зеленых слюдистых песчаников бакальской (юшинской) свиты и мелкие гальки слюдисто-кремнистых пород. В единичных случаях встречаются гальки зеленокаменных пород, состоящих из альбита, хлорита, эпидота, титанита и лейкоксена.

Цемент конгломератов, обычно составляющий 10—20% объема породы, представлен грубозернистым и гравийным полимиктовым песчаником. В конгломератах, залегающих непосредственно на основных эффузивах, цемент туфогенный, зеленоватой окраски благодаря присутствию хлорита и актинолита.

Насыщенность конгломератов галечниковым материалом неравномерная. Местами они переходят в породы с рассеянной галькой. Наибольшее количество конгломератов наблюдается в нижней и средней подсветах, частично отдельные прослойки встречаются и в верхней подсвете.

Вулканогенные породы машакской свиты представлены диабазами и диабазовыми порфиритами, иногда измененными в амфиболиты и зеленые сланцы, и липаритовыми порфирами.

Диабазы, афанитовые и мелкозернистые, состоят из уралита, хлорита, плагиоклаза с 30% Ап, эпидота, лейкоксена и второстепенных минералов — магнетита, кварца и карбоната.

Плагиоклазовые порфириты в отличие от диабазов обладают миндалекаменной текстурой и присутствием мелких вкрапленников, полностью серицитизированного полевого шпата. Основная масса состоит из серицита, хлорита, кварца, рудных минералов (гематита, магнетита, ильменита и лейкоксена). Миндалины выполнены хлоритом, кварцем и серицитом. Химические анализы обнаруживают близость состава диабазов и плагиоклазовых порфиритов машакской свиты среднему составу базальтов (Румянцева, 1960).

Амфиболиты содержат амфибол, эпидот, кварц и альбит; почти всегда присутствуют рудные минералы, хлорит, иногда зеленый биотит.

Зеленые сланцы в отличие от описанных выше пород в качестве главного минерала содержат хлорит, причем субпараллельное расположение его волокон всегда создает отчетливо выраженную сланцеватую текстуру породы. Кроме хлорита в них присутствует кварц, эпидот, актинолит, альбит, лейкоксен и, в небольшом количестве, сфен, магне-

тит, биотит и апатит. По количественным соотношениям главных минералов зеленые вулканогенные сланцы могут быть подразделены на кварцево-эпидото-хлоритовые, альбито-актинолито-кварцево-хлоритовые, кварцево-альбито-хлоритовые и др.

Липаритовые порфиры машакской свиты в пределах Ямантауского антиклинория образуют покровы и пластовые залежи среди осадочных пород этой свиты. Это зеленоватые афанитовые породы с вкрапленниками альбита с 10% Ап, иногда с крупными пластинками биотита, замещаемого хлоритом. Основная масса имеет микрофельзитовую структуру и представляет собой агрегат тончайших зерен альбита, кварца, чешуек серицита, биотита, хлорита и амфибола. В небольшом количестве присутствует магнетит, эпидот и лейкоксен.

Зигальгинская свита

В западных разрезах Западной зоны (Бакальский район) зигальгинская свита залегает с размывом и угловым несогласием на бакальской свите и состоит преимущественно из кварцитов и кварцитовидных песчаников с пачками конгломератов в основании свиты. В восточных разрезах (северная часть Ямантауского антиклинория) зигальгинская свита представлена теми же кварцитами и переслаивающимися с ними углисто-глинистыми филлитизированными сланцами, переходящими в филлиты и местами в хлоритоидные сланцы.

Литологический состав и характер соотношений зигальгинской свиты с подстилающими отложениями свидетельствует о трансгрессивном ее залегании в западных разрезах на бакальской свите, а в восточных — на машакской, с которой она связана постепенными переходами. В связи с этим мощность свиты варьирует от 50—150 м на западе до 800—1000 м на востоке.

Зигальгинские кварциты и кварцитовидные песчаники западных разрезов выступают в крыльях и центриклинальном замыкании большой Бакальской синклинали, представляющей северное окончание Инзерского синклинория. Кварциты образуют здесь скалистые гребни на вершинах хребтов и гор (Шуйда, Буланиха, Иркутскан, Сукá или Сукан, Зюраткуль, Малый и Большой Уван, Маткаль). Во многих случаях хорошая обнаженность этих пород позволила последовательно проследить распространение кварцитовой свиты, тем самым выявить складчатые структуры верхнедокембрийских отложений, в составе которых эта свита имеет маркирующее значение. Это обусловлено сравнительно постоянным и однородным ее составом, а также орографически отчетливо выраженным характером ее распространения. Зигальгинская свита восточных разрезов слагает восточное крыло Ямантауского антиклинория (хребет Машак, восточное крыло Зигальгинской антиклинали).

Зигальгинская свита расчленяется на подсвиты: нижнюю, среднюю и верхнюю.

Нижняя подсвита — кварциты и кварцитовидные песчаники, содержащие местами прослойки незначительной мощности черных углисто-глинистых, часто графитизированных (восточные разрезы) и зеленовато-серых серицито-глинистых и кварцево-серицито-глинистых филлитовидных сланцев и филлитов. В местах трансгрессивного залегания подсвиты (район Бакала и др.) в ее основании залегают конгломераты, образующие в кварцитах прослойки мощностью от 2—4 до 6—8 м.

Кварциты и кварцитовидные песчаники белые, светло-серые, реже зеленовато-серые; обычно они толсто- и среднеслоистые. Поверхности напластования ровные, нередко несут на себе превосходные знаки

ряби, волнений и течений (рис. 4), встречаются также интерферирующие знаки ряби. Сравнительно редко на поверхностях слоев встречаются трещины высыхания. Местами (хребет Зигальга, район Бакала и др.) установлена ясно выраженная косая слоистость внутри отдельных толстых слоев, ограниченных параллельными поверхностями.

В составе подсвиты по структурным особенностям выделяются: кварциты, кварцитовидные песчаники, грубосланцеватые кварцитовые сланцы и конгломераты. Преимущественным распространением пользуются кварцитовидные песчаники, содержащие кроме кварца (95—98%) серицит и хлорит, единичные окатанные зерна циркона и турмалина, рутил, апатит, гидроокислы железа. В восточных частях Западной зоны (хребты Зюраткуль, Маткаль) кварциты переходят в грубосланцеватые кварцитовые сланцы.

Кварцитовидные песчаники обнаруживают переходы от песчаников в кварциты. Обычно они состоят из округлых или угловато-окатанных зерен кварца с большим или меньшим количеством цемента, представленного серицитом, хлоритом, углистоглинистым веществом. В восточных разрезах Западной зоны (хребты Зюраткуль, Маткаль, Уван, Зигальга) кварцитовидные песчаники нередко переходят в груборассланцованные кварциты и кварцитовые сланцы, характеризующиеся более интенсивной перекристаллизацией (бластоидные структуры), с развитием на плоскостях сланцеватости слюды, иногда гематита.

Залегающие в основании нижней подсвиты конгломераты переслаиваются, как отмечалось, кварцитами и местами (гора Иркутскан и др.) глинистыми филлитовидными сланцами, представляющими продукт перемыва отложений нижежающей бакальской свиты. Чередование пачек кварцита (1,5—2 м) и конгломератов (1,5—3,3 м) хорошо видно в разрезах подсвиты в пределах Бакальского рудного поля (западный склон горы Иркутскан и др.). Конгломераты состоят из гальки кварцита и кварца размером от 1—2 до 8—10 см, иногда до 25—40 см, реже встречаются валуны размером до 3 м. Преобладает хорошо окатанная галька округлой или эллипсоидальной формы, реже присутствует угловато-окатанная галька темных филлитовидных сланцев. Цемент сланцево-кварцевый.

Как уже отмечалось выше, в районе Бакала верхняя толща бакальской свиты, залегающая под кварцитами, подверглась глубокому размыву. Она перекрывается здесь свитой зигальгинских кварцитов с конгломератами в ее основании. В восточных частях Бакальского района (хребты Большая Сука, Зюраткуль, Маткаль, Малый и Большой Уван) размыв фиксируется внутри кварцитовой свиты в нижней ее части, поскольку под конгломератами здесь залегают еще кварциты. На Бакале же, как мы видели выше, конгломераты налегают непосредственно на различные горизонты верхней восточной подсвиты бакальской свиты. Во время перерыва в осадкообразовании в районе Бакала



Рис. 4. Волноприбойные знаки в кварцитах зигальгинской свиты. Южный Урал, Байкальский район

на востоке отлагались песчаные осадки, за счет которых образовались кварциты, залегающие здесь под конгломератами. Иначе говоря, низы кварцитовой свиты перечисленных выше восточных хребтов — образование более раннее, чем низы кварцитов района Бакала. Таким образом, зигальгинские конгломераты на западе, т. е. в районе Бакала и западнее (хребет Шуйда), носят базальный характер, а на востоке (хребты Сука, Маткаль, Малый и Большой Уван) они являются внутриформационными.

На востоке (горы Большой и Малый Уван) помимо рассмотренных внутриформационных конгломератов, подчиненных нижней подсвите, в основании зигальгинской кварцитовой свиты залегают полимиктовые базальные конгломераты. Гальки и обломки в конгломератах представлены: 1) белым, фиолетовым и дымчато-серым кварцем (мелкие галечки); 2) белым, мелкозернистым кварцитом (крупные гальки); 3) кварцитом фиолетовым и шоколадно-коричневым с обогащенными хлоритом зеленоватыми участками неправильных очертаний; 4) углисто-серицитовым филлитовидным сланцем светло-серым и желтовато-белым (мелкие остроугольные обломки); 5) углистым, филлитовидным сланцем темно-серым (мелкие обломки); 6) афанитовой породой (мелкие обломки). Конгломераты налегают на толщу различно окрашенных, часто ритмичнополосчатых, песчано-глинистых филлитизированных сланцев и полосчатых кварцитовых сланцев, относящихся к бакальской свите (восточная ее фация). Рассматриваемые конгломераты образовались до отложения осадков зигальгинской свиты и относятся по времени к периоду формирования машакской свиты. Они образовались за счет размыва пород бакальской свиты (восточная ее фация) в области перехода от поднятия к прогибу, т. е. на границе Западной и Центральной структурно-фациальных зон. Таким образом, к Западной зоне относится западная (краевая) прибрежная часть вулканогенно-осадочной машакской свиты, представленной преимущественно терригенными отложениями с подчиненными им основными и кислыми эффузивами. В Центральной же зоне, как увидим ниже, в свите преобладают вулканогенные образования, и по составу она является преимущественно вулканогенной (кувашская свита).

Таким образом, образование машакских и зигальгинских конгломератов относится к различным этапам развития Юрматинского геосинклинального прогиба. Зигальгинские конгломераты, как уже отмечалось выше, являются более поздними образованиями по сравнению с машакскими, что подтверждается различием в составе этих конгломератов.

Средняя подсвита сложена преимущественно черными и темно-серыми филлитовидными сланцами с подчиненными им прослоями и пачками филлитизированных алевролитов, кварцитовидных песчаников и кварцитов, которые чаще встречаются при переходах к нижней и верхней подсвитам. По составу филлитовидные сланцы серицито-хлорито-кварцевые, часто с примесью углисто-глинистого вещества. В восточных разрезах (Зигальга и др.) они переходят в черные графитизированные хлоритоидные сланцы. Мощность подсвиты в восточных разрезах 100—250 м, в западных разрезах она выклинивается.

Верхняя подсвита — темно-серые и серые мелко- и среднезернистые кварцитовидные песчаники с плитняковой и грубоплитняковой (10—15 см) пластовой отдельностью. Местами на этих поверхностях видны трещины высыхания. Кварцитовидным песчаникам подчинены тонкие слои и пачки черных, темно-серых и зеленовато-серых углисто-серицито-глинистых и кварцево-хлорито-серицитовых филли-

видных сланцев. В западных районах Западной зоны (хребет Бакальский и др.) мощность подсветы около 40—60 м, в восточных — 350 м.

Кварцитовидные песчаники обладают преимущественно равнозернистым сложением. Кварцевые зерна обычно угловатые, реже окатанные и угловато-окатанные. Помимо кварцевого материала (95—98%) в породе значительную роль играет сравнительно большое количество углисто-глинистого, углистого, иногда графитизированного материала, чем и обусловлены темные тона породы. Углисто-глинистое вещество загрязняет зерна кварца и, скопляясь в промежутках между ними, вместе с серицитом и частично с хлоритом служит цементом. Иногда присутствуют мелкие окатанные зерна циркона и турмалина. Черные и темно-серые углисто-серицито-глинистые сланцы в восточных районах (хребет Зигальга) переходят в хлоритоидные сланцы.

Учитывая особенности состава и распространения зигальгинских кварцитов, а также их соотношение с подстилающими породами бакальской свиты, можно отметить следующее. Выходы кварцитов распространены на значительной территории. Несмотря на это, можно говорить о сравнительном постоянстве их литологического состава. Осадки были представлены песком от тонко- до грубозернистого, а в нижней части к этим песчаным осадкам примешивались галечники.

Слоистость в кварцитах везде выдержана. В верхних частях нижней подсветы широко развиты знаки ряби, реже наблюдается косая слоистость. В верхней подсвете почти всегда наблюдаются проблематические знаки (трещины усыхания, фукоиды?).

Характер осадков снизу вверх меняется постепенно — от крупнозернистых в нижней подсвете до тонкозернистых в верхней. Верхняя подсвета характеризуется заметной насыщенностью углисто-глинистым материалом, в связи с чем кварцито-песчаники имеют темно-серую до черной окраску. Мощность кварцитовых пород характеризуется выдержанностью на больших расстояниях.

Конгломераты везде приурочены к нижней подсвете кварцитов и отделяются местами (хребты Сука, Уван, Маткаль) от подстилающих сланцев бакальской свиты небольшой толщиной (до 8—10 м) кварцитов. В пределах рудоносной площади Бакала и на хребте Шуйда конгломераты, переслаиваясь с кварцитами, непосредственно налегают на различные толщи бакальской свиты, местами отделяясь от последней небольшой по мощности пачкой глинистых филлитовидных сланцев, возникших в результате перемыва отложений бакальской свиты.

Д. В. Наливкин (1934), рассматривая особенности состава, характер окатанности гальки и условия залегания конгломератов на территории Бакала, считает их отложениями временных потоков небольшой мощности. От типичных речных конгломератов они отличаются плохой окатанностью многих галек и неясными неправильными границами распространения конгломератов, а от морских конгломератов — неравномерностью и угловатостью галек и отсутствием каких бы то ни было других морских отложений.

Приведенные выше данные относительно условий залегания конгломератов показывают, что они, обладая, в общем, более или менее одинаковой мощностью (от 2 до 4—6 м), наблюдаются на больших площадях распространения зигальгинской свиты и относятся к прибрежным отложениям в зоне мелкоморья.

Сопоставление перечисленных выше особенностей свиты приводит к заключению о формировании ее в условиях водной среды, в сравнительно обширном по площади бассейне. В период его существования как вместилища песчаных осадков действовал фактор равномерного

распределения по всей площади его дна приносимых в данный момент материалов. Этим фактором были течения.

Наличие в кварцитах ряби волнения и течения, косой слоистости и трещин высыхания свидетельствует об отложении осадка в сравнительно мелководной прибрежной зоне. Полевыми исследованиями И. И. Белостоцкого (1940, 1955) установлено преимущественное развитие ряби волнения, ориентированной главным образом в северо-восточном направлении. В совокупности с другими геологическими данными отмеченный характер ряби в кварцитах зигальгинской свиты служит, в известной мере, указанием на то, что ее образование происходило в условиях мелководной среды, быть может, в обширном заливе, где кроме волнения происходили также течения.

В то же время указанный выше характер соотношения кварцитов с бакальской карбонатно-сланцевой свитой указывает на более мелководный характер этого водоема в его западной части (хребты Шуйда, Бакал) и относительно более глубоководный в восточной части района (хребты Сукá, Уван, Маткаль). В западной части района залегающие под кварцитами отложения бакальской свиты подверглись глубокому размыву. Здесь возникли конгломераты, содержащие местами крупные валуны кварцита (хребет Шуйда). В восточной части, наоборот, устанавливаются слабые признаки размыва. Конгломераты играют здесь уже роль не базальных, а внутриформационных.

Перечисленные данные указывают на наличие береговой линии, расположенной к западу, и на трансгрессию, идущую с востока. Установленная фациальная изменчивость зигальгинской свиты в вертикальном направлении, проявляющаяся в образовании верхних темно-серых до черных кварцитов, свидетельствует об известном углублении водной среды, в которой происходило накопление органического вещества, что подтверждается наличием углистого материала в кварцитах верхней толщи.

Что касается отложений нижней подсвиты, то присутствие здесь как мелкорассеянного пирита, так и мелких линзовидных концентраций его, а также вкрапленность сидерита (так называемые пятнистые кварциты) свидетельствуют об условиях восстановительной среды, в которой происходило формирование песчаных осадков нижней подсвиты.

Зигазино-комаровская свита

Свита залегает согласно на зигальгинской и связана с ней постепенными переходами путем переслаивания кварцитовидных песчаников и филлитовидных сланцев. Свита сложена различного рода филлитовидными сланцами (хлорито-серицитоглинистыми, кварцево-серицитоглинистыми и др.), переслаивающимися с серицитизированными и хлоритизированными алевролитами, кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, частью кварцитовидными. Карбонатные породы (доломиты, мергелистые сланцы, доломитовые известняки, иногда сидериты) занимают среди пород свиты резко подчиненное положение, образуя среди них незначительные по мощности прослои и пачки. Мощность свиты 700—800 м.

В пределах описываемой территории зигазино-комаровская свита выступает в северной части Инзерского синклинория, в его крыльях и центриклинальном замыкании (Бакальский район).

По литологическому составу и стратиграфическим взаимоотношениям в зигазино-комаровской свите выделяются три подсвиты, связан-

ные постепенными переходами: серегинская (нижнебуланская), амбарская (верхнебуланская) и туканская (первухинская).

Серегинская (нижнебуланская) подсвета — кварцево-серицито-глинистые и углисто-серицито-глинистые филлитовидные сланцы, преимущественно темно-серые до черных, переслаивающиеся с серыми, светло-серыми, зеленовато-серыми алевролитами и кварцито-видными песчаниками. В основании подсветы обычно присутствуют прослой доломита, иногда железистого, и сидерита. Мощность подсветы в Бакальском районе 250 м.

Кварцево-серицито-глинистые и углисто-серицито-глинистые, частично хлоритизированные, филлитовидные сланцы состоят из мелких зерен — обломков кварца, серицита, углисто-глинистого вещества, хлорита, пирита, водных окислов железа.

Алевролиты обнаруживают тот же состав и наряду с перечисленными минералами содержат обломки полевых шпатов.

Песчаники кварцевые, тонко- и мелкозернистые, серого, темно-серого и зеленовато-серого цвета так же, как и алевролиты, содержат частично углисто-глинистый материал, но в значительно меньших количествах. Они состоят из слабоокатанных зерен кварца, мусковита, хлорита, титанита, хлоритизированного биотита и более редких окатанных зерен циркона и турмалина, рутила, пирита и лимонита.

Амбарская (верхнебуланская) подсвета — черные и темно-серые с голубоватым оттенком, частично зеленовато-серые хлорито-серицито-глинистые и хлорито-серицито-кварцевые филлитовидные сланцы с прослоями алевролита и мергелистого доломита. Мощность 100—250 м.

Филлитовидные сланцы — преимущественно грубосланцеватые, тонкозернистые породы, нередко тонкослоистые от чередования глинистых и алевролитовых слоев толщиной от нескольких миллиметров до 1,5—2 см. Иногда на поверхности пластовой отдельности филлитовидных сланцев встречаются мелкие многоугольные трещины высыхания. Породы в той или иной степени подверглись перекристаллизации, что проявляется в большем или меньшем развитии серицита и частично хлорита в углисто-песчано-глинистом материале. В основную массу, состоящую из углисто-глинистого вещества, серицита и в меньшем количестве хлорита, погружены мелкие обломочные зерна кварца и редко полевых шпатов.

Более значительные по мощности (10—60 см) прослой алевролитов светло-серой, голубоватой, зеленоватой, иногда розоватой окраски, заключенные в филлитовидных сланцах, местами уточняются либо выклиниваются. В подавляющей массе они состоят из остроугольных обломков кварца, к которым примешиваются полевые шпаты (микроклин и плагиоклазы), циркон, турмалин, серицит, хлорит, пирит и лимонит.

Туканская (первухинская) подсвета — алевролитовые филлитизированные сланцы, кварцевые песчаники и подчиненные им углисто-серицито-глинистые и хлорито-серицито-глинистые филлитовидные сланцы, содержащие местами прослой доломитов и известковистых доломитов. К этой подсвете приурочены месторождения бурых железняков, частично возникших за счет окисления сидерита (Бакальский и другие районы). Мощность подсветы 250—300 м.

Алевролитовые сланцы мелко- и тонкозернистые, зеленоватой и зеленовато-серой окраски. Часто обнаруживают тонкую (ленточную) слоистость, обусловленную чередованием алевролитового и алевролитопелитового материала. Алевролитовые прослой состоят из мелких зерен кварца, серицита и полевых шпатов. Состав алевролитопелитовых про-

слоек: кварц, серицит, хлорит, углисто-глинистое вещество. Алевролитовые сланцы постепенно, путем уменьшения песчанистых прослоек, переходят в алеврито-пелитовые породы, отвечающие по составу углисто-серицито-глинистым и хлорито-серицито-глинистым сланцам.

Песчаники туканской (первухинской) подсвиты — кварцевые и аркозовые, большей частью тонкослоистые, мелко- и тонкозернистые, переходящие в отдельных слоях в кварцевые либо полевошпато-кварцевые алевролиты. Окраска преимущественно серая, светло-серая, зеленовато-серая, желтовато-зеленая и буроватая. Они состоят в главной массе из угловатых и слабоокатанных зерен кварца и полевых шпатов (микроклин, плагиоклаз), а также содержат серицит, хлорит, иногда глауконит и мелкозернистый пирит. Реже встречаются циркон и титанит с лейкоксенном.

Литолого-фациальные особенности пород зигазино-комаровской свиты (трещины усыхания, наличие глауконита и др.) указывают, что она сложена мелководными осадками. Появление в составе свиты карбонатных отложений (доломиты, мергелистые доломиты) свидетельствует о некотором углублении бассейна по сравнению с зигальгинской эпохой.

Авзянская свита

Свита связана постепенными переходами с подстилающей ее зигазино-комаровской свитой. От последней она отличается тем, что наряду с различного рода филлитовидными сланцами, алевролитами и песчаниками в ее составе большее место занимают карбонатные породы, представленные преимущественно доломитами и частью доломитовыми известняками. Песчаники и алевролиты пользуются большим распространением по сравнению с песчанистыми отложениями зигазино-комаровской свиты. Мощность авзянской свиты 1000—1800 м.

В южной части Западной зоны (Катавский, Бакальский, Саткинский районы) авзянская свита пользуется сравнительно широким распространением. Она развита в крыльях и центриклинальном замыкании Инзерского синклинория (Бакальская синклиналь), а также в Кукшикской и Казан-Салганской антиклиналях (западная часть Саткинского района).

Еще южнее за пределами описываемой территории (Горная Башкирия) авзянская свита расчленяется на пять подсвит (снизу): катавскую, малоинзерскую, ушаковскую, куткурскую («зеленую») и реветскую. Такое же подразделение авзянской свиты принимается и для описываемой части Западной зоны, хотя отдельные стратиграфические члены авзянской свиты обнаруживают здесь некоторую фациальную изменчивость в горизонтальном и вертикальном направлениях, что, однако, не препятствует корреляции северных и южных разрезов этой свиты по отдельным подсвитам.

Катавская подсвита сложена преимущественно карбонатными породами: доломитами, доломитовыми известняками и известняками. Карбонатные породы переслаиваются с углисто-серицито-глинистыми и хлорито-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами, мергелистыми и известково-кремнистыми сланцами. В верхней части подсвиты наряду с доломитами и сланцами в ее состав входят кварцевые и аркозовые алевролиты и песчаники, иногда известковистые. К этой подсвите относится толща доломитов и известняков Казан-Салганской антиклинали, где они ранее выделялись под названием рябиновской подсвиты. Мощность катавской подсвиты 400—500 м.

Карбонатные породы — преимущественно серые и темно-серые, частью толстослоистые, нередко становятся тонкослоистыми плитчатыми. Иногда они обладают легким битуминозным запахом, часто содержат прослойки и линзочки черного и серого кремня. В карбонатной массе иногда наблюдаются выделения мелких зерен вторичного кварца, пирита, водных окислов железа. Терригенные примеси состоят в большинстве из пелитового материала и редких окатанных зерен турмалина, циркона, магнетита.

В подсвете, главным образом в ее нижних частях, встречаются строматолитовые доломиты и известняки. Южнее (Башкирия), в обнажениях по р. Малый Инзер, ниже пос. Катаскин, И. Н. Крыловым (1959) были собраны и определены строматолиты типа *Conophyton* и *Collenia frequens* Walcott. К доломитам приурочены пластообразные залежи бурых железняков, возникших за счет окисления сидерита и местами железистого кристаллического магнезита (Катав-Ивановское и другие месторождения).

Малоинзерская подсвета — песчаники кварцевые и аркозовые, алевролиты, переслаивающиеся с кварцево-серицито-глинистыми, кремнисто-глинистыми, серицито-хлорито-глинистыми и углисто-серицито-глинистыми филлитовидными сланцами. Мощность от 250—350 до 400 м.

Объем малоинзерской подсветы в разных районах Западной зоны понимается различно, что, по-видимому, объясняется фациальными изменениями слагающих ее осадочных образований. Если принять разрез этой подсветы в Инзерском районе в качестве эталонного, то так называемые, каратакинская и «точечные» толщи Зигазино-Комаровского района будут входить в состав малоинзерской подсветы.

В северной части Инзерской синклинали нижняя часть подсветы сложена тонкозернистыми кварцевыми песчаниками, которым подчинены алевролиты и алевролитопесчаниковые сланцы темно-серые и бурые. Помимо кварца, полевого шпата, серицита и хлорита в породах присутствуют мусковит, биотит, циркон, турмалин, рутил, титанит и лейкоксен.

Севернее, в бассейне р. Тюльмы, появляются прослой песчаников с характерными бурыми точками, возникшими в результате окисления пирита. В западной части Саткинского района (Кукшикская и Казан-Салганская антиклинали) отложения малоинзерской подсветы выделялись под названием кукшикской и багрушской подсвет (Гарань, 1957). Здесь нижняя часть подсветы сложена светло-серыми и реже зеленоватыми и желтоватыми мелко- и среднезернистыми кварцито-видными песчаниками и частью аркозовыми песчаниками, состоящими из кварца, серицита, редких чешуек хлоритизированного биотита и единичных мелких зерен эпидота. В аркозовых песчаниках помимо перечисленных минералов наблюдаются зерна полевых шпатов округлой или неправильной формы.

Верхняя половина малоинзерской подсветы состоит из переслаивающихся тонко- и среднеслоистых, большей частью мелкозернистых песчаников, алевролитов, кварцево-серицито-глинистых, кремнисто-глинистых, серицито-хлорито-глинистых и углисто-серицито-глинистых филлитовидных сланцев.

Песчаники мелкозернистые, преимущественно серые, пепельно-серые, зеленоватые и буроватые, реже черные. Состав: кварц (80—90%), немного полевых шпатов (калиевых и плагиоклазов), серицит, углисто-глинистое вещество.

Алевролиты равно- и неравнозернистые, часто тонкослоистые, содержат кварц, полевой шпат, серицит, углисто-глинистое вещество,

редкие зерна циркона, турмалина и рутила, пирита и гидроокислов железа.

Кварцево-серицито-глинистые и серицито-хлорито-глинистые и углисто-серицито-глинистые филлитовидные сланцы состоят из мелко-тонкозернистого обломочного кварца, серицита, хлорита, глинистого и углистого вещества.

Ушаковская подсвета — доломиты и доломитовые известняки серой и темно-серой окраски с толстослоистой и плитняковой отдельностью, содержащие местами прослой серицито-кремнисто-глинистых сланцев, мощность которых возрастает в низах и верхах подсветы. Карбонатные породы содержат местами прослоечки и линзы черного и серого кремня; встречаются строматолиты, среди которых И. Н. Крыловым, из обнажений по р. Малый Инзер, были определены формы, близкие к *Stratifera* Kогоl., и своеобразные конофитоны. В Кукшикской антиклинали эта подсвета выделялась под названием каменной. Мощность подсветы 200—250 м.

Доломиты и доломитовые известняки, тонко- и мелкозернистые, содержат небольшую примесь глинистого вещества, рассеянные зерна кварца, редкие листочки серицита и хлорита, мелкие комочки гидроокислов железа.

Черные и буровато-зеленые серицито-кремнисто-глинистые сланцы из прослоев в карбонатных породах состоят из глинистого вещества, тонкозернистого кварца, мелких чешуек серицита и водных окислов железа, окрашивающих породы в буроватый цвет.

Куткурская подсвета — зеленые, голубовато-зеленые и темно-красные (кирпично-красные) кварцево-серицито-глинистые и серицито-хлорито-глинистые филлитовидные сланцы и алевролиты, которым подчинены серые и зеленовато-серые песчаники. В верхней части подсветы содержит небольшой мощности прослой доломитов и местами пластообразные залежи бурых железняков, образовавшихся по сидериту (Куткурские и другие месторождения). В южных частях Западной зоны подсветы выделялась под названием «зеленой», а в северных — узунской. Мощность подсветы 100—250 м.

Преобладающие в составе подсветы алевролиты представляют собой тонко- и мелкозернистые породы с тонкослоистой текстурой. Состав: кварц (80—90%), полевые шпаты (калиевые и плагиоклазы), хлорит, серицит, глауконит, редкие окатанные зерна циркона, эпидота и турмалина и гидроокислы железа.

Песчаники по составу кlastического материала аналогичны алевролитам и отличаются более крупнозернистой структурой. Цемент базальный и состоит из глинистого материала, в значительной части серицитизированного и хлоритизированного.

По мере уменьшения кварцевого материала алевролиты переходят в кварцево-серицито-глинистые и серицито-хлорито-глинистые филлитовидные сланцы, состоящие из тонкочешуйчатых выделений и послойных обособлений серицита и хлорита, тонкозернистого кварца, глинистого вещества и гидроокислов железа. Реже кварцевый материал в этих породах становится второстепенным и они переходят в серицито-хлорито-глинистые сланцы.

Реветская подсвета сложена, главным образом, доломитами, частью доломитовыми известняками. Карбонатные породы местами содержат небольшой мощности отдельные пачки и прослой алевролитов, кварцево-хлорито-глинистых и известково-хлорито-кварцевых филлитовидных сланцев. Мощность колеблется от 200 до 500 м и выше. В западной части Бакало-Саткинского района (Кукшикская

антиклиналь) местами, в связи с размывом, подсвита почти полностью выпадает из разреза.

Доломиты светло-серые с желтоватым, розоватым и лиловым оттенком, реже темно-серые, большей частью толстослоистые, содержат довольно много линз и желваков серого и желтоватого кремня. Местами встречаются остатки строматолитов типа *Collenia*.

На юге (Башкирия), в районе пос. Верхний Авзян, И. Н. Крыловым были собраны и определены формы *Baicalia baicalica* (Masl.), *Collenia frequens* (?) Walcott и *Collenia columnaris* Fenton and Fenton. Форма *Baicalia baicalica* была встречена также, по данным И. Н. Крылова, в обнажении р. Большой Инзер и около д. Первуха (Бакальский район). На р. Малый Инзер в породах реветской подсвиты найдены своеобразные пластовые строматолиты.

Доломиты, как и подчиненные им известняки, мелко- и тонкозернистые либо микрокристаллические. Породы в одних случаях являются почти мономинеральными, в других — содержат небольшую примесь терригенового материала, представленного мелкими зернами кварца, полевого шпата и глинистого вещества. К вторичным минералам относятся: серицит, пирит, выделения вторичного кварца и доломита.

Возрастание роли карбонатных отложений в разрезе авзянской свиты указывает на некоторое углубление бассейна по сравнению с зигазино-комаровским временем. В то же время наличие в породах глауконита (куткурская или зеленая подсвиты), углистого вещества, трещин усыхания, пирита и ряд других литологических особенностей авзянских отложений указывает, что мелководная обстановка осадконакопления сохранилась и в авзянское время.

Как уже отмечалось выше, на площади распространения юрматинской серии сравнительно широко, но меньше по сравнению с бурзянской серией и тараташским комплексом, развиты интрузивные залежи и дайки диабазов и габбро-диабазов. Так же как и в бурзянской серии, большинство залежей залегает согласно со складчатыми структурами вмещающих отложений юрматинской серии. Мощность интрузивных тел колеблется от 1—2 до нескольких десятков метров.

КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ

Серия целиком состоит из осадочных образований и пользуется большим распространением в Башкирско-Уралтауском мегантиклинории. Здесь эта серия повсюду налегает с большим размывом на авзянскую свиту (юрматинская серия). В составе каратауской серии в южных частях Западной зоны (Южный Урал) выделяются свиты (снизу): зильмердакская, катавская, инзерская и миньярская. В северной части Западной зоны (Северный Урал) в пределах Колчимской, Полюдовской, Ксенофонтовской и Джежим-Парминской антиклиналей Н. Г. Чочиа (1955) и Е. В. Владимирской (1955) установлены рассольнинская, деминская и низьвенская свиты, которые были соответственно сопоставлены с зильмердакской, катавской и миньярской свитами Башкирского антиклинория Южного Урала.

Зильмердакская свита

Свита состоит из аркозовых песчаников и подчиненных им конгломератовидных песчаников и конгломератов, кварцитовидных песчаников и кварцитов, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты достигает 700—800 м, увеличиваясь в западном направлении.

Зильмердакская свита, как и вся каратауская серия, широко распространена в северной части Инзерского синклинория (горы Завьялиха, Змиева, Бархоткина, Абдрахманова и др.), Юрюзано-Катавской синклинали (районы городов Катав-Ивановска и Юрюзани) и северо-восточнее в пределах Кукшикской антиклинали (горы Маяк, Мечеть, Осиновая, Сулея и др.) и далее к северо-востоку в Казан-Салганской и Чулковской антиклиналях. Западнее она выступает в ядрах крупных антиклиналей (хребты Аджигардак, Воробьиный и др.) большого и сложного построения структурного комплекса Каратау, а также на горе Маскарали, западнее Тараташского антиклинория.

Зильмердакская свита подразделяется на подсвиты (снизу): бирьянскую, нугушскую, лемезинскую и бедерышинскую.

Бирьянская подсвита состоит из аркозовых песчаников, местами переслаивающихся с алевролитами и сланцеватыми аргиллитами; в крайних западных разрезах алевролиты и аргиллиты отсутствуют, и вся подсвита представлена грубыми аркозовыми песчаниками. Мощность подсвиты варьирует от 250 до 1400—1500 м в западных разрезах Западной зоны.

Аркозовые песчаники, мелкозернистые до грубозернистых и гравийных, желтовато-серые, розоватые, буровато- и кирпично-красные, сиреневые и зеленовато-серые, слагают верхнюю и нижнюю части подсвиты. Местами в них присутствуют линзы и прослои мелкогалечниковых полимиктовых конгломератов. Аркозовые песчаники преимущественно средне- и толстослоистые (от 0,4—0,6 до 1,0—1,5 м). На плоскостях напластования встречаются симметричные (волновые) и асимметричные (течения) знаки ряби. В песчаниках широко распространена косяя слоистость, почти во всех случаях с восточным направлением падения, что указывает на привнос обломочного материала преимущественно с запада.

Аркозовые песчаники состоят из окатанных и угловато-окатанных обломков кварца (60—85%), микроклина и ортоклаза (10—20% и до 50% на западе), микропегматита, микропертита, а также железистых яшм, слюдистого кварцита (3—10%, иногда 20%) и примесей: мусковита, циркона, турмалина, магнетита, ильменита, рутила и др. Цемент кварцевый — нарастания и полевошпато-кварцевый — базальный (в крупнозернистых песчаниках и конгломератах), иногда загрязненный окислами железа. Среди аркозов встречаются характерные ленточнослоистые разновидности этих пород с чередующимися темно-красноватыми песчаниками и черными рудными прослойками. Рудные прослойки, содержащие небольшое количество кварца и полевых шпатов, состоят главным образом из окатанных зерен магнетита, ильменита и рутила с примесью гематита, турмалина. Это древние рудные пески, возникшие в процессе формирования осадков бирьянской подсвиты.

С грубозернистыми и гравийными аркозами тесно связаны конгломератовидные разновидности этих пород, переходящие в мелкогалечные конгломераты, состоящие из галек кварца, кварцита, калиевого полевого шпата, калиевого гранита. Гальки хорошо окатанные и полуокатанные размером от 0,5—1,0 до 5—6 см.

Средняя часть подсвиты сложена сланцеватыми аргиллитами, которые в более западных разрезах переслаиваются с алевролитами и песчаниками. Алевролиты отличаются от песчаников меньшим содержанием зерен полевого шпата, а также пелитовым цементом, часто со значительной долей окислов железа, окрашивающих породы в буровато-красный цвет.

Аргиллиты состоят из мелких (0,01 мм) зерен кварца, серицитизированного глинистого вещества, часто сильно загрязненного гидроокис-

лами железа. В пелитовой массе встречаются рассеянные или концентрирующиеся в тонких прослойках зерна кварца (0,02—0,04 мм) и в меньшем количестве полевого шпата, магнетита, циркона, турмалина, листочков мусковита.

Следует подчеркнуть, что на западе, в краевых хребтах западного склона Южного Урала, в составе пород подсвиты сильно возрастает количество и размеры зерен полевых шпатов, а иногда и обломков пород (кварцита, микропегматита и др.), а также увеличиваются количество и мощность пачек и линз конгломератов. Все это указывает на принос обломочного материала главным образом с запада и северо-запада.

Нугушская подсвита сложена хлорито-серицито-кварцевыми, кварцево-серицито-глинистыми сланцами, кварцевыми и аркозовыми алевролитами и песчаниками, местами с подчиненными этим породам небольшими прослоями доломитов. Мощность подсвиты 200—300 м. Лучшие разрезы подсвиты наблюдаются в пределах Кукшикского антиклинория (хр. Сулея и др.).

К нижней половине подсвиты относятся красно-бурые, светло-коричневые, розовато-желтые, кварцитовидные, мелкозернистые аркозовые песчаники и алевролиты, переслаивающиеся с красновато-бурыми кварцито-серицито-глинистыми сланцами.

Песчаники состоят из слабоокатанных зерен кварца и в меньшем количестве (10—15%) из полевых шпатов (микроклин, ортоклаз, пертит, реже плагноклаз), циркона, турмалина, сфена, магнетита, ильменита, серицита. Более разнородные разновидности песчаника по составу и структуре относятся к кварцевым и аркозовым алевролитам.

Красно-бурые кварцево-серицито-глинистые сланцы состоят из пелитовой массы, частично перекристаллизованной в мелкочешуйчатый серицит с небольшой примесью кварцевого алевролитового материала.

Верхняя половина подсвиты сложена преимущественно зеленовато-серыми, фиштакково-зелеными и желтовато-зеленоватыми кварцевыми алевролитами и такой же окраски хлорито-серицито-кварцевыми сланцами, состоящими из пелитового материала тонкозернистого кварца, мелкочешуйчатого серицита и хлорита, бурых гидроокислов железа.

Лемезинская подсвита состоит из кварцитовидных песчаников и кварцитов. Местами сверху подсвиты кварцитовидные песчаники содержат прослой темно-зеленых и темно-серых серицито-хлоритоглинистых сланцев. Мощность 150—350 м.

Кварцевые песчаники и кварциты обычно образуют скалистые выходы, слагая вершинные части хребтов (Сулея, Джука-Тау, Сухие и Каменные горы и др.).

Кварцитовидные песчаники и кварциты — толстослоистые (1—1,5 м) и среднеслоистые (0,2—0,4 м) породы белого и светло-серого цвета, иногда с зеленоватыми, розоватыми и желтоватыми оттенками. На плоскостях напластования часто обнаруживаются симметричная волновая и асимметричная рябь течений, иногда разных перекрещивающихся направлений, а также трещины высыхания.

Кварцитовидные песчаники почти нацело состоят из зерен кварца (0,5—0,6 мм) различной окатанности в разных слоях — от угловатых до хорошо окатанных, иногда с мелкими включениями турмалина и апатита. Иногда присутствуют обломки слюдяного кварцита, редкие зерна полевых шпатов, турмалина, рутила, циркона, листочки мусковита. Цемент кварцевый — нарастания, реже серицитовый, пленочный.

Бедерышинская подсвита — алевролиты, песчаники, глинистые сланцы и сланцеватые аргиллиты. Вверху подсвиты появляются

отдельные тонкие прослои песчаных и углисто-глинистых известняков и доломитовых известняков. Мощность подсвиты от 100 до 350 м.

В терригенных породах отмечается уменьшение крупности обломочного материала от нижней к верхней толще подсвиты — от псаммитовых через алевроитовые к пелитовым фракциям. Характерная тонкая микрослоистость алевроито-пелитов обусловлена чередованием светлых кварцевых и темных слюдисто-глинистых прослоек. Поверхности напластования часто несут знаки ряби — волновой и течений, отпечатки трещин высыхания. Встречается мелкая внутрислоевая косая слоистость, иногда обнаруживаются местные внутриформационные размывы.

Песчаники кварцевые, преимущественно мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые. Цвет белый и серовато-белый, розоватый и желтоватый, с ржаво-бурыми точками — выделениями гидроокислов железа. Состав песчаников: кварц, редкие обломочки сланцеватого слюдистого кварцита и серицитизированного полевого шпата; спорадически попадаются окатанные зерна циркона, турмалина, рутила, граната, магнетита. Цемент песчаника в одних случаях кварцевый — нарастания, в других — базальный пелитово-серицитовый либо карбонатный.

Подводя итоги общей характеристики состава осадочных образований зильмердакской свиты, можно сделать следующие выводы относительно условий их формирования.

1. Наличие большого количества полевошпатового материала в бирьянской (аркозовой) подсвите, представленного главным образом микроклином и ортоклазом, затем гальками микропегматита и гранита, с несомненностью указывает, что аркозы образовались за счет красных микроклиновых гранитов и гнейсов. Присутствие в конгломератовидных аркозах и конгломератах галек кварцита и кварцито-песчаника свидетельствует о том, что осадки бирьянской подсвиты формировались также за счет разрушения метаморфизованных осадочных пород.

2. Общий грубозернистый характер обломочного материала в аркозах, сравнительно слабая его окатанность, а также свежесть полевых шпатов говорит о переносе обломочного материала на незначительное расстояние.

3. Перенос материала при накоплении осадков свиты происходил в направлении с запада на восток. Это подтверждается, с одной стороны, укрупнением обломочного материала в направлении с востока на запад, с другой — общей направленностью падений косой слоистости на восток, а также уменьшением мощности свиты к востоку.

4. Анализ знаков ряби волнений указывает, что формирование осадков свиты протекало в водной среде и на сравнительно небольшой глубине.

5. Косая слоистость в породах всех четырех толщ свиты свидетельствует о накоплении осадков в прибрежной, возможно дельтовой, части бассейна, в которую с суши сносилось громадное количество обломочного материала.

6. Общий характер разреза зильмердакской свиты дает основание говорить о том, что на протяжении всего периода накопления осадков свиты бассейн в целом сохранял свой мелководный характер.

Катавская свита

Свита налегает согласно на бедерышинскую подсвиту зильмердакской свиты, целиком сложена известняками и мергелистыми известняками. В состав катавской свиты включаются также карбонатные отло-

жения, развитые в западных районах Западной зоны, относившиеся ранее к так называемой подинзерской «толще». Средняя мощность 300—350 м, в районе Катав-Ивановска, вероятно, достигает 450—500 м.

В северной части Западной зоны катавская свита выступает в ядре Инзерского синклинория и к западу от него в Лемезинской и Юрюзано-Катавской синклиналях, а также в Кукшикской антиклинали (юго-западная часть); восточнее она же выполняет небольшую Каменскую синклиналь, расположенную к западу от Бердяушского плутона гранитов рапакиви. В Чулковской антиклинали катавская свита обнажена в крыльях и периклинальных частях этой структуры. Катавская свита участвует в строении почти всех антиклиналей Каратауского структурного комплекса (Сулеймановская и другие, расположенные к западу, антиклинали).

В мощном разрезе верхнедокембрийских отложений Западной зоны катавская свита занимает особое место и значение ее как опорной, маркирующей свиты велико. Катавские карбонатные породы резко выделяются своим цветом, характерной ярко выраженной слоистостью. Преобладающая окраска карбонатных пород этой свиты — красно-бурая и кирпично-красная, розоватая, желтоватая, зеленоватая, голубоватая и серая.

По литологическому составу и стратиграфическому положению карбонатные породы катавской свиты в западной части Башкирско-Уралтауского мегантиклинория слагают подсвиты: нижнекатавскую, среднекатавскую и подинзерскую.

Нижнекатавская подсвита. В основании подсвиты залегают светло-желтые и буровато-серые толстослойные глинистые микросталлические известняки с примесью кварцевого алевритового материала. В известняках выделяются слои, состоящие из строматолитов, которые по И. Н. Крылову (1963) относятся к *Jurusania cylindrica* Крылов и *Inseria tjomusi* Крылов (р. Большой Инзер, около пос. Ассы и Бриш; р. Юрюзань, около пос. Екатериновка).

Выше располагается мощная толща довольно однообразных кирпично-красных известняков. Пелитоморфная кальцитовая масса известняков содержит переменное количество примеси глинистого вещества, обычно загрязненного гидроокислами железа, обуславливающими указанную окраску пород. При возрастании количества глинистого вещества и гидроокислов железа, а также пылевидного и алевритового кварцевого материала известняки переходят в мергели темно-красной окраски. Они на разных уровнях разреза толщи составляют довольно мощные пачки и являются цементным сырьем. Наряду с известняками с типичной пелитоморфной структурой выделяются микросталлические, равномерно- и неравномернозернистые известняки, содержащие нередко значительное количество глинистого пылевидного кварцевого материала.

Среднекатавская подсвита — пестроцветные ленточно-слоистые, в различной степени глинистые известняки, выделявшиеся еще Ф. Н. Чернышевым под названием «ленточных мергелей». Мощность 100—120 м.

Ленточная слоистость пород обусловлена чередующимися слоями серой, зеленой, желтоватой, красной, розовой окраски различных оттенков. Мощность прослоек, окрашенных в различные цвета, колеблется в широких пределах — от нескольких миллиметров до нескольких десятков сантиметров. Ленточные слои нередко отделяются друг от друга тонкими (листоватыми) красновато-бурыми глинистыми пропластками, по которым породы раскалываются на плитки различной толщины. Слоистость пород разнообразна — от тонко- до толстослои-

стой. На поверхностях напластования иногда наблюдается симметричная рябь волнения и отпечатки тонких трещин высыхания. В отдельных случаях отмечаются следы подводных оползней еще незатвердевшего осадка, что доказываемается местными внутрислойными смятиями породы в очень мелкие причудливые складочки.

Известняки подсвиты загрязнены пелитовым и тонкоалевритовым материалом. Кроме кварца попадают единичные зерна полевых шпатов, листочки серицита и хлорита, рассеянные мелкие зерна глауконита. Красная, розовая, желтая окраска пород, по-видимому, обусловлена окислами железа, различной степени гидратизации в разных слоях, а зеленоватая — хлоритом и глауконитом.

Верхнекатавская подсвита — известняки и глинистые известняки серого и светло-серого цвета с зеленоватым оттенком. Реже встречаются прослойки буровато-красных известняков и более значительные пачки розоватых и желтоватых. Мощность непостоянная и местами превышает 150 м.

Карбонатные породы подсвиты обычно толсто- и среднеслоистые, реже тонкослоистые. В известняках подсвиты вновь повышается роль строматолитов.

Известняки тонкокристаллические и обломочные. Количество примесей глинистого и тонкоалевритового кварцевого материала различно и наибольшее в красновато-бурых и розовых известняках, образующих подчиненные прослои.

Подинзерская подсвита — известняки и доломиты. Мощность 120—130 м, местами достигает 250 м.

Нижняя часть подсвиты состоит из темно-серых, тонко- и среднеслоистых известняков, местами слегка доломитизированных. Верхняя часть подсвиты сложена более толстослоистыми известняками и доломитами светло-серого и почти белого цвета, содержащими значительное количество желваков, тонких линз и прослоек серого и коричневого кремня. Известняковая толща содержит пачки водорослевых известняков и доломитов, нацело состоящих из строматолитов типа *Collenia*.

Менее распространены в верхней части подсвиты среднеслоистые известняки, переходящие местами в черные. В районе г. Миньяра им подчинен горизонт мощностью около 8 м брекчиевидных известняков, возникших, вероятно, в результате раздробления и размыва карбонатного осадка во время раннего диагенеза (Олли, 1948).

Примесь терригенного материала в катавских карбонатах, волноприбойные знаки, наличие строматолитов, мергельных осадков и ряд других признаков указывают на мелководный характер катавских отложений.

Инзерская свита

Свита согласно перекрывает катавскую, сложена песчаниками, алевролитами, кварцево-серицито-глинистыми и серицито-глинистыми сланцами, известковистыми песчаниками. Мощность свиты 300—400 м.

По сравнению с более южными частями Башкирско-Уралауского мегантиклинория инзерская свита в северной его части пользуется значительно меньшим распространением. Она выступает в пределах Чулковской антиклинали (северо-западная часть Саткинского района), юго-западнее, в Юрюзано-Катавской и Лемезинской синклиналях, а также в области Каратауского структурного комплекса.

В нижней части свита представлена преимущественно кварцевыми песчаниками и алевролитами с маломощными прослоями серицитизиро-

ванных глинистых сланцев. Окраска пород зеленовато-серая, зеленая, красноватая и желтоватая. Песчаники и алевролиты обычно тонкослоистые с плитчатой отдельностью. Поверхности напластования ровные, иногда с мелкой волновой рябью; местами встречается внутрислойная косая слоистость. Тонкополосчатая микрослоистость обусловлена чередованием слоев различной окраски и крупности обломочного материала. Иногда тонкие прослойки обогащены глауконитом, хлоритом и рудными минералами.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты состоят в основном из угловатых зерен кварца с примесью небольшого количества ортоклаза и микроклина, мусковита, хлоритизированного биотита, хлорита, турмалина, циркона, рутила, магнетита, ильменита с лейкоксеном и сингенетического глауконита. Цемент песчаников кварцевый — нарастания, глинистый, глинисто-известковый.

В нижней части свиты местами (окрестности г. Миньяра и др.) присутствует толща глинистых микрополосчатых известняков мощностью до 20—40 м, которые в верхней части толщи содержат мелкие зерна кварца, глауконита, микроклина, циркона, турмалина.

В верхней части подсыты преобладают кварцево-серицито-глинистые сланцы и алевролиты с подчиненными прослоями мелкозернистых кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников.

Кварцево-серицито-глинистые сланцы содержат зерна кварца, алевритовой размерности, серицит, хлорит, иногда карбонаты, гидрокислы железа. Песчаники и алевролиты обычно состоят из мелких зерен кварца и небольшого количества зерен калиевых полевых шпатов, кислого плагиоклаза, глауконита, слюды и хлорита; обычны примеси окатанных зерен турмалина, циркона, рутила и рудных минералов. Встречаются прослой зеленых полосчатых алевролитов и песчаников, обогащенных глауконитом. Цемент пород кварцевый — нарастания, реже глинистый и известково-глинистый.

Терригенные породы инзерской свиты характеризуются ясными признаками (тонкая слоистость, рябь волнения, обилие глауконита) отложения осадка в условиях неглубокого морского бассейна.

Миньярская свита

Свита согласно налегает на инзерскую и венчает разрез каратауской серии. Свита почти целиком сложена доломитами, доломитовыми известняками, реже известняками. Мощность свиты варьирует от 50—150 до 400—500 м. Уменьшение мощностей свиты в пределах рассматриваемой территории связано с ее разрывом и трансгрессивным наложением вышележащих криволукской и ашинской серий эокембрия — нижнего кембрия¹.

Миньярская свита распространена в пределах Каратауского структурного комплекса (хребты Аджигардак, Воробьиный, Сулеймановская антиклиналь и др.) и к востоку от него в крыльях Чулковской антиклинали, а также в западном крыле Кукушкской антиклинали. К юго-западу от последней, в районе городов Катав-Ивановка и Юрюзани, миньярская свита выполняет ядра Юрюзано-Катавской и Лемезинской синклиналей.

В нижней части свиты залегают светло-серые, серые и белые известняки, тонко- и толстослоистые. Белые толстослоистые известняки местами переходят в массивные и часто сложены почти целиком изве-

¹ В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., криволукская и ашинская серии отнесены к венду — нижнему палеозою.

стковыми водорослями (строматолитами), приобретая облик рифовых образований. По составу это чистые известняки, местами они заметно доломитизированы, изредка среди известняков присутствуют прослой белых и светло-серых доломитов. Местами в основании свиты залегает пачка зеленоватых оолитовых известняков, содержащих терригенный материал в виде мелких зерен кварца и глауконита.

Средняя часть свиты сложена тонко- и среднеслоистыми или массивными брекчиевидными коричневато-серыми и темно-серыми известняками, доломитовыми известняками и доломитами. В карбонатной массе пород присутствует небольшая примесь глинистого и серицитоглинистого материала, иногда концентрирующегося в тонких нитевидных пропластках, а в темно-серых доломитах — пылевидного углистого вещества.

Брекчиевидные разновидности доломитов и доломитизированных известняков состоят из остроугольных обломков этих пород, плотно прилегающих друг к другу, с прожилками вторичного доломита по разделяющим их трещинам.

Строматолитовые доломиты и доломитизированные известняки наряду с брекчиевидными доломитами являются одними из наиболее распространенных пород средней части миньярской свиты. Они массивные и толстослоистые, состоят в подавляющей массе из цилиндрических и конических строматолитов и часто имеют облик рифовых образований.

Часто карбонатные породы содержат многочисленные желваки, линзы и прослой кремня от светло-серого и дымчато-серого цвета до черного толщиной в среднем от 3—5 до 15 см, иногда до 20—25 см. В нижних горизонтах средней части свиты местами отмечается пачка сильно песчанистого известняка и известковистого песчаника, мощностью 10—20 м, содержащего угловатые зерна кварца, отдельные зерна микроклина и турмалина, листочки мусковита, а также обломочный глауконит.

Верхняя часть миньярской свиты представлена серыми и светло-серыми, неяснослоистыми и массивными рифогенными водорослевыми известняками и реже доломитами, чередующимися со слоистыми, лишенными органических остатков. Отмечается обилие линз и прослоев кремня.

В верхних частях разреза миньярской свиты (Каратауский структурный комплекс) установлены терригенно-карбонатные отложения (песчаники, алевролиты, аргиллиты и обломочные известняки), выделенные С. М. Домрачевым (1952) в укскую свиту и отнесенные им к ашинской серии (свите). Более поздние исследования Ю. Р. Беккера (1961) показали, что укские отложения (в бассейне рек Юрюзани, Инзера и Зилима) перекрываются нижней урюкской свитой ашинской серии. Укские отложения налегают с размывом на более нижние части (миньская и бьянская толщи Беккера) миньярской свиты. На этом основании укские отложения Беккер (1958) выделяет в самостоятельную стратиграфическую единицу в ранге свиты и относит их к самой верхней части каратауской серии.

Строматолиты миньярской свиты изучались И. Н. Крыловым (1959, 1960б), который отмечает повсеместное распространение *Minjaria uralica* Крылов; кроме того, в миньярской свите были встречены *Conophyton* sp., *Gymnosolen ramsayi* Steinm., *Gymnosolen levis* Крылов и *Pseudokussiella aii* Крылов.

Наличие в карбонатных породах терригенных примесей, оолитовых образований и брекчиевидных разновидностей пород, а также строма-

толитов свидетельствует о мелководном характере миньярских карбонатных отложений.

В каратауской серии интрузивные породы представлены только редкими жилами диабазов. Эффузивы в этой серии отсутствуют.

Рассольнинская свита¹

Свита распространена в районах гор Помяненного Камня, Полянки и Полюдова Камня, у пос. Ксенофонтovo на р. Пильве и в Джежим-Парме. Она состоит из кварцитовидных аркозовых песчаников зеленого, малинового и белого цветов, чередующихся с зеленовато-серыми и вишнево-красными аргиллитами, алевролитами и сланцами. По Е. В. Владимирской (1955), в ней местами выделяются три толщи.

Нижняя представлена аркозовыми песчаниками, которые на Джежим-Парме содержат прослой гравийных конгломератов с галькой кварца и полевого шпата, в том числе свежего микроклина. В этих же песчаниках Полюдова кряжа отмечается глауконит. У пос. Ксенофонтovo в составе толщи присутствуют конгломераты с валунами и гальками гнейсов, основных пород типа норита, аркозовых кварцитов и кварцево-полевошпатовых жильных пород. Средняя толща сложена ленточнослоистыми кварцево-слюдистыми алевролитами, иногда с сидеритовым цементом и глинистыми сланцами темно-серого и зелено-серого цвета. Верхняя толща состоит из известково-глинистых алевролитов с глауконитом.

Мощность рассольнинской свиты меняется в пределах 120—600 м.

Абсолютный возраст свиты по глаукониту равен 912—930 млн. лет. По определению И. Н. Голуб, свита содержит споры *Tyloligotritetes* и *Lopholigotritetes* верхов позднего докембрия.

Деминская свита

Свита развита там же, где и рассольнинская. Наиболее полные ее разрезы указываются в окрестностях горы Рассольного Камня на р. Низьве и в горе Полянке (Владимирская, 1955). Здесь выделяются нижняя мергельная толща и верхняя — известково-мергельная.

Нижняя толща состоит из темно-малиновых, шоколадных, зеленовато- и голубовато-серых мергелей и глинистых известняков с правильной ленточной слоистостью. Прослой розовых известняков этой толщи переполнены водорослями *Collenia* sp., *Gymnosolen* sp.

Верхняя толща сложена доломитизированными плитчатыми также ленточнослоистыми глинистыми известняками, мергелями и известняками, внизу малиновыми, выше — розовыми, сиреневыми и голубовато-серыми. В основании верхней толщи разреза Рассольного Камня описываются две пачки терригенных пород, разделенных мергелями.

Нижняя пачка, мощностью 12 м, состоит из аргиллита, кварцево-аркозового песчаника и мелкогалечного конгломерата с галькой алевролита, кварца и угловатого полевого шпата. Верхняя пачка состоит из травяно-зеленых песчаников и алевролитов с полевым шпатом и глауконитом. Ее мощность равна 8 м, а мощность разделяющих пачки мергелей — 2 м.

¹ Рассольнинская, деминская и низьвенская свиты Северного Урала описаны П. М. Есиповым.

Мощность деминской свиты равна 150—360 м. Граница деминской и рассольнинской свит нерезкая и проводится по появлению мергелей. В Джежим-Парме к деминской свите условно относятся кварцево-сланцевые алевролиты и карбонатные породы.

Низьвенская свита

Свита прослеживается там же, где и две предыдущие. Ее полный разрез имеется на р. Низьве у Рассольного Камня. Она обнажена слабо, коренные выходы известны также в Полюдовом Камне, в Колчимской гряде и по речкам Ухтым, Петрунихе и Чурочной.

Свита представлена однообразными толстослоистыми доломитами, доломитовыми известняками, часто скорлуповатыми, серого, желтовато-серого, розового и белого цветов, на Джежим-Парме — частью кирпично-красными. В последнем пункте в карбонатных породах появляются прослой мергеля и оолитового известняка.

Свита характеризуется многочисленными водорослями *Collenia buriatica* Maslov, *Gyrvanella* sp. Ее мощность меняется от 800 до 1700 м. Нижняя граница постепенная и проводится по смене плитчатых известняков деминской свиты толстослоистыми доломитами. Верхняя граница с чурочной свитой, по Н. Г. Чочиа, также постепенная¹.

Центральная структурно-фациальная зона

В Центральной зоне верхнедокембрийские образования представлены главным образом юрматинской и частью каратауской сериями. В более южных разрезах, за пределами описываемой территории (Горная Башкирия), в западной части Центральной зоны выделяются отложения бурзянской серии в составе кызылташской (доломиты, кристаллические магнезиты и различного состава метаморфические сланцы) и вышележащей маярдакской (сланцевые, слюдяно-кварцевые графитистые и хлоритовидные сланцы, кварциты, доломитизированные известняки) свит. В других районах рассматриваемой зоны бурзянские отложения не установлены. Они здесь либо полностью отсутствуют, либо представлены в резко редуцированном разрезе, что обусловлено особенностями геологического развития этой зоны в бурзянское время.

Несмотря на почти повсеместный, местами интенсивный метаморфизм верхнедокембрийских отложений этой зоны, в большинстве случаев отчетливо удается установить первоначальный (исходный) состав метаморфизованных пород. Исследованиями последних лет достигнута надежная корреляция верхнедокембрийских образований Центральной зоны Южного Урала с стратотипическим разрезом верхнего докембрия Западной зоны (Гарань, 1959).

ЮРМАТИНСКАЯ СЕРИЯ

В Центральной зоне в пределах Южного Урала юрматинская серия подразделяется (Гарань, 1950, 1959, 1960) на свиты (снизу): кувашскую, таганайскую и уреньгинскую. Они соответствуют: кувашская — машакской, таганайская — зигальгинской, а уреньгинская — вместе взятым зигазино-комаровской и авзянской свитам стратотипического раз-

¹ В непрерывном разрезе рассольнинской, деминской и низьвенской свит нет отложений, которые по вещественному составу могли бы сопоставляться с инзерской свитой стратотипического разреза каратауской серии Башкирского мегантиклинория. По-видимому, это объясняется различием обстановок осадкоаккумуляции в инзерское время. (Прим. ред.)

реза Западной зоны. На Среднем Урале в Центральной зоне выделяется клыкчанская свита со строматолитами, характерными для верхов авзянской свиты юрматинской серии западного склона Южного Урала.

Кувашская свита

В Центральной зоне (Иремельско-Кувашский и Таганайско-Уфалейский антиклинории) кувашская свита представлена так же, как и в Западной, осадочно-вулканогенными образованиями, состоящими из метаморфизованных основных и кислых эффузивов, метаморфических сланцев, кварцитов и реже конгломератов. Мощность свиты не менее 2000 м; нижняя граница неизвестна.

В Центральной зоне в пределах Иремельско-Кувашского антиклинория, расположенного восточнее и кулисообразно по отношению к Ямантаускому антиклинорию (Западная зона), кувашская свита, как отмечалось выше, выступает во внутренней его части, на большой площади между хребтами Уреньга и Нургуш, где она была впервые выделена М. И. Гаранем (1950, 1956). В отличие от машакской свиты Ямантауского антиклинория в пределах Иремельско-Кувашского антиклинория в составе кувашской свиты возрастает роль вулканогенных пород и соответственно уменьшается значение осадочных, в том числе и грубообломочных (конгломераты). Несмотря на эти различия, вулканогенно-осадочные образования кувашской свиты Иремельского антиклинория и машакской свиты Ямантауского антиклинория являются синхроничными, поскольку в названных антиклинориях они перекрываются с размывом одной и той же сланцево-кварцитовой зигальгинской (таганайской) свитой.

В южной периклинальной части Иремельско-Кувашского антиклинория кувашская свита выступает во внутренней его части в виде широкой полосы, шириной около 10 км, будучи ограниченной на северо-западе хребтом Нургушем, с юго-востока хребтами Ягодным и Уреньгой, а с юго-запада — массивом гор Иремельских. Свита состоит здесь из груборассланцованных липаритовых порфиров, измененных диабазовых порфиритов, переходящих в амфиболиты, обломочных, туфогенных пород, эпидотизированных кварцитов, кварцево-хлоритовых и слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность свиты оценивается в 1500—2000 м.

Преобладающая роль в составе свиты принадлежит липаритовым порфирам. Они обнажены по водоразделу р. Большой Березняк и ее притока Малый Березняк, образуя скалистые выходы на вершинах отдельных сопок и гор, а также по правобережью р. Тюлюка и юго-восточному склону хребта Нургуш. По-видимому, покровы липаритовых порфиров переслаиваются здесь со слюдяно-кварцевыми сланцами и вместе с ними согнуты в складки.

Плаггиоклазовые порфириты вместе с амфиболитами занимают в составе свиты подчиненное положение. Местами наблюдается чередование липаритовых порфиров и амфиболитов (правобережье р. Тюлюк, левобережье р. Большой Березняк, ниже хут. Матрешкина и в других пунктах). Однако большая часть толщи порфиритов и амфиболитов залегает стратиграфически выше кварцевых липаритовых порфиров; местами можно видеть чередование амфиболитов и эпидотизированных кварцитов.

Кувашская свита в Иремельско-Кувашском антиклинории трансгрессивно перекрывается зигальгинской. Так, на северном склоне горы Иремель свита уходит под черные углистые филлиты, переслаивающиеся в верхней части склона с кварцитами зигальгинской свиты. Налегание зигальгинской свиты на осадочно-вулканогенные образования

кувашской свиты установлено по восточному склону хребта Нургуш (северо-западное крыло антиклинория) и западному склону хребта Ягодного (юго-восточное крыло антиклинория).

В более северных частях антиклинория, т. е. в районах оз. Зюраткуль и широтного течения р. Куваш и далее к северо-востоку до широты г. Златоуста, осадочно-вулканогенные образования кувашской свиты еще более метаморфизованы. Они представлены здесь измененными кислыми (липаритовые порфиры, порфиroidы, кварцево-серицитовые сланцы) и основными (амфиболиты, эпидото-актинолито-хлоритовые, кварцево-эпидото-роговообманковые и хлоритовые сланцы) эффузивами, слюдяно-кварцевыми и слюдяно-полевошпатовыми сланцами с прослоями кварцитов и кордиеритсодержащих сланцев, мигматитами и гнейсами, переходящими в гранито-гнейсы Губенского массива.

Конгломераты в составе кувашской свиты установлены в юго-западной части хребта Уреньги, по западному склону его, в 2 км к юго-западу от дороги пос. Юрак—Малый Кыл, где они залегают в главной толще метаморфизованных эффузивов, представленных здесь рассланцованными плагиоклазовыми порфиритами. Конгломераты, образующие в порфиритах прослой мощностью до нескольких метров, состоят из галек, размером от 3—5 до 10—15 см, эпидото-роговообманковой породы, сцементированных рассланцованными хлоритизированными порфиритами. В северной части Ирмельского антиклинория (к северо-западу от г. Златоуста) конгломераты встречаются в толще амфиболитов на западном склоне хребта Назямского (на широте Евграфского рудника). Они состоят из галек кварцита размером от 4—5 до 8 см, сцементированных рассланцованным амфиболитом.

Липаритовые порфиры, выступающие в южной половине Ирмельского антиклинория (бассейн рек Большая Березьяка и Куваш), представляют собой плотные, кварцитовидного облика породы светло-серой, зеленовато-серой и темно-серой окраски и по составу не отличаются от липаритовых порфиров хребта Машак. Среди них выделяются разновидности с афировой и эвпорфировой структурой. Вкрапленники размером 0,5—2 мм, реже 4—5 мм принадлежат альбиту с 2—3% и 5—7% Ап. Более мелкие кристаллы иногда образуют сростки. Сдвойникованные фенокристаллы альбита таблитчатой, реже призматической формы, обычно корродированные, нередко окаймляются скоплениями зерен кварца, чешуйками биотита; часто содержат включения мелких зерен магнетита и примочек апатита.

В порфировых и афировых разновидностях липаритовых порфиров основная масса микрофельзитовой структуры состоит из кварца, альбита, серицита, мусковита, биотита, апатита, циркона, эпидота.

Груборассланцованные липаритовые порфиры переходят в порфиroidы зеленовато-серого и голубовато-серого цвета, состоящие из кварца, серицита, мусковита, иногда альбита. Второстепенные минералы: сфен, лейкоксен, магнетит, циркон, турмалин, апатит, иногда — биотит, хлорит, карбонаты.

Основные эффузивы в южной половине антиклинория обычно изменены в зеленые сланцы и амфиболиты. Эти породы являются метаморфизованными диабазами и плагиоклазовыми порфиритами, что подтверждается развитием в более сохранившихся разновидностях бласто-порфировых структур с вкрапленниками плагиоклаза, обычно альбитизированного. Они состоят из альбита, эпидота, хлорита, актинолита, лейкоксена и рудного минерала. Метаморфизованные разновидности этих пород представлены зелеными сланцами. Вкрапленники плагиоклаза в них нацело замещаются эпидотом и кварцем. По количественному соотно-

шению главных минералов выделяются эпидото-актинолитово-хлоритовые, кварцево-эпидото-роговообманковые и хлоритовые сланцы.

Амфиболиты в основном состоят из актинолита, хлорита и эпидота с примесью рудного минерала (пирита, магнетита) иногда зеленого биотита.

В северной части Ирмельско-Кувашского антиклинория (Златоустовский район) осадочно-вулканогенные образования кувашской свиты подвергались более интенсивному метаморфизму. Массивные липаритовые порфиры нередко превращены в сильно рассланцованные, местами плоччатые кварцево-серицитовые сланцы. С другой стороны, под влиянием метаморфизирующих воздействий калийсодержащих растворов возникает гранофировая разность липаритового порфира, в котором зерна альбита замещены криптопертитом с гранофиром.

Среди амфиболитов по составу и характеру минеральных преобразований выделяются плагиоклазовые, эпидотовые, гранатовые и биотитовые амфиболиты. Большим распространением пользуются слюдяно-кварцевые сланцы (кварцево-мусковитовые, кварцево-биотитовые, кварцево-мусковито-биотитовые), а также фельдшпатизированные разности этих пород, содержащие альбит и микроклин.

Более высокая ступень метаморфизма пород кувашской свиты в северной части Ирмельско-Кувашского антиклинория обусловлена интенсивным проявлением здесь процессов гранитизации исходных пород свиты. Наличие постепенных переходов от метаморфических сланцев к гранито-гнейсам Губенского массива через фельдшпатизированные сланцы, инъекционные гнейсы и мигматиты указывает на то, что губенские гранито-гнейсы возникли, по-видимому, метасоматическим путем. Учитывая исходный состав пород кувашской свиты в южной части Ирмельско-Кувашского антиклинория и их более высокий метаморфизм в северной его части, можно сказать, что первоначально свита представляла собой толщу песчано-глинистых и песчаных осадков, переслаивающихся с кислыми и основными эффузивами. В дальнейшем эта толща подвергалась метаморфизму, особенно интенсивному в северной части Ирмельско-Кувашского антиклинория (Златоустовский район) в связи с проявлением здесь процессов гранитизации исходных пород.

В связи с воздыманием шарнира антиклинория к северо-востоку, в сводовой, наиболее приподнятой его части, на современном эрозионном срезе, выступают кристаллические сланцы и губенские гранито-гнейсы, что осложняет выявление здесь нижней границы свиты.

В Центральной зоне, помимо Ирмельско-Кувашского антиклинория, кувашская свита широко распространена и в Таганайско-Уфалейском антиклинории, где она представлена метаморфизованными основными (амфиболиты) и кислыми (серицито-альбито-кварцевые сланцы) эффузивами и различного рода метаморфическими сланцами и кварцитами. Здесь также эта свита перекрывается таганайской свитой, что устанавливается в периклинальном окончании антиклинория (горы Таганайские).

Кувашская свита в пределах Таганайско-Уфалейского антиклинория выступает в центральной его части, где она была Г. А. Кейльманом выделена под названием уфалейской свиты с подразделением (снизу вверх) на егустинскую, слюдяногорскую и указарскую подсвиты (Кейльман, 1963б, 1964). Метаморфические толщи, выделенные под названием указарской подсвиты, по возрасту принадлежат, как будет показано ниже, к эокембрию — нижнему кембрию и поэтому их следует исключить из состава уфалейской свиты. Егустинская подсвита, по Кейльману, представлена преимущественно плагиоклазовыми амфи-

болитами и амфиболовыми сланцами, подвергшимися интенсивной гранитизации и превращенными в амфиболовые, биотито-амфиболовые и биотитовые гнейсы. Местами с амфиболитами тесно связаны тонкополосчатые и мелкозернистые амфиболо-эпидотовые породы, относящиеся к метаморфизованным туфам и туффитам. Мощность видимой части подсветы составляет около 1400 м.

Слюдяногорская подсвета, выделяемая Г. А. Кельманом в восточной части Таганайско-Уфалейского антиклинория (Верхне-Уфалейский и Карабашский район), согласно налегает на егустинскую и состоит из амфиболитов, переслаивающихся со слюдяными и дистеновыми кварцитами, дистено-гранато-слюдяными и кварцево-слюдяными сланцами (мусковитовыми, биотитовыми, двуслюдяными и эпидото-биотитовыми). Видимая мощность подсветы более 1200 м.

В западной (хребет Юрма) и южной частях (горы Таганайские) Таганайско-Уфалейского антиклинория уфалейская свита перекрывается кварцитами таганайской свиты.

Повсюду, т. е. в Западной (машакская) и Центральной (кувашская) зонах, машакская и кувашская свиты выступают во внутренних (сводовых) частях крупных антиклинальных структур (Ямантауский, Иремельско-Кувашский и Таганайско-Уфалейский антиклинории и южнее, в Башкирии, Малиногорский антиклинорий). Эти свиты трансгрессивно перекрываются зигальгинской или синхроничной ей таганайской свитами. Таким образом, отчетливо устанавливается одинаковое стратиграфическое положение машакской и кувашской свит. Наряду с этим обе свиты обнаруживают в общем аналогичный петрографический состав вулканогенных образований как в Западной (Ямантауский антиклинорий), так и в Центральной (Иремельско-Кувашский, Таганайско-Уфалейский антиклинории) зонах.

В западных разрезах (Ямантауский антиклинорий) машакская свита налегает на бакальскую (юшинскую) и местами саткинскую (суранскую) свиты с разрывом и угловым несогласием, что связано с тектоническими движениями бакальской эпохи и возникновением поднятия в пределах Западной зоны. В связи с этим в пределах Центральной зоны возник сопряженный с указанным поднятием Машакский прогиб, в котором происходило формирование осадочно-вулканогенных толщ, выделяемых в разрезе верхнедокембрийских (рифейских) отложений под названием кувашской свиты.

В начальные этапы развития Машакского прогиба в западной его части (Ямантауский антиклинорий), на границе поднятия и прогиба, формирование вулканогенно-осадочных образований машакской свиты происходило в прибрежных, мелководных условиях, и в составе свиты резко преобладают песчано-глинистые, песчаные и грубообломочные (машакские конгломераты) отложения; подчиненное развитие имеют здесь переслаивающиеся с ними основные и кислые эффузивы. Западнее (западная часть Ямантауского антиклинория) в области поднятия была суша и осадконакопления почти не происходило. В восточных (внутренних) частях Машакского прогиба, т. е. уже в Центральной зоне, вулканическая деятельность была более интенсивной, и здесь в составе осадочно-вулканогенных толщ (кувашская свита) возрастает роль основных и кислых эффузивов, которым подчинены осадочные породы.

В дальнейшем, т. е. в конце машакской эпохи, в области Западной и Центральной зон возникло поднятие (позднекарельские тектонические движения), которое в начале отложения зигальгинских осадков сменилось опусканием в связи с зигальгинской трансгрессией. В области восточной части Машакского прогиба (Иремельско-Кувашский и

Таганайско-Уфалейский антиклинории) таганайская (зигальгинская) свита налегает на кувашскую свиту.

Образование машакских и зигальгинских конгломератов относится к различным этапам развития Машакского геосинклинального прогиба. Зигальгинские конгломераты являются более поздними образованиями по сравнению с машакскими, что, между прочим, подтверждается и различием в составе этих конгломератов.

Таганайская свита

Таганайская свита слагает крылья и периклинальные части Ирмельско-Кувашского и Таганайско-Уфалейского антиклинориев. По составу исходных пород и их стратиграфическому положению таганайская свита Центральной зоны полностью отвечает зигальгинской свите Западной зоны. Осадочные образования этой свиты в Центральной зоне больше метаморфизованы по сравнению с синхроничными им отложениями зигальгинской свиты Западной зоны.

В пределах Ирмельско-Кувашского антиклинория кварциты и филлиты таганайской свиты слагают западное крыло (хребты Нукаш, Нургуш) и восточное крыло (хребты Ягодный и Уреньга) антиклинория и обнажаются в южном периклинальном замыкании антиклинория (горы Ирмельские и хребет Аваляк). В крыльях и периклинальном замыкании антиклинория таганайская свита налегает на кувашскую. С запада на восток, т. е. при переходе от Западной зоны к Центральной, отмечаются фациальные изменения в составе зигальгинской (таганайской) свиты. В Западной зоне свита сложена преимущественно кварцитами с небольшими прослоями филлитовидных сланцев. Роль последних возрастает в восточной части Западной зоны (хребет Маткаль и др.), а в Центральной зоне значительные по мощности толщи филлитов переслаиваются с кварцитами.

Кварциты и кварцитовидные песчаники западных разрезов в Центральной зоне больше метаморфизованы, что проявляется нередко в грубой рассланцовке и перекристаллизации этих пород с образованием бластоидных структур. Второстепенные минералы представлены в них серицитом, хлоритом, иногда железной слюдой (гематитом). Местами в кварцитах сохраняются реликтовые бластосаммитовые структуры, указывающие на осадочное происхождение этих пород.

Углисто-глинистые филлитовидные сланцы, переслаивающиеся с кварцитами, переходят в Центральной зоне в графитизированные филлиты, хлоритоидные и гранато-слюдяные сланцы (северная часть хребта Уреньги и др.).

В Таганайско-Уфалейском антиклинории таганайская свита хорошо обнажена в скалистых выходах вершинных частей хребтов Большого, Среднего и Малого Таганая, Назямского, Юрмы, Курмы и собственно хребта Уральского. Таганайские кварциты и метаморфические сланцы свиты в пределах гор Таганайских образуют ряд крупных антиклинальных и сопряженных с ними синклинальных структур с шарнирами, погружающимися к юго-западу.

Нижняя, сланцево-кварцитовая часть таганайской свиты (хребет Юрма и северная часть гор Таганайских) сложена чередующимися толщами, мощностью до 80—150 м, слюдяных кварцитов, слюдяно-кварцитовых, слюдяных, слюдяно-гранатовых и слюдяно-ставролит-гранатовых сланцев и черных графитизированных филлитов. Верхняя часть подсвита представлена преимущественно кварцитами, частью слюдястыми, и подчиненными им небольшими по мощности прослоями

и пачками черных графитизированных филлитов, переходящих по мере усиления метаморфизма, в хлоритоидные, слюдяные, слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы. Приблизительная мощность свиты около 1000 м.

В западной части Златоустовского района (хребты Уреньга, Назямский) таганайская свита налегает (по-видимому, с размывом) на амфиболиты и порфиритоиды кувашской свиты. В северо-восточной части названного района (к северу от гор Таганайских и к востоку от хребта Юрма) нижняя граница таганайской свиты проводится условно, по появлению в составе свиты амфиболитов, развитых преимущественно в нижележащей кувашской свите.

Севернее гор Таганайских, в восточном крыле Таганайско-Уфалейского антиклинория, к таганайской свите относятся кварцитовые, мусковито-кварцевые и гранато-слюдяно-кварцевые сланцы, а также сменяющие их вверх по разрезу черные углисто-серицито-глинистые филлиты, часто графитизированные, переходящие в гранато-слюдяные сланцы. Перечисленные породы, выделенные Г. А. Кейльманом соответственно под названием куртинской (кварциты и слюдяные сланцы) и шайтанской (графитизированные филлиты, слюдяные и гранато-слюдяные сланцы) свит, ошибочно отнесены им к нижнему ордовику. В действительности же они, как это установлено в северной части Таганайско-Уфалейского антиклинория (Верхне-Сергинский и Первоуральский районы), с глубоким размывом перекрываются конгломератами козинской (шунутской) свиты нижнего ордовика (тремадока). По составу и стратиграфическому положению куртинская и шайтанская свиты сопоставляются с таганайской свитой.

К таганайской же свите относятся углисто-глинистые филлитовидные сланцы, переслаивающиеся с серыми, светло-серыми и черными углистыми кварцитами (гора Караульная), сменяющимися вверх по разрезу серицит-хлорит-кварцевыми, хлорит-цоизит-кварцевыми сланцами. Перечисленные породы распространены в восточном крыле Таганайско-Уфалейского антиклинория (Первоуральский район), где они В. Г. Варгановым выделяются в шайтанскую свиту доордовиковского возраста и сопоставляются с отложениями юрматинской серии.

Таганайские кварциты (горы Таганайские), преимущественно толсто-наслоенные или грубосланцеватые, средне- и мелкозернистые, состоят из зерен кварца и содержат в небольшом количестве чешуйки мусковита и серицита, иногда хлоритизированного биотита.

Слюдяно-кварцитовые сланцы состоят из кварца (90%), мусковита и биотита, нередко с небольшой примесью граната. Гранобластическая основная масса несет следы перекристаллизации с образованием участков и полосок тонкозернистых агрегатов кварца и удлинённых скоплений серицита, образовавшегося на месте биотита и мусковита.

Слюдяные сланцы, помимо преобладающего кварца, часто содержат немного граната, иногда и ставролита, мусковит, биотит, магнетит, хлорит и серицит.

Слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы — в различной степени рассланцованные породы, содержащие порфиробласты граната и ставролита. Минералогический состав сланцев: кварц, биотит, мусковит, ставролит, гранат, силлиманит, хлоритоид, графит, рутил, турмалин, магнетит, цоизит, серицит, хлорит. Преобладающие минералы — кварц и мусковит. Значительная роль принадлежит ставролиту, гранату, силлиманиту и хлоритоиду, остальные минералы развиты в подчинённых количествах. Основная ткань в породах обладает ясной сланцеватостью и состоит из мусковита, биотита и кварца.

В одних случаях она однородна, в других листоватые минералы образуют в ней узкие полоски, вытянутые по сланцеватости. Обе слюды обычно находятся в тесном сростании, причем часто за счет биотита развивается хлорит. Нередко присутствует турмалин в виде мелких призм или их скоплений. Порфиробласты граната (альмандин) образуют изометрические зерна (3—5 мм), обычно трещиноватые и часто замещающиеся хлоритом и серицитом, иногда с образованием межких двойников хлоритоидов. Нередко крупные порфиробласты граната содержат мелкие включения округлых зерен кварца и магнетита. По мере уменьшения и исчезновения гранатов и увеличения количества ставролита породы переходят в ставролитовые сланцы. В большинстве случаев ставролит частично или нацело замещается хлоритоидами.

Переслаивание кристаллических сланцев с кварцитами, минералогический состав сланцев (гранат, ставролит, графит), тесные и постепенные переходы от углистых филлитовидных сланцев в графитизированные сланцы свидетельствуют о первоначальном осадочном происхождении метаморфических пород таганайской свиты. Они образовались в результате метаморфизма в глинистых, песчано-глинистых и песчаных осадках, позднее превращенных в кварциты и кристаллические сланцы.

Уреньгинская свита (зигазино-комаровская и авзянская свиты нерасчлененные)

На таганайскую свиту в Центральной зоне налегает мощная толща филлитов, кристаллических сланцев и карбонатных пород, выделенная под названием уреньгинской свиты (Гарань, 1956, 1959). Последняя, налегая согласно на таганайскую свиту, перекрывается с размывом уйташской свитой, являющейся аналогом зильмердакской свиты Западной зоны. Таким образом, по своему стратиграфическому положению и литологическому составу исходных пород, подвергшихся позднее метаморфизму, уреньгинская свита точно коррелируется с зигазино-комаровской и авзянской свитами (вместе взятыми) стратотипического разреза Западной зоны.

Учитывая первоначальный состав исходных пород, уреньгинскую свиту можно расчленить на две подсвиты: нижнюю (сланцевую), отвечающую зигазино-комаровской свите, и верхнюю (карбонатно-сланцевую) — авзянской свите западных разрезов (Западная зона). Граница между этими подсвитами проводится условно.

Нижняя подсвита в северной части Златоустовского района интенсивно метаморфизована в связи с внедрением гранитов и представлена черными и темно-серыми графитизированными и хлоритоидными филлитами, слюдяными, слюдяно-гранатовыми, слюдяно-ставролит-гранатовыми и силлиманит-слюдяными сланцами. К югу, т. е. по мере удаления от гранитов, степень метаморфизма пород понижается, и подсвита состоит из графитизированных филлитов, переходящих местами в оттрелитовые и альбитизированные филлиты. Мощность подсвиты около 1000 м.

Минералогический состав филлитов: кварц, серицит, мусковит, нередко хлоритоид, углистое или графитистое вещество; в незначительном количестве развиты магнетит, гранат, сфен, хлорит.

В хлоритоидных разновидностях сланцев к главным породообразующим минералам относятся кварц, слюда и хлоритоид, образующий удлиненно-призматические кристаллы (до 0,7 мм) без концевых граней. Иногда по хлоритоиду образуется гранат, сохраняющий форму кристаллических индивидов хлоритоида.

Слюдяные сланцы с графитом, нередко содержащие порфиробласты ставролита, отличаются крупной листоватостью и несут признаки перекристаллизации. Они проявляются в замещении ставролита мелкочешуйчатыми агрегатами биотита и мусковита, развитии больших порфиробластов биотита второй генерации, растущих вокруг сланцеватости, и появлении турмалина. Слюдяные сланцы, обогатившись гранатом и ставролитом, переходят в слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы, отвечающие по составу такого же типа сланцам таганайской свиты. Узловатый характер сланцев обусловлен наличием большого количества буроватых порфиробластов граната и призматических кристаллов ставролита, обтекаемых слюдяной массой.

Сравнительно широко распространены ставролит-гранатовые слюдяные сланцы с округлыми порфиробластами граната размером от 1—2 мм до 1 см и кристаллами ставролита величиной от 0,3—0,5 до 1,5 см. Среди них местами выделяются ставролит-слюдяные сланцы. Минералогический состав сланцев: кварц, мусковит, биотит, ставролит, гранат, серицит, хлорит, хлоритоид, кианит, силлиманит, альбит, турмалин, рутил, графит, пирит.

В Центральной зоне кристаллические сланцы почти повсюду, особенно в северной части Златоустовского района, несут признаки более поздних метаморфических превращений, что впервые было установлено В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (1940).

Филлиты и кристаллические сланцы нижней подсвиты образовались в результате нескольких этапов метаморфизма преимущественно глинистых и песчано-глинистых осадков, содержащих органическое вещество (углистые и графитизированные филлиты и др.).

Верхняя подсвита представлена углисто-глинистыми сланцами и графитизированными филлитами и переслаивающимися с ними карбонатными породами, главным образом доломитами. Сланцы и карбонатные породы интенсивно метаморфизованы, особенно в северной части Златоустовского района, и превращены в слюдяные, слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролит-гранатовые, силлиманит-мусковитовые сланцы и в доломитовые мраморы. Южнее, в пределах собственно хребта Уральского, филлиты обычно сильно альбитизированы. На современном этапе изученности стратиграфии этих отложений трудно сказать, присутствуют ли в зоне Урал-Тау (Златоустовский район) все три карбонатные подсвиты авзянской свиты, как это имеет место в разрезе этой свиты Западной зоны. Можно только уверенно говорить о развитии здесь реветской подсвиты доломитов, выходы которых установлены в верховьях р. Большой Иремель. К катаклинской подсвите, вероятно, относятся мраморизованные доломиты правобережья р. Ай с приуроченными к ним залежами кристаллического магнетита (Веселовское и Семибратское месторождения).

Углисто-глинистые и песчано-глинистые филлитовидные, слюдяно-гранатовые и слюдяно-ставролит-гранатовые сланцы по составу аналогичны однотипным породам нижней подсвиты.

В северо-восточной части Златоустовского района наряду с гранатовыми и ставролит-гранатовыми сланцами установлено тесное переслаивание мраморов и силлиманит-мусковитовых сланцев, содержащих прослой графитизированных разновидностей этих пород.

В состав силлиманит-мусковитовых сланцев входят: мусковит, кварц, силлиманит, ставролит, гранат, кианит, графит, биотит, плагиоклаз, циркон, ортит, рутил, турмалин и хлорит. До перекристаллизации сланцы состояли из мусковита, кварца и силлиманита, а иногда содержали ставролит, гранат, графит. Перекристаллизация пород сопровождалась новообразованием биотита, мусковита, плагиоклаза, циркона,

ортита, турмалина. При этом первичные сланцы, а также силлиманит, ставролит и гранат подверглись замещению мелкочешуйчатым агрегатом мусковита и отчасти биотита второй генерации.

В составе подсвиты сравнительно широко распространены, особенно в юго-восточной и южной частях Златоустовского района, альбитсодержащие хлорито-слюдяные и слюдяные сланцы, образовавшиеся в результате альбитизации глинистых филлитовидных сланцев и филлитов. В альбито-хлорито-слюдяных сланцах зеленовато-серой и темно-серой окраски на фоне основной мелкозернистой массы резко выделяются светлые порфиробласты альбита размером до 2 мм, иногда и более, округлых и угловатых очертаний. Минералогический состав альбитизированных сланцев: кварц, мусковит, хлорит, биотит, альбит, серицит, турмалин, апатит, иногда гранат, магнетит, циркон, графитистое вещество, лимонит. Для порфиробластов альбита характерны гелицитовые и ситовидные структуры. Остаточные включения в альбите представлены углистым веществом, кварцем, чешуйками серицита и хлорита. Гелицитовое расположение углистых включений в альбите нередко четко отображает первичную сланцеватость и полосчатость филлитов, подвергшихся альбитизации. В более метаморфизованных разновидностях этих пород основная ткань состоит из мусковита, кварца, хлорита и крупночешуйчатого биотита второй генерации, образовавшегося за счет хлорита и мусковита. Иногда наряду с альбитом в сланцах присутствуют редкие порфиробласты граната. Перекристаллизация пород на этой более высокой стадии метаморфизма сопровождалась образованием турмалина и апатита. Наиболее интенсивно альбитизированные сланцы обладают грубозернистым строением и имеют гнейсовидный облик.

Карбонатные породы верхней подсвиты, образующие в сланцах различной мощности толщи и прослой, представлены главным образом средние и крупнозернистыми доломитовыми и реже кальцитовыми мраморами. В южной части Златоустовского района местами выступают почти неизменные доломиты нормального состава.

Перекристаллизация карбонатных пород сопровождалась местами интенсивной их переработкой с образованием вторичных минералов: диопсида, тремолита, флогопита, мусковита, альбита, серицита, клинохлора, кварца и пирита. Иногда в мраморах появляются прослой актинолитовых и пироксен-актинолитовых пород.

Высокотемпературные минеральные парагенезы в метаморфических сланцах верхней подсвиты, характеризующиеся развитием альмандина, ставролита и силлиманита, свидетельствуют об интенсивном проявлении метаморфических процессов в толщах глинистых и песчано-глинистых осадков, развивавшихся в связи со складчатостью и дизъюнктивными нарушениями. В этих условиях карбонатные породы, преимущественно доломиты и доломитовые известняки, были превращены в доломитовые мраморы с характерным наложенным минералообразованием.

К юрматинской эпохе относятся внедрения габброидов и гранитоидов. Интрузии габброидов (Кусинский, Медведевский, Копанский и Маткальский массивы) приурочены к глубокому разлому, разграничивающему Западную и Центральную зоны. Габбровые массивы состоят из измененных пироксенитов, габбро и диоритов. Жильные породы представлены мелкозернистыми габбро, плагиогранитами и аплитами. Габброиды рассеяны дайками диабазов и габбро-диабазов.

Габбровые массивы контактируют на востоке с микропегматитовыми гранитами Рябиновской интрузии. Рябиновские граниты генетически связаны с габбро, представляя продукт дифференциации габбровой магмы. Это доказывается тесной пространственной связью габбро

и рябиновских гранитов, наличием в их составе фации плагиогранитов, а также промежуточных по составу пород типа кварцевых диоритов в контактовой зоне между габбро и гранитоидами, что свидетельствует о постепенности перехода между ними. Рябиновские гранитоиды являются интрузивными аналогами липаритовых порфиров, развитых непосредственно восточнее Рябиновской интрузии. По-видимому, к этапу формирования рябиновских гранитоидов и их эффузивных аналогов (липаритовые порфиры кувашской свиты) относится образование сложного по составу комплекса пород, представленных туфами и вулканическими брекчиями пироксен-амфиболовых порфиритов и липаритовых порфиров, которые образуют некк (жерловину) среди отложений бакальской свиты в восточной части Бакальского района (р. Сибирка), т. е. в зоне перехода от Бакальско-Ямантауского поднятия к Юрматинскому прогибу. Указанные вулканические породы подвергались интенсивному щелочному метасоматозу, что привело к образованию своеобразных по составу метасоматитов (эгирин-полевошпатовые породы, микроклиновые и альбитовые метасоматиты и др.).

Гранитоиды, залегающие среди осадочных и осадочно-вулканогенных отложений юрматинской серии, представлены плагиоклазовыми и микроклиновыми гранито-гнейсами (Губенский массив), по-видимому, метасоматического происхождения (Виноградская, 1963). В поле Уфалейского гнейсового комплекса выделяются плагиоклазовые и микроклин-пертитовые граниты, плагио-гранодиориты и жильные — микрограниты и аплиты (Кейльман, 1963б).

В пределах Центральной зоны толщи, как это имеет место и в Западной зоне, юрматинская серия прорывается дайками и интрузивными залежами диабазов, габбро-диабазов и долеритов.

Клыктанская (авзянская) свита¹

Свита была названа А. И. Олли висимской, но это название не утвердилось, поскольку ранее под этим названием Е. А. Кузнецовым был выделен иной комплекс пород. Поэтому для нее принято наименование клыктанской, по р. Клыктан — притоку р. Чусовой.

Свита сложена доломитами с подчиненными им карбонатно-глинистыми сланцами. Она пользуется ограниченным распространением, выступает в ядре Кваркушко-Каменногорского мегантиклинория по рекам Клыктан, Ашка и Межевая Утка и на Северном Урале в антиклинали горы Мартай. Свита обнажена в левом берегу р. Межевой Утки, у западной окраины пос. Висимо-Уткинского. Здесь выступают катаклазированные и скрытокристаллические светло-серые доломиты, которые вверху становятся плитчатыми и содержат прослой карбонатно-глинистых сланцев. В доломитах встречаются строматолиты, определенные И. Н. Крыловым из сборов А. И. Кротова, — *Collenia baicalica* Maslov, характерная для верхов авзянской свиты юрматинской серии Южного Урала.

Видимая мощность доломитов около 150 м. Они слагают свод антиклинали, в обоих крыльях которой на них налегают кварцито-песчаники вышележащей ослянской свиты.

В верховьях р. Вёлс и на горе Мартай, также в ядре антиклинали, выходят описанные К. А. Львовым кристаллические доломиты и зеленые сланцы, сопоставленные им с шекурынской свитой Приполярного Урала. Они с размывом перекрываются той же ослянской (по Львову, кобеинской) свитой. Данных об их мощности нет.

¹ Клыктанская свита описана П. М. Есиповым.

КАРАТАУСКАЯ СЕРИЯ

В Центральной зоне Южного Урала (Златоустовский район) каратауская серия представлена зильмердакской свитой, которая была выделена здесь под названием уйташской свиты (Гарань, 1959). Стратиграфически вышележащие свиты каратауской серии (катавская, инзерская и миньярская) в пределах названного района отсутствуют (Гарань, 1959). По-видимому, осадки названных свит здесь не отлагались либо они были представлены в крайне сокращенных разрезах и в дальнейшем после миньярской складчатости подверглись размыву.

Уйташская свита

Свита сложена терригенными в той или иной степени метаморфизованными отложениями. Она с размывом налегает на уреньгинскую свиту. Стратиграфическое положение и литологический состав отложений свиты позволяют сопоставлять их с зильмердакской свитой Западной зоны. По сравнению с западными разрезами (Западная зона) в Центральной зоне свита характеризуется значительным уменьшением мощности и повышенным метаморфизмом пород. Уйташская свита представлена кварцитами, слюдистыми кварцитами и аркозовыми кварцитами с прослоями конгломератов. Мощность свиты не менее 500 м.

В составе свиты выделяются две подсвиты (снизу): медвежьегорская и семибратская, соответственно отвечающие бирьянской и лемизинской подсвитам зильмердакской свиты Западной зоны. Сланцевые подсвиты (нугушская и бедерышинская) зильмердакской свиты стратиграфического разреза Западной зоны здесь почти отсутствуют, что, вероятно, связано с их выклиниванием в восточном направлении.

Медвежьегорская подсвита представлена аркозовыми кварцитами с прослоями конгломератов и слюдяно-кварцитовыми сланцами. Аркозовые кварциты образуют большие скалистые выходы на гряде Медвежьей и в вершинной части собственно хребта Уральского в Златоустовском районе. Мощность подсвиты не менее 200—300 м.

Средне- и крупнозернистые (от 0,2 мм до 0,5—1,5 см) аркозовые кварциты состоят из кварца и калиевого шпата (преимущественно решетчатый микроклин), содержание которого варьирует от 10 до 50%. Форма зерен полевого шпата размером от 0,2 до 0,5—2 мм неправильная, часто овальная. Местами выделяются разновидности аркозовых кварцитов, содержащие обломки (до 5 мм) калиевого полевого шпата и мелкие галечки кварца. В небольшом количестве присутствуют серицит и мусковит, иногда биотит и хлорит, сфен, апатит, циркон, магнетит.

На горе Медвежьей (Златоустовский район) и в других пунктах в толще аркозовых кварцитов выделяются ленточнослоистые разновидности этих пород, состоящие из чередующихся нерудных и рудных слоев. Рудные прослойки мощностью от 1—5 мм до 10—80 см состоят из гематита с вросками рутила, циркона, слюды, кварца и кианита. Второстепенные минералы: микроклин, плагиоклаз, андалузит, роговая обманка, брукит, лейкоксен, апатит, турмалин, эпидот, ставролит, гранат, магнетит, пирит, халькопирит, гидрогетит.

Исходными осадками для образования рудоносных аркозовых кварцитов послужили древние рудоносные пески прибрежной зоны моря, возникшие в процессе накопления осадков медвежьегорской подсвиты.

Местами среди грубозернистых аркозовых кварцитов (хребта Звездин в Златоустовском районе и др.) встречаются прослои конгло-

мератов мощностью до 20—30 см. Они состоят из галек кварца, слюдяного кварцита, слюдяно-кварцевого сланца и графитизированного филлита. Галька окатанная и угловато-окатанная размером от 0,5 до 5—6 см. Цемент в конгломератах кварцитовый с мелкими обломками полевых шпатов.

Грубосланцеватые аркозовые кварциты с обильным содержанием слюды (мусковит, серицит, иногда биотит) переходят в слюдяно-кварцитовые сланцы.

Семибратская подсвита сложена кварцитами, слюдяными кварцитами и слюдяно-кварцитовыми сланцами. Кварциты и кварцитовые сланцы образуют большие скалы на хребте Уйташском, вытянутом в северо-западном направлении на протяжении около 10 км. Мощность подсвиты не менее 200 м.

Уйташские кварциты среднезернистые до мелкозернистых и сливных, обычно грубо рассланцованы (кливаж разлома) и содержат небольшую примесь серицита и мусковита. В единичных зернах присутствуют циркон, апатит, турмалин, магнетит. В слюдяных кварцитах появляются более крупные чешуйки мусковита и серицита, располагающиеся по сланцеватости и образующие прослои. Рассланцованные кварциты, обогащенные слюдой, переходят в слюдяно-кварцитовые сланцы.

В Центральной зоне в каратауских отложениях магматические породы отсутствуют, если не считать отдельных даек диабазов. В то же время эти отложения метаморфизованы больше по сравнению с аналогичными отложениями (зильмердакская свита) Западной зоны.

В северной части Центральной зоны (район с. Кирябинского, Тирляна и др.) на каратаускую серию с большим размывом и несогласием налегают вулканогенно-осадочные образования кирябинской серии (Гарань, 1963), для которых в дальнейшем автором было предложено название криволукской серии.

Криволукская серия и налегающая на нее с размывом ашинская серия по возрасту относятся к нижнему кембрию и частью, по-видимому, принадлежат более древним частям нижнего палеозоя — эокембрию (венду).

В южных районах Центральной зоны (Орский Урал) каратауская серия, а местами и отложения юрматинской серии перекрываются с большим перерывом и угловым несогласием каялинской серией (аналог криволукской серии).

Восточный склон Урала (метаморфические толщи и их возраст)

На восточном склоне Урала широко развиты различные метаморфические породы — от филлитов и зеленых сланцев, кварцитов и мраморов до амфиболитов и гнейсов и других кристаллических и метаморфических сланцев.

Многие из этих метаморфических пород: филлиты и углисто-глинистые сланцы, углисто-кремнистые и кварцитовидные сланцы, кварциты и кварцито-песчаники, слюдяные сланцы и амфиболиты, мраморы и даже гнейсы — надежно датируются по содержащимся в них органическим остаткам в диапазоне от ордовика до нижнего карбона включительно. В других случаях возраст аналогичных метаморфических пород выяснен по их взаимоотношениям с фаунистически охарактеризованными осадочными и вулканогенными толщами, с которыми указанные метаморфические породы связаны постепенными переходами или переслаиванием.

Вместе с тем сравнительно широким развитием на восточном склоне Урала пользуются метаморфические образования, для датировки возраста которых надежных данных не имеется, поэтому их возраст, взаимоотношения и положение в геологической структуре различными исследователями понимается по-разному и представляет объект многочисленных дискуссий. Отсюда неодинаково представляется и история развития Уральского подвижного пояса. К этим породам относятся преимущественно продукты глубокого метаморфизма: различные гнейсы, амфиболиты, кварциты, кристаллические сланцы и мраморы, с которыми пространственно и генетически связаны образования более низких ступеней метаморфизма — различные метаморфические сланцы. Указанные породы, главным образом, развиты в присводовых частях крупных антиклинорных структур восточного склона Урала, ядра которых заняты гранитными интрузиями. К этим структурам относятся Адамовско-Мугоджарский, Челябинско-Сувундукский, Сысертско-Ильменогорский, Сосьвинско-Коневский, Верхотурско-Верхисетский, Троицко-Кенгусайский и Камышловский антиклинории Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Одни исследователи относят эти породы по возрасту к докембрийским образованиям (А. А. Петренко, Г. И. Водорезов, М. В. Ленных, Н. Ф. Мамаев, А. А. Пропп, М. И. Гарань, П. И. Литвин, Л. Д. Булыкин и др.). Общим основанием для этого вывода является структурная приуроченность рассматриваемых метаморфических толщ к сводным частям крупных антиклинорий, сравнительно сильный, а иногда и глубокий метаморфизм, а также сопоставления с докембрийскими толщами западного склона и осевой части Урала, Казахстана и других регионов Советского Союза.

Если не считать прежних предположений о возможном развитии древних толщ на восточном склоне Урала (А. П. Карпинский, А. М. Зайцев, Н. Н. Тихонович и др.), то можно сказать, что представление о допалеозойском возрасте рассматриваемых метаморфических толщ восточного склона Урала создано под влиянием исследований в Казахстане. Н. Г. Кассиным (1931, 1938, 1947, 1951) были высказаны соображения об общности геологического развития в допалеозое Казахстана с Мугоджарами и восточным склоном Урала. Это представление в дальнейшем нашло свое отражение на различных геологических картах Мугоджар и Прииргизья (Петренко, 1946, 1949а, б; Водорезов, 1952 и др.).

Как известно, в Мугоджарах (Адамовско-Мугоджарский мегантиклинорий) широким распространением пользуются метаморфические породы, главным образом различные гнейсы, мигматиты, амфиболиты и другие кристаллические и метаморфические сланцы. Глубокий метаморфизм этих пород, их широкое развитие, при невыясненности взаимоотношений с имеющимися палеонтологически охарактеризованными палеозойскими породами, послужили основанием считать гнейсы и сланцы Мугоджар и Прииргизья допалеозойскими.

В дальнейшем А. А. Петренко перенес представление о допалеозойском возрасте гнейсов и сланцев Мугоджар и Прииргизья и на восточный склон Южного Урала (Петренко, 1946, 1949а, б, 1953). Этот исследователь, изучавший нижнекаменноугольные угленосные отложения Урала, при маршрутных наблюдениях по долинам рек в пределах северных Мугоджар, Притоболья и Урало-Тобольского водораздела пришел к выводу о допалеозойском возрасте ряда отложений восточного склона Южного Урала, главным образом гнейсов и сланцев, выходящих вблизи гранитоидных интрузий осевой части Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

Уже в то время (1947—1958 гг.) некоторые геологи Урала (Есипов, 1947; Романов, 1947, 1958 и др.) обратили внимание на слабую аргументацию выводов А. А. Петренко и решительно высказались против самой методологии выделения допалеозойских толщ лишь на основании высокой степени метаморфизма пород и общих представлений о строении региона.

Однако взгляды А. А. Петренко получили поддержку ряда других исследователей (Пронин, 1954, 1958, 1960д; Мазина, 1958; Мамаев, 1958, 1961, 1963, 1964, 1965, 1967; Литвин, 1961; Булькин, 1962 и др.). Н. Ф. Мамаев и А. А. Пронин разработали в последнее время схемы стратиграфии допалеозойских толщ и пришли к мнению о широком их развитии на восточном склоне Урала. Результаты этих представлений нашли свое отражение на мелкомасштабной сводной геологической карте Урала 1959 г.

Вместе с тем в последние годы (1957—1965) на значительной части территории распространения рассматриваемых метаморфических толщ восточного склона Урала были поставлены и проводятся до сих пор крупномасштабные и детальные геологические съемки, причем в ряде мест была доказана несостоятельность представлений о широком развитии на восточном склоне Урала древних докембрийских образований, к которым относились рассматриваемые метаморфические толщи в целом. Во многих районах (Брединский, Чесменский, Кундравинский, Варненский, Троицкий и др.) в породах этих «древних» толщ были найдены органические остатки — брахиоподы и трилобиты ордовика, граптолиты и криноидеи силура, брахиоподы, кораллы и криноидеи девона, брахиоподы, кораллы, криноидеи, фораминиферы, пыльца и споры нижнего карбона, по которым возраст этих толщ в данных случаях определен ордовикским, силурийским, девонским и даже раннекаменноугольным. В связи с этим представляется, что называвшиеся до последнего времени «древние докембрийские толщи восточного склона Урала» в действительности включают в себя разновозрастные образования, в том числе отложения нижнего и среднего палеозоя, и поэтому не могут рассматриваться в качестве определенного стратиграфического комплекса.

В других местах (Троицкий, Варненский, Ильменогорский и другие районы) возраст метаморфических толщ определен по взаимоотношениям последних с надежно датировемыми по органическим остаткам палеозойскими отложениями.

Таким образом, сильно сузился объем и пространственное распространение метаморфических толщ, о возрасте которых еще нет надежных данных и для которых нельзя с достоверностью исключить предположение об их допалеозойском возрасте. К ним относятся главным образом различные глубоко метаморфизованные разности гнейсов, амфиболитов и других кристаллических сланцев, слагающих в основном сводовые части антиклинальных структур. Пока в равной мере нельзя исключать как палеозойский (может быть, в основном нижнепалеозойский), так и допалеозойский возраст первичных отложений, за счет метаморфизма и гранитизации которых образовались эти толщи. Важно также отметить, что мощности этих метаморфических толщ обычно небольшие и определяются в 500—1500 м, не более. Вероятность их допалеозойского возраста допускается еще и потому, что возможные большие стратиграфические несогласия и угловые перемены могут быть затушеваны метаморфическими процессами и гранитизацией.

Учитывая все это, в 1964 г. Межведомственный стратиграфический комитет утвердил в унифицированной корреляционной стратиграфиче-

ской схеме докембрия Урала для восточного склона два метаморфических комплекса: гнейсо-амфиболитовый и сланцево-кварцитовый — без указания конкретных районов их распространения.

Вместе с тем ряд метаморфических толщ, возраст которых определен более точно, тот же комитет утвердил в унифицированных корреляционных стратиграфических схемах ордовика, силура, девона и карбона.

Для решения рассматриваемой проблемы необходимо крупномасштабное геологическое картирование с последующим обобщением данных. В процессе геологических съемок должны тщательно изучаться взаимоотношения немых метаморфических толщ с палеонтологически охарактеризованными отложениями. При необходимости должно ставиться структурное бурение и горные работы с обязательным получением перекрытых разрезов зон переходов и сочленения этих толщ. Наконец, среди так называемых «немых» метаморфических толщ, как показывает опыт, местами сохраняются и могут быть найдены органические остатки, позволяющие надежно датировать эти толщи. На основе указанных работ будет выявлена действительная роль допалеозойских и палеозойских образований в антиклинальных структурах восточного склона Урала.

ЭОКЕМБРИЙ (ВЕНД) — НИЖНИЙ КЕМБРИЙ¹

В пределах описываемой территории, в ее Западной и Центральной структурно-фациальных зонах, выделяются мощные толщи осадочных и осадочно-вулканогенных отложений, налегающие с большим перерывом и несогласием на докембрий (каратауской и юрматинской серий) и трансгрессивно перекрывающиеся фаунистически доказанными в одних случаях отложениями среднего—верхнего ордовика, в других — нижнего ордовика (тремадока). В составе этих толщ выделяются «немые» или палеонтологически слабо охарактеризованные отложения, которые по возрасту принадлежат к нижнему кембрию и частично, по-видимому, древнейшим отложениям нижнего палеозоя, т. е. к эокембрию (венду). Эокембрийско(вендско)-нижекембрийский возраст рассматриваемых отложений определяется на основе найденных в них органических остатков (онколиты, катаграфии, микрофоссилии) и корреляции с нижекембрийскими отложениями южных частей Центральной зоны (Орский Урал), где они имеют надежную палеонтологическую характеристику и относятся к ленскому ярусу нижнего кембрия (тереклинская свита Сакмарского поднятия).

Западная и Центральная структурно-фациальные зоны (Южный Урал)

КРИВОЛУКСКАЯ СЕРИЯ²

Эта серия выступает в Центральной зоне Южного Урала в пределах Башкирии (Авзянский, Тирлянский, Белорецкий и другие районы). Она подразделяется на две выделенные автором свиты: мурадымов-

¹ В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., отложения рассматриваемого комплекса отнесены на Южном Урале к венду — нижнему палеозою, а на Среднем и Северном Урале — к верхнему рифею — венду — нижнему палеозою. (Прим. ред.)

² В схеме стратиграфии, принятой МСК в 1964 г., описываемые отложения в ранге серии не выделяются. В восточной подзоне Башкирско-Полюдовской фациальной зоны они помещены в интервале между миньярской свитой докембрия и ашинской серией. К ним относятся тиллиты, песчаники, глинистые сланцы, основные эффузивы. (Прим. ред.)

скую и вышележащую байназаровскую. Байназаровская свита состоит из туфопесчаников, кварцитов, метаморфизованных основных эффузивов (амфиболиты) и полимиктовых конгломератов, местами имеющих тиллитоподобный облик (деревни Байназарово и Кривая Лука на р. Белой и др.). К мурадымовской свите относятся полимиктовые песчаники, филлитизированные песчано-глинистые и глинистые сланцы.

Вулканогенно-осадочные образования криволукской серии в Центральной зоне (Авзянский район, деревни Байназарово и Кривая Лука) перекрываются с размывом отложениями ашинской серии.

В северной части Таганайско-Уфалейского антиклинория (район д. Кенчурки и р. Указар) к эокембрию (венду) — нижнему кембрию относятся осадочно-вулканогенные толщи, выделенные Г. А. Смирновым (1950) в указарскую свиту. Она сложена альбито-актинолитовыми, кварцево-альбито-хлоритовыми, серицито-альбито-кварцевыми сланцами, сменяющимися в восточном направлении амфиболовыми, биотито-амфиболовыми сланцами. Они переслаиваются с мусковито-альбитовыми сланцами, образовавшимися при метаморфизме вулканогенных пород, преимущественно кислого состава.

Еще севернее, в пределах того же Таганайско-Уфалейского антиклинория (Верхнесергинский и Первоуральский районы) к той же указарской свите относятся осадочно-вулканогенные толщи, выделенные под названием кислянской свиты (В. Г. Варганов), хотя местами в ее состав при геологическом картировании ошибочно включены кварциты нижнего ордовика (козинская свита). Указарская свита представлена здесь преимущественно вулканогенными породами основного и кислого состава: кварцево-альбито-хлоритовыми, альбито-хлоритовыми и хлорито-альбито-карбонатными сланцами и порфиритоидами. Подчиненное положение в составе свиты занимают кварцево-серицитовые и серицито-кварцевые сланцы и слюдяные кварциты.

В указанных северных частях Таганайско-Уфалейского антиклинория, приблизительно от широты Нязе-Петровска — Верхнего Уфалея на юге и до широты Первоуральск—Билимбай — на севере, указарская свита налегает с размывом на юрматинскую серию и перекрывается с большим перерывом отложениями нижнего ордовика (шунутская или козинская свиты тремадока). Таким образом, здесь выпадает из разреза вся каратауская серия.

АШИНСКАЯ СЕРИЯ¹

Серия целиком сложена терригенными отложениями: полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами, глинистыми сланцами, гравелитами, конгломератами. Ашинская серия распространена преимущественно в Западной зоне (в западной и частично восточной части Башкирского антиклинория).

Южнее (Башкирия), за пределами описываемой территории (западная часть Западной зоны) ашинские отложения обладают наибольшей мощностью (1000—1700 м) и в их составе выделяются свиты (снизу): урюкская, басинская, куркураукская и зиганская (Олли, 1948; Гарань, 1963).

Урюкская свита, залегающая с размывом на миньярской и катавской свитах, сложена внизу полимиктовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, сверху — песчаниками с прослоями гравелитов. Мощность 100—125 м.

¹ В стратиграфической схеме МСК, принятой в 1964 г., эти отложения выделяются в ранге свиты. (Прим. ред.)

Басинская свита, налегающая согласно на урюкскую и связанная с ней постепенными переходами, состоит из перемежающихся полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность от 350 до 700—1000 м.

Куркураукская свита сложена грубозернистыми полимиктовыми песчаниками и конгломератами с подчиненными прослоями и пачками аргиллитов и алевролитов. Мощность 50—270 м.

Зиганская свита связана постепенными переходами с куркураукской и сложена полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность 350—400 м.

В западной части Западной зоны (реки Ай, Юрюзань, Сим, Аша и др.), входящей в пределы описываемой территории, ашинская серия имеет меньшую мощность и расчленение ее на четыре свиты здесь не выдерживается. Для этого района стратиграфия ашинской серии еще окончательно не установлена и сопоставление ее со стратипическим разрезом ашинских отложений южных частей Западной зоны рассматривается по-разному. Так, по А. И. Олли (1948), куркураукская свита здесь отсутствует и отделить басинскую свиту от зиганской практически невозможно. Ю. Р. Беккер (1958) выделяет здесь лишь аналоги урюкской и басинской свит.

Урюкская свита в разрезе по р. Аше (д. Ивановка), по данным Ю. Р. Беккера, состоит из буроватых, зеленовато-серых и желтовато-серых кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников с прослоями аргиллитов и алевролитов. В основании свиты местами выделяются небольшой мощности конгломераты, состоящие из галек кварца, кварцита и полевых шпатов. В пределах Сулеймановской антиклинали (с. Усть-Катав и д. Сикиаз-Тамак) в основании свиты залегает более ясно выраженный слой (мощностью 0,3 м) базальных конгломератов, сменяющихся выше по разрезу зеленовато-серыми аргиллитами с прослоями тонкоплитчатых алевролитов. Верхняя часть свиты сложена светлыми аркозовыми песчаниками с прослоями гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Западнее (район хребта Каратау) урюкская свита ложится с размывом на миньярскую и инзерскую свиты.

Басинская свита в Каратау подразделяется, по Ю. Р. Беккеру, на подсвиту — нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита, в нижней ее части, в разрезах по рекам Аю (д. Сикиаз-Тамак) и Юрюзани (с. Усть-Катав) представлена зеленовато-серыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками, с обломками основных эффузивов и различных минералов (циркон, ставролит, рутил и др.) и с прослоями алевролита. Верхняя часть подсвиты по рекам Аше (Ивановка) и Юрюзани (Вязовая—Усть-Катав) состоит из зеленовато-серых и бордовых аргиллитов с прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов. Мощность подсвиты 350 м.

Верхняя подсвита (р. Юрюзань, пос. Лысово) сложена зеленовато-серыми алевролитами с прослоями крупнозернистых песчаников, местами гравийных. Обломочный материал в песчаниках состоит из основных эффузивов (25—30%), кварцита (30—40%), полевых шпатов (плагноклазы, реже калиевые полевые шпаты), микропегматита, циркона, граната, сфена, эпидота, турмалина, магнетита. Мощность 100 м.

Таким образом, в отличие от разреза ашинских отложений южной части Западной зоны, в районе хребта Каратау отсутствуют верхние части басинской свиты, куркураукская и зиганская свиты. В ашинское время в пределах каратауского структурного комплекса были несколько иные палеогеографические условия осадконакопления (близость вы-

ступа восточной части Русской платформы) по сравнению с областью передовых хребтов западного склона Южного Урала, и соответственно разрез ашинской серии представлен здесь в сокращенном виде.

Центральная и Западная структурно-фациальные зоны (Средний и Северный Урал)

Здесь в пределах Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория к отложениям возрастного диапазона верхний рифей—венд—нижний палеозой относятся ослянская, висимская, косьвинская и ашинская свиты¹.

Ослянская свита

Свита выделена А. Ульмером в 1931 г. и описана под этим названием А. И. Олли. Ее стратотипом является разрез горы Ослянки, находящейся на водоразделе рек Косьвы и Усьвы. Свита складывается преимущественно кварцито-песчаниками, образующими большинство увалов и гор Среднего и Северного Урала: Пахомиха, Песочная, Бассеги, Ослянка, Выдергско-Кутимский увал, горы Кваркуш, Шудья-Пендыш и Тулымский Камень.

Кварцито-песчаники имеют светлую желтовато-белую и сероватую окраску, но иногда становятся черными, изредка (гора Пахомиха) в них наблюдаются волноприбойные знаки. Они сложены преимущественно регенерированными зёрнами кварца, иногда присутствуют полевые шпаты. Кварцито-песчаникам подчинены пачки зеленоватых хлорито-серицито-кварцевых сланцев и редко линзы кварцитовых конгломератов.

На хребте Уральском (Северный Урал) к ослянской свите относятся также кварцито-песчаники, содержащие титано-цирконовые рудные прослои (горы Тулымский Камень, Белая, Шудья-Пендыш, р. Рыбная и др.).

Свита залегает с разрывом на клыктанских доломитах и содержит в основании брекчиевидные конгломераты с обломками и гальками этих доломитов. Конгломераты известны из района горы Мартай, где они наблюдались К. А. Львовым.

Ослянская свита согласно, с постепенными переходами, покрывается висимской сланцевой свитой, но местами она непосредственно, с глубоким разрывом, перекрывается конгломератами нижнего ордовика. Наиболее наглядные примеры таких соотношений наблюдаются на вершине горы Шудья-Пендыш (Северный Урал). Здесь основание горы сложено ослянскими кварцито-песчаниками с характерными для них пропластками титано-цирконовых прослоев. Вершина состоит из нижнеордовикских конгломератов с галькой подстилающего кварцито-песчаника, в том числе с галькой рудных песчаников.

В южных выходах, например в долине р. Межевой Утки, мощность свиты составляет 150—500 м, а местами, на притоках р. Серебрянки, она, возможно, полностью выклинивается. На севере ее мощность, по-видимому, возрастает до 1000 м.

¹ В принятых в данном очерке стратиграфических подразделениях косьвинская и ашинская свиты выделяются в ранге серий. (Прим. ред.)

Висимская свита¹

Свита выделена Е. А. Кузнецовым (1933) и названа по пос. Висим-Уткинск на р. Межевой Утке. Она разделяется на три подсвиты, из них две нижние преимущественно сланцевые, местами с подчиненными эффузивами, и верхняя — карбонатная. Нижне- и средневисимская подсвиты распространены широко, верхняя же представлена достаточно полно только в бассейне р. Вишеры, а в бассейне р. Чусовой в значительной части, а местами и полностью размыта. Материал ее размыта повсеместно наблюдается в конгломератах вышележащей косьвинской свиты. Выделение подсвит носит несколько условный характер, а проведение между ними границы зачастую затруднено и может быть пока выполнено только для некоторых разрезов. По-видимому, более отчетливо это расчленение осуществляется на Приполярном Урале, где между указанными сланцами проводится граница, разделяющая две выделенные там свиты — хобеинскую и маньинскую.

Нижне- и средневисимская подсвиты. Нижневисимская подсвита в основном сложена разнообразными кливажированными преимущественно голубоватыми и зеленоватыми, песчанистыми, «книжными» сланцами с подчиненными им пачками филлито-глинистых ленточнослоистых сланцев. Нижняя граница подсвиты характеризуется постепенностью перехода к подстилающей осланской свите. Такие соотношения, в частности, наблюдаются в отрогах хребта Уральского, по дороге из пос. Кутим в пос. Сосьву и по р. Кутиму.

В средневисимской подсвите преобладают также кливажированные, частью филлитизированные, глинистые сланцы, голубой, зеленосерой и серой вплоть до черной окраски. Среди них наиболее характерны ленточнослоистые разности. Их слоистость, иногда весьма тонкая, обусловлена чередованием темных, более глинистых и светлых, песчанистых пропластков мощностью от долей до первых миллиметров. Темные пропластки содержат углистое вещество, а местами тонкоаэропыленный магнетит. В голубоватых и зеленоватых сланцах глинистые пропластки окрашены в эти цвета, песчанистые же сохраняют более светлую, вплоть до белой, окраску, состоя из тонкодисперсного кварца. При обогащении сланцев углистым веществом ленточная слоистость в них наблюдается реже или исчезает, но кливаж сохраняется. Сланцы подсвиты в той или иной степени филлитизированы, а в восточных выходах местами превращены в филлиты. Иногда в них развивается оттрелит.

В разрезах обеих подсвит местами присутствуют вулканогенные образования. Наиболее значительные покровы наблюдаются в низах нижневисимской подсвиты на хребте Кваркуш, где они представлены спилитами, порфиритами и порфиритоидами, а также актинолитохлоритовыми сланцами. Они имеются также в районе гор Бассеги и Плехан. На р. Ошмас, притоке р. Язвы, порфиритоиды в незначительном развитии имеются в средней подсвите, а в верховье р. Серебрянки присутствуют и в верхах последней. Они отмечены также на р. Койве, выше устья р. Тискоса, и на водоразделе между Сылвицей и Серебрянкой. Положение их в разрезе здесь не уточнено.

На хребте Кваркуш сланцы обеих подсвит гнейсированы, что проявляется в интенсивной альбитизации с развитием гелицитовых струк-

¹ В схеме стратиграфии, утвержденной МСК в 1964 г., описываемые автором отложения в ранге свиты не выделяются и отнесены к отложениям возрастного диапазона верхний рифей — венд — нижний палеозой. В этой схеме они помещены в Огеньгурско-Чусовской подзоне зоны Урал-Тау в интервале между осланской и косьвинской свитами. (Прим. ред.)

тур. В подчиненном количестве присутствуют сланцы с гранатом и глаукофаном. Интересно отметить, что альбитизация сланцев имела место в доордовикское время, так как в непосредственно перекрывающих их нижнеордовикских конгломератах р. Улс наблюдаются глыбы и гальки этих альбитизированных пород.

С ниже- и средневисимской подсветами связаны рудопроявления гематита и магнетита. Сланцы, обогащенные железной слюдкой и переходящие в гематитовые руды, окаймляют северную периклинали антиклинория. Их выходы известны вдоль западного, северного и восточного склона хребта Кваркуш.

Суммарная мощность ниже- и средневисимской подсвет ориентировочно определяется в 1000—1500 м, а местами, по-видимому, достигает 1800 м.

Верхневисимская подсвета сложена известняками и мраморами. Наиболее полно она представлена в бассейне р. Вишеры, где выходит в средней части долины р. Велса и по ее притоку р. Шудье. Незначительные ее выходы прослеживаются по рекам Молмысу и Язьве. В бассейне р. Чусовой она слабо развита, известна в выходах по р. Койве у устья р. Кырмы, по р. Кырме и на р. Серебрянке, выше заводского пруда.

В разрезе р. Велса (Северный Урал) подсвета сложена розовыми, светло-желтыми и светло-серыми мраморами и мраморизованными известняками с онколитами. Ее мощность около 300 м. В остальных разрезах развиты частью мраморизованные известняки, на р. Койве расслоенные известково-углистые и серицито-кварцевыми сланцами. В койвинском разрезе они содержат онколиты, а на р. Серебрянке — строматолиты. И. П. Крыловым с р. Серебрянки определены *Gymnosolen* (?) Steinmann, *Tungussia* Semichatov, характерные для миньярской свиты. Мощность подсветы здесь незначительная.

Переход средневисимской подсветы в верхневисимскую постепенный. В пограничных слоях, в разрезах рек Велса и Висима, наблюдаются пачки карбонатно-глинистых ленточных сланцев, представляющих тонкую перемежаемость карбонатных и сланцевых или филлитовых прослоек. Местами с отложениями верхневисимской свиты связаны проявления фосфоритов.

Верхневисимская подсвета с размывом перекрывается в одних местах косьвинской свитой, в других — нижним ордовиком.

Мощность подсветы изменяется в результате размыва на севере от 400—700 м до нескольких десятков метров и до нуля на юге Среднего Урала.

Косьвинская свита

Косьвинская свита восточных разрезов широко развита преимущественно в западном крыле Кваркушко-Каменогорского (Вишерско-Чусовского) антиклинория и слагает несколько небольших синклиналей в его центральной части. Характерные для нее тиллитовидные конгломерато-сланцы впервые отмечены Е. А. Кузнецовым (1939а). Свита выделена А. Э. Ульмером в 1931 г. на р. Косьве и затем А. И. Олли (1948), сопоставившим ее ошибочно с айской свитой Южного Урала. Разрез на р. Косьве не может считаться стратотипическим ввиду недостаточной обнаженности и отсутствия соотношений с подстилающими и покрывающими отложениями. Значительно более отвечает понятию стратотипа разрез по берегам пруда на р. Серебрянке, около одноименного поселка, где возможно детальное расчленение свиты и наблюдаются ее почва и кровля.

С косьвинской свитой сопоставляются дикарская свита по А. И. Олли, вильвенская свита А. А. Кухаренко (1956) и танынская П. М. Есипова (Владимирская, 1955).

Свита обнажена в многочисленных выходах на севере по р. Язвье, южнее по р. Косьве у порогов и у пос. Троицкого, далее к югу в бассейне р. Чусовой по рекам Койве, Бутону, Серебрянке, Межевой Утке, Сулему, Дарье и Шишиму. Она расчленяется на три подсвиты: нижнюю — конгломерато-сланцевую, среднюю — бесконгломератовую и верхнюю, состоящую из конгломератов и сланцев.

Нижнекосьвинская подсвита — нижние тиллитовидные конгломераты, залегающие с размывом на висимской свите, а местами, по-видимому, на ослянской свите. При залегании на нижневисимской подсвите, в условиях недостаточной обнаженности, установление контакта иногда затруднено, так как сланцевые породы этой подсвиты и сланцы, переслаивающиеся с тиллитовидными конгломератами косьвинской свиты, литологически близки.

Нижнекосьвинская подсвита состоит из неправильно перемежающихся конгломератов и сланцев. Гальки конгломератов, размером 10—20 см, реже глыбы до 1,5 м, состоят преимущественно из кварцитов и кварцито-песчаников, в том числе аналогичных слагающим ослянскую свиту. На втором по распространенности месте встречаются гальки и обломки светло-желтых и светло-серых скрытокристаллических известняков, частью окремненных, иногда со строматолитами. Гальки со строматолитами обнаружены в верховьях Серебрянского пруда, почти в непосредственном контакте с верхневисимской карбонатной подсвитой, а на р. Межевой Утке у горы Плакун Камень, ниже пос. Таны. Неповсеместно в конгломератах присутствуют гальки чуждых для района пород: гнейсов, гранитоидов, кислых жильных пород и реже пород основных интрузий. Окатанность галек конгломератов весьма неодинакова. Наряду с округлыми и эллипсоидальными имеются утюгообразные и ребристые гальки, встречаются и совсем неокатанные обломки. Последние состоят только из известняков, но имеются и хорошо окатанные известняковые гальки, часто окремненные или выщелоченные. В последнем случае в породе наблюдаются на месте галек пустоты, иногда с кремнистым скелетом. Известняковые гальки иногда покрыты бурожелезнякавой корочкой — «рубашкой».

В некоторых конгломератах наряду с грубым песчано-глинистым цементом встречается глинисто-алевролитовый, но включающий местами мелкие угловатые обломки кварца, полевого шпата и известняка. В редкогалечных разностях конгломератов состав галек тот же, но цемент представлен пелитовым материалом, превращенным в глинистый сланец. Он значительно преобладает над редкорассеянными, как бы «плавающими» в цементе гальками. Расстояния между ними иногда измеряются несколькими метрами.

В ряде разрезов, особенно наглядно на р. Межевой Утке ниже пос. Таны, пачки конгломератов чередуются с серыми и зеленовато-серыми, частью ленточнослоистыми сланцами, мощностью от первых метров до первых десятков метров. В долинах рек Вижая и Вильвы конгломераты чередуются с мандельштейнами, базальтовыми порфиридами и кварцевыми порфирами. Мощность нижнекосьвинской подсвиты неустойчивая и, по-видимому, не превышает 300—400 м.

Среднекосьвинская подсвита слагается из трех толщ — нижней, средней и верхней, которые выделяются только в некоторых разрезах.

Нижняя толща сложена гаревскими зелено-серыми и зелено-голубыми песчанистыми сланцами, местами грубо ленточнослоистыми.

Иногда на них наблюдаются знаки волновой ряби. Наиболее полно и в отчетливых соотношениях с подстилающими и покрывающими отложениями они обнаружены на р. Гаревке и в обоих берегах Серебрянского пруда (на р. Серебрянке), в районе горы Красный Камень. Толща согласно залегает на нижнекозьвинской подсвите и согласно же покрывается так называемыми койвинскими пестроцветными сланцами. Ее мощность не более 500 м. На следующей к югу р. Межевой Утке эта толща наблюдается ниже устья речки Переволоки. Она состоит из чередования зеленых песчанистых ленточнослоистых сланцев с пачками зеленых песчаников. На плоскостях наслоения отмечается обильный серицит. На р. Усьве эта толща описана А. И. Олли в составе нижней части выделенной им надусьвинской свиты.

Средняя толща слагается койвинскими пестроцветными глинистыми сланцами — фиолетовыми или малиновыми, с пропластками тех же цветов известняка. В правом берегу Серебрянского пруда она согласно подстилается гаревскими песчанистыми сланцами и покрывается вышележащими аркозовыми песчаниками. В разрезе р. Межевой Утки на койвинских сланцах наблюдаются знаки волновой ряби. На р. Койве толща описывалась Е. А. Кузнецовым и была выделена А. А. Кухаренко в койвинскую свиту, который полагал, что она по простиранию переходит в тиллитовидные конгломераты или покрывает их. В разрезе р. Усьвы она описана А. И. Олли в составе верхней части выделяющейся им надусьвинской свиты. Толща наблюдается также на севере — по р. Косьве, ниже пос. Троицкого, и по притоку р. Язьвы — Молмысу. Мощность толщи на Серебрянском пруду составляет 200 м. На р. Молмыс ее видимая мощность около 100 м.

Толща, по-видимому, является хорошим маркирующим горизонтом, но выделение ее в самостоятельную свиту представляется необоснованным и, во всяком случае, преждевременным.

Верхняя толща слагается сулемскими белыми, иногда серыми, зеленовато-белыми аркозово-кварцевыми песчаниками, местами отчетливо косослоистыми, иногда чередующимися со сланцами. Песчаники по облику весьма схожи с ослянскими, что приводило в прошлом к необоснованному их сопоставлению.

Толща лучше всего обнаружена по р. Сулем, где ее разрез многократно повторяется в берегах меандрирующей реки. Благодаря прекрасной обнаженности здесь через каждые несколько метров видно чередование этих песчаников с пачками темно-серых ленточнослоистых глинистых сланцев. Мощность толщи здесь равна 250 м. Ее кровлей в данном разрезе является верхнекозьвинская подсвита.

Сулемские песчаники прослеживаются по простиранию на протяжении 100 км, от р. Дарьи на юге до р. Сылвицы на севере, частью выделяясь в рельефе в виде меридионального увала. На р. Дарье толща слагает гору Сабик, выходит на р. Сулем, ниже пос. Щербаки, на р. Межевой Утке у пос. Малые Галашки и в Плакун Камне, ниже пос. Таны, на Серебрянском пруду, на реках Бутон и Сылвице. На Серебрянском пруду видно залегание толщи на койвинских сланцах и на р. Сулем — перекрытие ее верхнекозьвинской подсвитой. Мощность толщи изменчивая. На р. Сулем она составляет 250 м, на р. Межевой Утке — 200 м и на р. Серебрянке — 400 м.

Верхнекозьвинская подсвита сложена тиллитовидными конгломератами, неотличимыми от таких же образований нижнекозьвинской подсвиты. Наиболее полно и в отчетливых соотношениях с покрывающими и подстилающими отложениями она развита на р. Сулем, ниже пос. Щербаки. Она здесь сложена только редкогалечными тиллитовидными образованиями, в которых сланцевый цемент резко

преобладает над гальками (гальки обычно наблюдаются на расстоянии в несколько метров одна от другой). Состав галек совершенно одинаков с описанным для нижнекозьвинской подсвиты.

В этом разрезе сулемские песчаники полого падают на запад под верхнекозьвинскую подсвиту. Последняя в свою очередь также полого падает под покрывающую ее ашинскую свиту (серию).

Эта подсвита наблюдается также в залегании на сулемских песчаниках на р. Межевой Утке, в Плакун Камне и далее к югу на р. Дарье, выше пос. Старая Утка. На р. Серебрянке она весьма мало-мощная и встречена только шурфом в контакте сулемских песчаников и ашинской свиты. Севернее она вновь появляется в разрезе р. Бутон.

На крайнем севере области развития козьвинской свиты, по р. Язьве и ее притокам, сулемские песчаники не выделены; из подстилающих толщ известны койвинские цветные сланцы. Кровлей их и здесь является ашинская свита. Мощность верхнекозьвинской подсвиты на р. Сулем достигает 250 м.

Козьвинская свита повсеместно залегает с размывом на подстилающих отложениях. В западной части Центральной зоны она с видимым согласием покрывается ашинской свитой, но имеются косвенные данные о возможном наличии здесь скрытого несогласия. В восточных районах, где ашинская свита не отлагалась, козьвинская свита с резким угловым несогласием перекрывается ордовиком. На р. Косье в «Брайсовой горе» — это нижний — средний ордовик и на р. Усьве и Койве — нижний.

В Западной зоне Северного Урала¹ козьвинская свита наблюдается на ограниченной территории в районе стыка Полюдовского хребта с Уралом (Колчимская, Тулымпарминская и Полюдовская антиклинали). По П. М. Есипову, к козьвинской свите здесь относятся две нижние толщи чурочной свиты², выделенной и описанной Н. Г. Чочиа, Е. В. Владимирской и В. А. Бурневской. Верхняя толща соответствует ашинской свите. В соответствии с этим чурочную свиту следует рассматривать в ранге серии.

Козьвинская свита залегает на низьвенской (миньярской) свите. Н. Г. Чочиа указывает на постепенный характер границы, фиксировавшейся в горных выработках, однако наблюдения в восточных выходах противоречат этому. По-видимому, размыв на западе был относительно небольшим. Лучший разрез свиты описан названными выше авторами на р. Чурочной, притоке р. Колчима (бассейн р. Вишеры).

Нижняя толща мощностью 490 м начинается переслаиванием малиновых и зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов и песчаников. В ее основании наблюдается гравелит. Кварцитовидные полевошпатово-кварцевые песчаники с зернами глауконита, иногда со знаками волновой ряби образуют пачки до 40 м. Выше следует пачка в 80 м редкогалечных конгломератов с галькой из алевролита. Она покрывается алевролитами, чередующимися с крупнозернистыми кварцевыми песчаниками. Толща завершается пластом доломита мощностью 8 м.

Верхняя конгломератовая толща мощностью 510 м начинается чередованием зеленовато-серых и черных алевролитов и аргиллитов. Вверх по разрезу в них появляются полукатанные гальки, переходящие в редкогалечные конгломераты с малиновым и зеленовато-серым алевролитовым цементом. Гальки размером от 2 до 30 см состоят из

¹ В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., — это Полюдовская подзона Башкирско-Полюдовской фациальной зоны. (Прим. ред.)

² В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., выделенные автором отложения помещены в Полюдовской подзоне в интервале между низьвенской и ашинской свитой. (Прим. ред.)

кварца, песчаника, доломита, мергеля, гранита, кварцево-полевошпатовой жильной породы, метаморфического сланца. Разрез заканчивается светло-серыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с глауконитом и галечками углистого сланца. Песчаники содержат прослой аргиллита. Выше вновь отмечается пласт доломита мощностью 10 м.

По Б. В. Тимофееву (Владимирская, Тимофеев, Чочиа, 1956), чурочная серия содержит синийский (?) комплекс спор: *Leioligotriletes compactus* Tim., *Mycteroligotriletes marmaratus* Tim., *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. incrassus* (Naum.) Tim., *T. asperatus* (Naum.) Tim., *T. hialinus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. planus* Tim., *T. laminarites* Tim., *Ocridoligotriletes kryshstofovichii* (Naum.) Tim., *Stenozonoligotriletes sokolovi* Tim., *St. pateliformis* Tim.

Ашинская серия¹

Серия расположена в западном крыле Кваркушко-Каменогорского (Вишерско-Чусовского) мегантиклинория и в Колчимской и Тулымпарминской антиклиналях. В Вишерско-Чусовском мегантиклинории она обнажается по тем же рекам, что и косьвинская свита, но ниже по течению. В пределах названного мегантиклинория ашинская серия расчленяется на четыре свиты.

Нижняя (первая) свита залегает, возможно, с разрывом на разных горизонтах косьвинской свиты и начинается линзовидными мелкогалечными конгломератами с галькой преимущественно кремня. Выше она сложена пачками меняющейся мощности зеленовато-голубых, при выветривании буро-зеленых полевошпато-кварцевых с хлоритом песчаников, алевролитов, аргиллитов и реже сланцев. На реках Цепеле, Косьве, Яйве, Сылвице и Межевой Утке наблюдаются пачки вишневого и голубого аргиллитов, иногда со знаками волновой ряби. Породы кливажированы и при выветривании распадаются на характерные бруски. На р. Усьве, у пос. Безгодно, толща прорывается базальтоидами и вулканическими брекчиями жерловой фации вулканов (Румянцева, 1958).

Вторая свита расположена западнее. Она сложена монотонными зеленовато-серыми алевролитами с характерными блестками слюды на плоскостях сланцеватости. Ее мощность около 250 м.

Третья свита наблюдается еще западнее. Она характеризуется ритмическим флишевым чередованием зелено-серых, реже красно-бурых песчаников и алевролитов или аргиллитов почти одинаковой мощности, меняющейся в пределах 0,3—0,5 м. В основании ритмов наблюдаются иероглифы. В песчаниках иногда видна косая слоистость, а среди аргиллитов — знаки волновой ряби и трещины усыхания. В незначительном развитии среди толщи присутствуют лавы спилита, мандельштейна и дайки габбро-диабазы. Переход к подстилающей толще постепенный. Наиболее хорошо толща представлена на р. Межевой Утке, наблюдается также на реках Койве, Серебрянке, Усьве. Ее мощность значительная и, по-видимому, достигает 1500 м.

Четвертая свита развита на крайнем западе рассматриваемой полосы отложений. Она сложена зелено-бурыми «перечными» красноцветными и пестроцветными песчаниками, частью косослоистыми, с подчи-

¹ В стратиграфической схеме, принятой МСК в 1964 г., выделена в ранге свиты. По аналогии с Южным Уралом в этом очерке ее следует рассматривать в ранге серии. (Прим. ред.)

ненными прослоями аргиллита. Она содержит прослойки, обогащенные гематитом, и включает окатыши аргиллита. В целом толща несколько сходна с первой.

Не исключено, что эта последовательность, принимаемая за вертикальную, в действительности является горизонтальной, и выделенные толщи являются частью синхронными, характеризующими разные зоны осадконакопления.

Песчаники свиты преимущественно среднезернистые, но на севере, по рекам Цепелу и Молмысу, переходят в крупнозернистые и гравийные. Они характеризуются разной степенью окатанности зерен и состоят преимущественно из кварца с примесью зерен альбит-олигоклаза и реже — микроклина, ортоклаза, микропегматита и кварцита. Изредка встречается глауконит. В серицито-пелитовом цементе развиты хлорит и иногда карбонат. Алевролиты и аргиллиты свиты микрослоистые. В них различимы хлорит, серицит, кварц, карбонат, бурая слюда, гидроокислы железа. Иногда отмечается слабая фосфатность.

В восточном направлении ашинская серия полностью выклинивается и косьвинская свита непосредственно перекрывается трансгрессивно лежащим нижним ордовиком. Эти соотношения устанавливаются по меридиану пос. Промысла — р. Улс.

При наблюдениях в отдельных обнажениях отложения ашинской серии имеют видимый согласный контакт с подстилающей косьвинской свитой. Сопоставление приконтактовых разрезов приводит к выводу о возможном наличии здесь скрытого несогласия, поскольку ашинская серия граничит с разными толщами косьвинской свиты. Так, по рекам Дарье и Сулему ашинская серия залегает на верхнекосьвинской подсвите. Севернее, на Межевой Утке, она, по-видимому, граничит с койвинскими сланцами средневисимской подсвиты, а на р. Серебрянке — с сулемскими песчаниками среднекосьвинской подсвиты. Этот вывод требует проверки, так как подобные соотношения могут быть вызваны тектоническими нарушениями или генетическим выклиниванием слоев косьвинской свиты.

В Западной зоне ашинская серия Колчимской и Тулымпарминской антиклиналей описана Н. Г. Чочиа с сотрудниками в составе верхней толщи чурочной серии. В разрезе р. Чурочной она залегает на косьвинской свите, отвечающей, как мы видели выше, первой и второй толщам чурочной серии.

На р. Чурочной ашинская серия сложена переслаивающимися зеленовато-серыми, буро-малиновыми, сине-зелеными и темно-серыми тонкослоистыми алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Ее видимая мощность около 100 м. Сравнение с приведенным выше разрезом показывает, что здесь развита только нижняя свита этой серии. Северо-западнее, в Полюдовском антиклинале, она уже отсутствует, по-видимому, в результате последующих размывов в палеозое. По И. Н. Голуб, чурочная серия наряду с синийскими спорами содержит нижнекембрийские. Вероятно, эти последние относятся к верхам разреза, т. е. к низам ашинской серии.

Повсеместно как на востоке, так и на западе ашинская серия перекрывается разновозрастными отложениями нижнего и среднего палеозоя. Так, по данным Н. Г. Чочиа, в обнажении правого берега р. Колчима, ниже устья р. Чурочной, ашинская серия падает на северо-восток под углом 50°, а непосредственно перекрывающая ее полюдовская свита залегает полого, имея северо-западное падение под углом 14°; у впадения р. Цепела в р. Язвву, по наблюдениям автора и Г. А. Виллера, ашинская серия простирается в север-северо-восточном направлении и перекрывается широко простирающейся маломощной полю-

довской свитой верхнего ордовика, что указывает на разделяющее их азимутальное несогласие.

В районе долины р. Язвы и к югу от нее мощность покрывающих ашинскую серию осадков существенно сокращается. Происходит постепенное регрессивное выпадение силура, начиная с его верхних карбонатных толщ, с частичным их замещением прибрежными и континентальными образованиями. Затем выпадают базальные слои полюдовской свиты. Далее к югу, в бассейне р. Чусовой, ашинская серия, а местами и неотчлененные от нее терригенные отложения верхнего силура — нижнего девона покрываются такатинской свитой (регрессивное выпадение карбонатного нижнего девона, отсутствующего на описываемой территории, происходит севернее — в верховьях р. Печоры, и южнее, в бассейне р. Уфы). Ашинская серия залегает выше косьвинской, отделяясь от нее предполагаемым разрывом.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Одной из кардинальнейших проблем уральской стратиграфии является выделение кембрийских отложений в составе мощного комплекса доордовикских образований. Очевидно, что только на основе расчленения доордовикских отложений на докембрийские и кембрийские и решения вопроса о границе между докембрием и кембрием возможно освещение геологической истории Уральской геосинклинали на древних этапах ее развития и соответственно обоснованное тектоническое районирование с выделением структурных этажей и тектоно-магматических циклов.

Трудности в выделении кембрийских отложений на Урале, по-видимому, заключаются главным образом в том, что они большей частью являются «немыми» или слабо палеонтологически охарактеризованными, что уже было отмечено выше. В настоящее время на Урале известны выходы фаунистически хорошо доказанного нижнего кембрия в двух районах (табл. 7): в Сакмарском поднятии (Кувандыкский и другие районы), расположенном в южной части Центральной зоны (Орский Урал), и на восточном склоне в Троицком районе (р. Санарка). Таким образом, наличие на обоих склонах Южного Урала отложений с фауной нижнего кембрия является бесспорным, и, несомненно, что в будущем эти «опорные» пункты помогут расшифровать стратиграфию и «немых» нижнекембрийских толщ, которые в настоящее время включаются в комплекс отложений эокембрия (венда) — нижнего кембрия.

Центральная структурно-фациальная зона

В области Сакмарского поднятия нижнекембрийские отложения, выделенные под названием тереклинской свиты, представлены песчаниками, алевролитами, аргиллитами, кремнистыми сланцами (фтанитами), кремнистыми туфосланцами, миндалекаменными основными эффузивами и их туфами, археоциатово-водорослевыми известняками. Последние среди перечисленных вмещающих пород образуют линзы, которые по составу и внутреннему строению являются существенно органогенными телами, типичными онкоидными рифами, включающими заросли археоциат (Хабаков, 1964, 1967). Стратиграфия тереклинской свиты и ее соотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями изучались А. В. Хабаковым, А. Д. Петровским и др. Изучение археоциат производилось А. Г. Вологдиным, К. Н. Конюшковым и И. Т. Журавлевой. По К. Н. Конюшкову, южноуральские фауны архео-

Т а б л и ц а 7

Схема стратиграфии кембрийских отложений Урала

Единая стратиграфическая шкала			Корреляционная региональная стратиграфическая схема					
			Сакмаро-Илекская зона			Санарская зона		
Система	Отдел	Ярус	Орь-Илекский водораздел		Бассейн р. Сакмары	Бассейны рек Санарки и Уй		
			Кембрийская	Верхний		Акайская свита		Кварцевые песчаники среднезернистые, иногда известняки с <i>Billingsella akbulakensis</i> Андреева. более 25 м
Спилиты, порфириты, реже альбитофиры и их туфы, туфопесчаники, глинисто-филлитовые сланцы и песчаники 700—800 м								
Средний						?		
Нижний	Ленский		Тереклинская свита		Основные эффузивы, песчаники и известняки с археоциатами: <i>Ajacyathus voynovae</i> (Vologd.), <i>A. schinensis</i> Vologd., <i>Etmophyllum</i> sp., <i>Coscinocyathus bedfordi</i> Vologd., <i>Dictyocyathus</i> cf. <i>yavorskii</i> Vologd.; водорослями <i>Chabakovia ramosa</i> Vologd., <i>Epiphyton fasciculatum</i> Champ. и др. более 300 м	Пестроцветные филлиты и глинистые сланцы, карбонатизированные и граувакковые песчаники, мергелистые известняки. Внизу прослой туффигов и диабазовых порфиритов 300 м		
			Диабазы, порфириты, их туфы, кремнисто-углистые сланцы. Линзы известняков с археоциатами: <i>Archaeolynthus</i> cf. <i>sibiricus</i> (Toll), <i>Ajacyathus</i> sp., <i>Etmophyllum</i> sp., <i>Coscinocyathus</i> cf. <i>dianthus</i> Vogt., <i>C. cf. elongatus</i> Vogt.; водорослями <i>Epiphyton fasciculatum</i> Champ. 350—400 м					
Алданский					?		Кремнистые, графитисто-кремнистые и углесто-кремнистые сланцы; кремнистые туффигов. Вверху прослой туффигов, туфов и лав диабазовых порфиритов 700—800 м	
			Pt ₃					

циат по комплексу видов составляют один горизонт, ближе всего сходный с белогорским горизонтом в горах Салаира. Белогорский горизонт занимает промежуточное положение в разрезе между известными камешковским и санаштыкгольским горизонтами ленского яруса нижнего кембрия. Основной комплекс археоциат Сакмарского поднятия, по И. Т. Журавлевой, близок к комплексу санаштыкгольского горизонта Алтае-Саянской области. Реже встречаются формы археоциат (район Кувандыка), характерные для пийско-камешковского горизонта.

По новейшим данным, в южной части Центральной зоны (Приуралтауская подзона и Урал-Тау) за пределами описываемой территории под отложениями нижнего ордовика (тремадока) выделены сравнительно мощные толщи (песчаники, алевролиты, аргиллиты, кремнистые сланцы), в которых установлены *Billingsella akbulakensis* A n d г., что позволяет отнести их по возрасту к верхнему кембрию. Верхнекембрийские толщи налегают с большим перерывом на метаморфизованные образования (каялинская серия), которые сопоставляются с тереклинской свитой нижнего кембрия (Херасков и Милановский, 1953; Гарань, 1960). Среднекембрийские толщи здесь неизвестны и, по-видимому, вовсе не отлагались.

Восточная структурно-фациальная зона

На восточном склоне Урала кембрийские отложения впервые с несомненностью были установлены Н. Ф. Мамаевым в 1958 г. (Мамаев, 1961). В предыдущие годы некоторые исследователи условно выделяли кембрийские отложения на восточном склоне Урала (В. И. Ленных, А. А. Петренко, Н. Ф. Мамаев и др.), но обоснованных данных по их датировке не приводили, в связи с чем наличие кембрийских толщ на восточном склоне Урала многими справедливо оспаривалось.

В настоящий момент несомненно, что в строении восточного склона Урала принимают участие нижнекембрийские вулканогенно-осадочные толщи, принадлежность которых к кембрийскому периоду доказана находками археоциат и водорослей в разрезе по р. Санарке у пос. Шевченковский. Здесь в известняках, образующих отдельные линзы (?) и, по-видимому, прослои среди вулканогенно-осадочных образований, Н. Ф. Мамаев обнаружил следующий комплекс археоциат (определение А. Г. Вологодина): *Ajacicyathus* sp., *Coscinocyathus* cf. *dianthus* В о г п е т а н п, *Coscinocyathus* cf. *elongatus* В о г п., *Coscinocyathus* sp., а также водоросли *Epiphyton fasciculatum* С h a r m a n, *E.* cf. *plumosus* K o r d e, *Epiphyton* sp., *Algae incerta* S e d i s.

По заключению А. Г. Вологодина, комплекс археоциат и эпифитовая флора указывают на вторую половину нижнего кембрия, скорее всего, на принадлежность разреза известняков к нижней части ленского яруса (Мамаев, 1961). Последующее изучение естественного геологического разреза, обнаженного на р. Санарке, показало, что в основании видимого разреза кембрийских отложений залегает толща тонкопосчатых черных кремнистых туффитов, переслаивающихся с хлоритосерицитом-кварцевыми и хлоритом-кварцевыми сланцами в нижних горизонтах. В средней и верхней частях этой толщи встречаются тела (прослои) диабазовых порфиринов. Количество их постепенно увеличивается к более верхним горизонтам. Падение всей пачки пород почти постоянное на протяжении 1 км. Мощность 400—760 м. Подошва рассматриваемой толщи в естественном разрезе не обнажается, так как западный контакт ее является тектоническим. В связи с этим подстилающие толщи пока не установлены.

Выше по разрезу залегает толща диабазовых порфиритов, массивных, зеленого цвета с крупными таблитчатыми порфиловыми выделениями плагиоклаза. Основная масса их хорошо раскристаллизована и имеет отчетливо зернистую текстуру.

Среди диабазов устанавливаются прослой черных кремнистых туффитов и углисто-кремнистых сланцев. Мощность толщи диабазов около 300 м.

Еще выше в разрезе диабазы замещаются переслаивающимися между собой зелеными хлоритовыми сланцами, кремнистыми туффитами и глинисто-кремнистыми сланцами, полимиктовыми песчаниками с прослоями диабазов и линзами или прослоями белых мраморизованных известняков с остатками археоциат: *Ajaciacyathus* sp., *Uralocyathus* sp., *Etmophyllum*? sp., *Coscinocyathus* cf. *dianthus* Вогп., *Sanariocyathus tamaevi* Zhug., *Etmophyllum*? sp., (определение И. Т. Журавлевой). По мнению И. Т. Журавлевой, эти археоциаты указывают на нижнекембрийский (ленский) возраст известняков.

Из этих же известняков Н. Ф. Мамаев совместно с Б. М. Келлером и И. Т. Журавлевой собрал вторично более полный комплекс археоциат: *Ajaciacyathus* sp., *Formosocyathus*? sp., *Etmophyllum* sp., *Leptodocyathus* sp., *Coscinocyathus* ex gr. *dianthus* Вогп., *Rubustocyathus* sp., *Syringoenema* sp., *Protopharetra* sp., *Dictyocyathus* sp., *Archaeolynthus* sp., *Aptocyathus*? sp., *Nochoricyathus* sp., *Loculicyathus* sp., *Bicyathus* sp., *Asterocyathus* sp. и один новый вид.

По И. Т. Журавлевой этот комплекс близок к санаштыкгольскому горизонту и характеризует середину ленского яруса нижнего кембрия (Н. Ф. Мамаев). Мощность рассматриваемой толщи 350—400 м.

Описанный сланцево-карбонатный разрез стратиграфически выше вновь сменяется пестроцветными туффитами, переслаивающимися с тонкозернистыми песчаниками и алевролитами на карбонатно-глинистом цементе, филлитовидными глинисто-карбонатными сланцами и запесоченными известняками, падающими на юго-восток под углом 50—55°. Мощность 400—500 м.

Верхи разреза кембрийских образований слагают глинисто-карбонатные сланцы, мергели с частыми прослоями обожженных известняков, песчаников с карбонатным цементом. Толща этих пород имеет восточное падение под углом 45—60°. Мощность 200—300 м.

Контакт с вышележащими отложениями не вполне ясен. Вероятно, вышележащие нижнеордовикские песчано-сланцевые толщи залегают на кембрийских отложениях несогласно и с размывом, о чем свидетельствуют азимутальные угловые несоответствия элементов залегания этих образований. Падение пород этой толщи северо-западное под углом 50—60°.

Таким образом, общая мощность кембрийских отложений в указанном районе достигает 1500—2000 м. Следует, однако, заметить, что эта мощность может оказаться завышенной за счет существования мелкой складчатости.

Как видно из описания, палеонтологически охарактеризованные нижнекембрийские отложения приурочены к средней части разреза, в связи с чем не исключено отнесение пород, залегающих в основании, не только к ленскому, но и к верхней части алданского яруса нижнего кембрия. Породы же, залегающие в кровле палеонтологически охарактеризованных осадков нижнего кембрия, могут относиться по возрасту к нижней части среднего (?) кембрия.

Площадное распространение описанных выше нижнекембрийских отложений пока не выяснено из-за недостаточной геологической изученности рассматриваемого района.

**ВОПРОСЫ КОРРЕЛЯЦИИ ДОКЕМБРИЙСКИХ,
ЭОКЕМБРИЙСКО(ВЕНДСКО)-НИЖНЕКЕМБРИЙСКИХ
И КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ УРАЛА**

В настоящее время геохронологическая шкала докембрия находится в стадии пересмотра. Накопленный в течение двух последних десятилетий огромный фактический материал по изучению докембрийских образований показывает, что старая терминология общих стратиграфических подразделений докембрия не может считаться удовлетворительной. В связи с этим обсуждаются вопросы о целесообразности выделения архея и протерозоя, объемы которых разными исследователями определяются по-разному. Нет также единства в понимании объема рифейской группы, отнесенной в свое время автором к верхнему протерозою (Гарань, 1946). В последнее десятилетие в Советском Союзе и за рубежом (США, Канада и др.) для разработки геохронологической шкалы докембрия стали широко применяться радиометрические методы определения возраста горных пород. Наряду с этим применение историко-геологического (тектонического) метода по изучению стратиграфии докембрийских образований и связанных с ними (верхний докембрий) остатков ископаемых организмов и следов их жизнедеятельности (строматолиты, онколиты, катаграфии) значительно увеличило возможности периодизации и корреляции отдельных крупных подразделений докембрия. На этой основе появилась возможность установить основные этапы докембрийской истории Земли, подойти к объективной оценке их длительности и роли разделяющих их эпох складчатости.

При рассмотрении вопросов возраста и границ стратиграфических подразделений уральского докембрия и их корреляции с другими регионами СССР и зарубежных стран в целях преемственности, а также ясности в изложении фактических данных представляется целесообразным пользоваться в данном очерке как старой терминологией (катархей, архей, протерозой), так и новой (нижний, средний и верхний докембрий).

Одна из древнейших эпох складчатости в докембрии (альгоманская), датируемая возрастом 2600 ± 100 млн. лет, многими исследователями рассматривается как граница между нижним протерозоем и археем. Однако существует и другая точка зрения, согласно которой этот рубеж отвечает границе между археем и катархеем, а нижняя граница протерозоя проводится значительно выше, на уровне 1800 ± 100 млн. лет. По состоянию современной изученности геологии докембрия Южного Урала и сопредельных регионов (Русская и Сибирская платформы и их складчатые обрамления) представляется более обоснованным, с точки зрения истории геологического развития древних платформ, датировать границу между археем и протерозоем возрастом 1800 ± 100 млн. лет, что отвечает на Урале эпохе позднетараташской (раннекарельской или гудзонской складчатости). Такое решение вопроса основывается, помимо других данных, на том, что нижняя граница рифейских отложений, судя по данным радиометрических определений возраста докембрийских пород на Урале и в пределах Сибирской и Русской платформ, может быть опущенной до рубежа 1750 ± 50 млн. лет. При такой трактовке нижней границы рифея ее историко-геологическое значение заключается в том, что она отвечает началу формирования древнего осадочного чехла эпиранекарельской (эпигудзонской) платформы, т. е. отчетливо фиксирует время ее становления.

На основе изложенных ниже геологических и радиометрических данных по расчленению докембрия Башкирско-Уралтауского мегантиклинория в данном очерке в качестве главнейших стратиграфических подразделений принимаются археозойская и протерозойская группы, в составе которых выделяются подгруппы: нижний докембрий (катархей и нижний архей) средний докембрий (верхний архей) и верхний докембрий (протерозой). При таком понимании протерозой по объему соответствует рифею с его трехчленным делением (нижний, средний и верхний рифей).

Основным отличием этой схемы деления докембрия от предложенного варианта Комиссией по определению абсолютного возраста геологических формаций (см. табл. 6*) является проведение границы между археем и протерозоем на уровне 1800 ± 100 млн. лет. Принятая в настоящем очерке схема стратиграфических подразделений докембрия основана на уральском материале и в своей основе предложена автором на объединенном совещании Постоянных комиссий МСК по нижнему докембрию, верхнему докембрию и абсолютной геохронологии в Ленинграде (1963 г.). Независимо от автора такая же схема общестратиграфического расчленения докембрия, основанная на обширных геологических и радиометрических данных глобального масштаба, предложена Г. В. Войткевичем (1965) и А. И. Тугариновым, Г. В. Войткевичем (1966).

Нижний и средний докембрий. В стратиграфическом очерке тараташский и вышележащий башкирский (бурзьянская, юрматинская и каратауская серии) комплексы отнесены к докембрию, поскольку последний перекрывается с большим перерывом и несогласием отложениями эокембрия (венда) — нижнего кембрия. Ниже на основе геологических и радиометрических данных устанавливается принадлежность обоих комплексов к докембрийским образованиям с подразделением их на нижний и средний докембрий (тараташский комплекс) и верхний докембрий (башкирский комплекс).

Первоначально тараташский гнейсовый комплекс сопоставлялся автором (Гарань, 1938) с древнейшими, т. е. архейскими, образованиями Балтийского щита (Финляндия, Карелия). Позднее, учитывая стратиграфическое положение, состав и характер метаморфизма пород тараташского комплекса, автор пришел к выводу, что железистые формации (магнетитовые кварциты и джеспилиты) Кривого Рога и Курской магнитной аномалии и такого же состава железистые кварциты и джеспилиты тараташского комплекса представляют синхроничные образования (Гарань, 1939, 1946). Возраст саксаганской (криворожской) серии, включающей железорудные толщи, большинством исследователей (Луцицкий, 1939 и др.) определялся в то время как нижнепротерозойский, поэтому такой же возраст был принят автором и для тараташского комплекса. В дальнейшем Д. В. Наливкин (1943б) и Г. А. Смирнов (1956) считали возраст тараташского комплекса архейским. Л. А. Варданыц (1960), изучавший по данным опорного бурения метаморфические комплексы пород докембрийского фундамента Русской платформы, сопоставил высокоглиноземистые парагнейсы (биотито-гранатовые, биотито-гранато-силлиманитовые и очковые гнейсы) восточной части платформы и беломорской серии Карелии с тараташским комплексом Урала, что привело его к заключению о верхнеархейском возрасте последнего.

Нижне- и среднекембрийский возраст суперкрупных образований тараташского комплекса определяется составом пород, степенью метаморфизма и стратиграфическим его положением в разрезе докембрийских образований Башкирско-Уралтауского мегантиклинория.

а также сопоставлением с суперкрупными образованиями кристаллического фундамента Русской платформы (плиты), Балтийского щита и других регионов. Полученные в последние годы определения абсолютного возраста тараташских пород по альфа-свинцовому, рубидиево-стронциевому и калий-аргоновому методам полностью подтверждают нижнедокембрийский (нижне- и верхнеархейский) возраст тараташского комплекса.

По данным определений лабораторией Уральского филиала АН СССР возраста акцессорных цирконов в гнейсах шигирской серии (альфа-свинцовым методом) получены значения 3250—3300 млн. лет, а для гнейсов бельдишской серии — 2700—2800 млн. лет, что отражает время формирования субстрата тараташских гнейсов. Древность цирконов обеих серий тараташского комплекса подтверждается «... рентгеноструктурными данными, свидетельствующими об их заметном метаморфизме и восстановлении искаженной структуры под влиянием последующих процессов мигматизации» (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964).

Указанные значения радиометрических данных для обеих серий тараташского комплекса находят свое подтверждение определениями абсолютного возраста гранитов, которые подчинены тараташским гнейсам. Среди гранитоидов выделяются более древние плагиоклазовые (олигоклазовые) граниты сложной дифференцированной Шигирской интрузии, выступающей среди гнейсов шигирской серии, и более поздние микроклиновые граниты, связанные с гнейсами обеих серий. По радиометрическим определениям возраст олигоклазовых гранитов составляет 2600 млн. лет, микроклиновых гранитов — 1800—2200 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964). Определение теми же авторами рубидиево-стронциевым методом возраста полевого шпата из «очков» гнейсов шигирской серии (2000—2200 млн. лет) показывает, что время метасоматической гранитизации (микроклинизации) последних совпадает с формированием тараташских микроклиновых гранитов.

Данные радиометрических определений возраста пород тараташского комплекса калий-аргоновым методом (по биотиту и микроклину) в лаборатории Горно-геологического института (Уфа) подтверждают (Гаррис, 1964) указанные значения возраста тараташских гранитов и гнейсов, полученные в лаборатории УФАИ СССР. Так, для микроклиновых гранитов получены значения 2100—2000 и 1900 млн. лет. Большая часть возрастных значений для слюд и полевых шпатов из слабо измененных наложенным метаморфизмом гнейсов бельдишской серии укладывается в интервале времени 1700—1800 млн. лет.

Для тараташского комплекса в добурзянской истории его развития характерно проявление регионального метаморфизма амфиболитовой фации (альмандин-силлиманитовая субфация), гранитизации и ультраметаморфизма, что привело к образованию мигматитов и микроклиновых гранитов метасоматического и анатектитового происхождения. Добурзянский возраст тараташских микроклиновых гранитов устанавливается, как уже отмечалось выше, наличием гальки этих гранитов и очковых гнейсов в базальных конгломератах бурзянской серии (нижние части айской свиты). Таким образом, мигматизация и гранитизация (микроклиновые граниты) относятся к завершающим этапам становления тараташского гнейсового комплекса, что, исходя из приведенных выше данных абсолютной геохронологии, определяется значением 1800 ± 100 млн. лет. Отмеченные выше более высокие значения, полученные для биотитовых гнейсов и олигоклазовых гранитов тараташского комплекса, указывают, что в его составе присутствуют древней-

шие (древнее 2600 млн. лет) образования нижнего докембрия, отвечающие нижнему архею и, может быть, катархею. Таким образом, дву-членное деление тараташского комплекса обосновывается не только геологическими (перерывы и угловое несогласие между шигирской и бельдишской сериями), но и радиометрическими данными. В его состав входят как нижнеархейские, так и верхнеархейские образования. К первым относится шигирская серия, ко вторым — бельдишская. Граница между ними, т. е. между нижним и средним докембрием (нижним и верхним археем), в тараташском комплексе может быть проведена на уровне 2600 млн. лет, что отвечает нижней границе бельдишской серии. Верхняя граница последней определяется возрастом микроклиновых гранитов, для которых получены значения альфа-свинцовым методом 1800—2200 млн. лет и калий-аргоновым методом 1700—2000 млн. лет. По совокупности с геологическими данными (большой перерыв и угловое несогласие между тараташским комплексом и бурзянской серией) возрастное значение этой границы принято на уровне 1800 ± 100 млн. лет.

Таким образом, верхняя часть тараташского комплекса (бельдишская серия) по радиометрическим данным и по наличию в ней характерной для докембрия железорудной формации (магнетитовые кварциты, джеспилиты) хорошо коррелируется с подобного рода докембрийскими образованиями («джеспилитовые геосинклинали») Карелии (нижний карелий), Кривого Рога (криворожская серия), Курской магнитной аномалии (курская серия), Канадского щита и др. В пределах востока Русской платформы (Татарский свод и др.) также присутствуют железистые кварциты, гальки которых обнаружены в конгломератах нижнебавлинских (нижне- и среднерифейских) отложений (Тимергазин, 1957; Флоренский, 1955).

Как известно, существуют представления о нижнепротерозойском возрасте метаморфических комплексов и связанных с ними железорудных формаций. Решение вопроса о принадлежности названных железорудных формаций к архею или нижнему протерозею находится в зависимости от трактовки (с точки зрения геологических и радиометрических данных) границы между этими крупнейшими подразделениями докембрия. При проведении границы архея и протерозея в интервале 1800 ± 100 млн. лет, как это принято в настоящем очерке, возраст тараташской железорудной формации (бельдишская серия) определяется как верхнеархейский с нижней возрастной границей 2600 млн. лет. К такому же возрасту относится и криворожская железорудная формация, нижние горизонты которой по А. И. Тугаринову имеют возраст 2500—2600 млн. лет (Семихатов, 1964).

Верхний докембрий. В пределах Западной зоны граница между средним докембрием (верхним археем) и верхним докембрием (протерозеом или рифеем) геологически выражена очень отчетливо и проводится в основании башкирского комплекса, т. е. по подошве айской свиты бурзянской серии. В то же время эта граница отвечает началу формирования древней (нижней) части осадочного чехла на эпираннекарельском складчатом основании Русской платформы. При указанной трактовке границы между средним докембрием и верхним докембрием (соответственно между верхним археем и протерозеом) протерозойские образования следует выделять, как сказано выше, в объеме рифея в стратотипе Южного Урала (бурзянская, юрматинская и каратауская серии).

Бурзянская серия (айская, саткинская и бакальская свиты) северной части Западной зоны Южного Урала (Бакало-Кусинский район) по составу и стратиграфическому положению надежно коррелируется

с синхроничными образованиями более южных частей (Башкирия) той же зоны (Ямантауский антиклинорий), где названные выше свиты рассматриваемой серии сопоставляются соответственно с большеинзерской, суранской и юшинской свитами. Следует при этом отметить и некоторые фациальные изменения в бурзянских отложениях Ямантауского антиклинория по сравнению с разрезом Бакало-Кусинского района. Большеинзерская свита представляет собой, по-видимому, только верхнюю часть айской. В суранской свите по сравнению с саткинской возрастает в разрезе роль терригенных отложений (глинистые сланцы, алевролиты, аргиллиты). Карбонатная толща в юшинской свите почти отсутствует, и по своему составу она отвечает восточной фации бакальской свиты (корельская толща).

В Центральной зоне в пределах Башкирии (Белорецкий район) кызылташская и маярдакская свиты бурзянской серии по литологическим особенностям и стратиграфическому положению коррелируются соответственно с саткинской и бакальской свитами. Бурзянские отложения этого района значительно больше метаморфизованы (сланцы, мраморы и др.) по сравнению с синхронными отложениями Ямантауского антиклинория и Бакало-Кусинского района.

В других частях Западной и Центральной зон бурзянские отложения, как уже отмечалось в стратиграфическом очерке, на современном эрозионном срезе не установлены. В связи с этим заслуживают внимания новейшие данные о наличии бурзянских отложений в восточных частях Русской платформы. Здесь, по К. Э. Якобсону, к бурзянским отложениям относятся тюрюшевская и вышележащая арланская свиты. Последняя прорвана диабазами, возраст которых по калий-аргоновому методу определяется в 1650 млн. лет.

Бурзянские отложения Урала по особенностям связанного с ними магматизма, а также по возрасту и условиям формирования хорошо сопоставляются с верхнекарельскими образованиями Балтийского щита (Карелия). И те и другие представляют собой орогенные формации и отвечают заключительной стадии развития докембрийской корельской геосинклинали.

Возрастные границы бурзянской серии обычно определяются тем, что она несогласно налегает на тараташский комплекс и прорывается гранитами рапакиви Бердяушского плутона, имеющими возраст 1400 млн. лет (Гаррис, Казаков, Келлер и др., 1964). По геологическим данным, формирование Бердяушского плутона гранитов рапакиви произошло на рубеже нижнего и среднего рифея, т. е. предшествовало накоплению осадков юрматинской серии.

В свете имеющихся геологических и радиометрических данных по определению возраста гнейсов и гранитов тараташского комплекса (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Гаррис, 1964) представляется необходимым пересмотреть возраст как верхней, так и нижней границ бурзянской серии. Для айской свиты, залегающей в основании бурзянской серии, альфа-свинцовым методом (окатанный циркон в аркозах липовской подсвиты и конгломератах чудинской подсвиты) соответственно получены значения 1670 и 1860 млн. лет (Краснобаев, 1965). При определении нижней возрастной границы айской свиты необходимо учитывать большой перерыв и угловое несогласие между этой свитой и тараташским комплексом, а также сложный характер условий осадконакопления (местные размывы, перерывы) в ее нижних частях. Из сопоставления приведенных геологических и радиометрических данных можно сделать вывод, что нижняя возрастная граница айской свиты (соответственно бурзянской серии) находится в интервале 1700—1800 млн. лет.

Возраст верхней границы бурзянской серии определяется временем образования гранитов рапакиви Бердяушского плутона. Не только петрографические особенности, но и геологическая обстановка становления массивов рапакиви Украинского кристаллического массива, Балтийского щита и Урала свидетельствуют о том, что их формирование в общем относится к одной эпохе (Гарань, 1946). Граниты рапакиви трех названных крупных регионов СССР формировались в субплатформенных условиях. Различия в определениях абсолютного возраста гранитов рапакиви УКМ и Балтийского щита (1500—1600—1650 млн. лет), с одной стороны, и Урала (1400 млн. лет), с другой — обусловлены либо завышением возраста украинских и балтийских рапакиви, либо «омоложением» возраста уральского рапакиви. Последнее предположение является, по-видимому, более вероятным, поскольку бердяушские граниты позднее подверглись воздействию каледонской и герцинской складчатости, что могло привести к утечке аргона. Совокупность геологических и радиометрических данных дает основание считать, что бердяушские рапакиви являются более древними образованиями, чем это подтверждается немногочисленными пока определениями альфа-свинцовым и калий-аргоновым методами (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Гаррис, 1964), и их возраст следует определять по аналогии с карельскими гранитами рапакиви 1550 ± 50 млн. лет.

Юрматинская серия в типовом разрезе (восточная часть Западной зоны или центральная часть Башкирского антиклинория) представлена, как это следует из стратиграфического очерка, машакской, зигальгинской, зигазино-комаровской и авзянской свитами. Здесь в разрезе верхней половины этой серии (зигазино-комаровская и авзянская свиты) наряду со сланцевыми толщами значительное развитие, в особенности в авзянской свите, получили карбонатные отложения. Нижняя граница юрматинской серии в этой части Западной подзоны проходит в основании машакской свиты, налегающей с разрывом на бурзянские отложения (бакальская или юшинская свиты). В западной части Западной зоны (Бакальский и другие районы) машакская свита выпадает из разреза, и граница между бурзянской и юрматинской сериями проходит в основании зигальгинской свиты.

В Центральной зоне, в ее западной Приуралтауской части, нижняя часть юрматинской серии представлена осадочно-вулканогенными образованиями (кувашская свита). По положению в разрезе и составу осадочные и вулканогенные породы этой свиты обособленно сопоставляются с машакской свитой. Осадочно-вулканогенные образования кувашской свиты больше метаморфизованы (эпидото-альбито-амфиболитовая субфация амфиболитовой фации) и характеризуются более значительным развитием основных и кислых эффузивов (липарито-базальтовая формация). Нижняя граница юрматинской серии и ее соотношение с нижележащими отложениями не установлены, поскольку на современном эрозионном срезе подошва кувашской (уфалейской) свиты неизвестна. Некоторые данные, характеризующие соотношения юрматинской и бурзянской серий в Центральной зоне, устанавливаются за пределами описываемой территории в Белорецком районе (Башкирия), где бурзянские отложения (маярдская свита) перекрываются с разрывом осадочно-вулканогенной толщей (метаморфические сланцы, амфиболиты), относящиеся к кувашской свите.

В Центральной зоне, в ее западной Приуралтауской части (подзоне), кувашская свита перекрывается, по-видимому, со скрытым несогласием таганайской свитой. Последняя по литологическому составу исходных пород, стратиграфическому положению в разрезе юрматинских отложений и условиям их образования надежно сопоставляется

(с учетом существующих фациальных изменений и метаморфизма) с зигальгинской свитой Западной зоны. В строении таганайской свиты в отличие от зигальгинской помимо кварцитов в большей мере принимают участие филлиты, превращенные местами (Златоустовский район) в кристаллические сланцы.

В той же Приуралтауской части Центральной зоны таганайская свита согласно перекрывается уреньгинской, которая, с учетом однотипной последовательности напластования и исходного литологического состава отдельных толщ, а также соотношения их с покрывающими отложениями (уйташская свита), уверенно коррелируется с зигазино-комаровской и авзянской свитами (вместе взятыми) стратотипа Западной зоны. Вместе с тем устанавливаются некоторые фациальные различия в разрезах этих отложений Центральной и Западной зон, проявляющиеся в сокращении мощности карбонатных толщ в уреньгинской свите по сравнению с авзянской свитой западных разрезов и в более высокой степени метаморфизма уреньгинских образований.

В восточной части Центральной зоны (Урал-Тау), в пределах Башкирии, к юрматинской серии относится комплекс пород, расчлененный на свиты (снизу): галеевскую, кайраклинскую, юмагузинскую и кармалинскую. Сопоставление разреза этих отложений по свитам с типовым разрезом западной и северной частей Центральной зоны окончательно не произведено и нуждается в дальнейшем уточнении. Можно только отметить, что местами в комплексе этих отложений частично включены осадочно-вулканогенные толщи эокембрия—нижнего кембрия.

На Среднем Урале, по состоянию современной изученности, наиболее древние отложения верхнего докембрия представлены клыктанской свитой, которая по литологическому составу пород, стратиграфическому положению и биостратиграфическим данным (строматолиты авзянского типа) надежно сопоставляется с авзянской свитой типового разреза Южного Урала. На Северном Урале, по новейшим данным, к авзянской свите относятся сланцево-карбонатные толщи (мойвинская свита), содержащие строматолиты среднего рифея и перекрывающиеся аркозовыми кварцитами типа зильмердакских (ишеримская свита).

Большие трудности вызывает проблема выделения докембрия на восточном склоне Урала и корреляция докембрийских образований с разрезами докембрия Западной и Центральной зон Южного Урала. Стратиграфическое расчленение метаморфизованных осадочных и осадочно-вулканогенных толщ восточного склона Урала на современном уровне изученности представляет весьма сложную задачу, поскольку фаунистические остатки там встречаются крайне редко, а сильный метаморфизм затушевывает проявления стратиграфических взаимоотношений. Среди комплекса метаморфических пород восточного склона найдены остатки фауны нижнего и среднего палеозоя. Эти находки отдельными исследователями были восприняты как доказательство отсутствия докембрийских отложений в Восточной зоне. Между тем общие геологические соображения, данные радиометрических определений возраста горных пород и присутствие фаунистически хорошо охарактеризованных отложений нижнего кембрия (р. Санарка) со всей очевидностью свидетельствуют о бесспорном наличии докембрийских отложений на восточном склоне Урала.

С учетом этого решением Уральского стратиграфического совещания 1963 года в стратиграфической схеме протерозойских и «немых» палеозойских отложений на восточном склоне выделяются гнейсово-амфиболитовый и сланцево-кварцитовый комплексы (см. табл. 6*). Оба комплекса по литологическому составу, характеру метаморфизма и радиометрическим данным условно сопоставлены с юрматинской серией

верхнего докембрия. Это сопоставление для прочного обоснования нуждается в детальных стратиграфических исследованиях, а также в систематических радиометрических определениях возраста гнейсов и других метаморфических толщ восточного склона Урала.

По характерным литологическим признакам с учетом существующих фациальных изменений юрматинские отложения Урала параллелизуются с четлаской свитой Тимана, сложенной песчаниками и углисто-глинистыми филлитами, и сопоставляются со средней частью разреза нижнебавлинских отложений востока Русской платформы.

В стратотипе Южного Урала нижняя и верхняя границы юрматинской серии очерчиваются отчетливо. Выше отмечалось, что юрматинская серия налегает на бурзянскую с большим размывом и угловым несогласием и в свою очередь перекрывается с большим размывом каратауской серией. Нижняя граница юрматинской серии, т. е. граница между ней и бурзянской серией, датируется абсолютным возрастом бердяшских гранитов рапакиви (1550 ± 50 млн. лет).

Для суждения о возрасте юрматинской серии и ее верхней возрастной границе существенное значение имеют полученные радиометрические значения возраста для габбро (Кусинская, Копанская интрузии) и гранитоидов (Рябиновская интрузия), интродуцирующих и метаморфизирующих отложения этой серии и не связанных с вышележащими отложениями каратауской серии, а также данные по определению возраста аутигенного глауконита из отложений авзянской свиты. Для биотита из биотитизированного габбро-амфиболита Кусинской интрузии Л. Д. Шаниным установлен возраст 1400 млн. лет (В. И. Ленных). Близкий возраст (1300 млн. лет) получен альфа-свинцовым методом для микропегматитовых гранитов Рябиновской интрузии (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964), которые представляют собой продукт дифференциации габбровой магмы (Штейнберг и др., 1959).

Для верхней части юрматинской серии (авзянская свита) имеется лишь одно радиометрическое определение по аутигенному глаукониту—1260 млн. лет (Казаков, Полевая, 1962). Верхняя возрастная граница юрматинской серии уточняется радиометрическим определением возраста гранито-гнейсов Губенского массива и мигматитов уфалейского комплекса, возникших в результате гранитизации (Виноградская, 1964; Кейльман, 1963б, 1964) осадочно-вулканогенных и осадочных толщ юрматинской серии (кувашская и таганайская свиты). Ряд значений абсолютного возраста, полученных для губенских гранито-гнейсов рубидиево-стронциевым методом, варьирует от 1050 до 1150—1200 млн. лет. Близкие значения (1200 млн. лет) получены калий-аргоновым методом для мигматитов уфалейского комплекса (Овчинников и др., 1964), для которого выделяется несколько этапов формирования. Полученные цифры отражают докаратауский этап гранитизации и мигматизации в Губенском гранито-гнейсовом массиве и уфалейском комплексе.

Докаратауский возраст гранитизации пород губенского и уфалейского гранито-гнейсовых комплексов подтверждается определением абсолютного возраста циркона из рутилоносных аркозовых песчаников зильмердакской свиты (цирконо-гематито-рутиловые прослои в аркозовых кварцитах), образовавшихся за счет размыва рутилосодержащих пород (амфиболитов) уфалейского комплекса и представляющих собой древние естественные россыпи. Для окатанного циркона из рутилоносных песчаников зильмердакской (уйташской) свиты горы Медвежьей и верхний р. Атяна (Златоустовский район) получен возраст 1100—1160 млн. лет (Овчинников и др., 1964).

Учитывая приведенные радиометрические данные для осадочных, метаморфических и магматических пород юрматинской серии и абсолютный возраст пород нижней части каратауской серии (зильмердакская свита) в 1000 млн. лет (Гаррис, Казаков, Келлер и др., 1964) границу между юрматинской и каратауской сериями следует проводить на уровне 1100 ± 50 млн. лет.

С типичным разрезом каратауской серии Западной зоны Южного Урала по вещественному составу, характерным литологическим особенностям и стратиграфическому положению полностью (т. е. по свитам) коррелируются бесспорно каратауские отложения той же зоны Северного Урала (Полюдов Кряж). Вместе с тем отсутствие в полюдовском разрезе каратауской серии инзерской свиты обусловлено здесь, вероятно, несколько иными условиями осадконакопления в инзерское время.

В Центральной зоне Южного Урала (Приуралтауская подзона), в Тирлянском районе (Башкирия), каратауские отложения представлены редуцированным разрезом, в который выделяются все свиты каратауской серии, но с сокращенными мощностями отдельных свит и несколько повышенным метаморфизмом пород.

Севернее, в той же части Центральной зоны (Златоустовский район), каратауские отложения представлены кварцитами и аркозовыми кварцитами (уйташская свита), которые вполне обоснованно сопоставляются с нижней (аркозовые кварциты) и средней (кварциты) частями зильмердакской свиты Западной зоны и западной Приуралтауской части Центральной зоны.

Южнее (Башкирия), в Белорецком районе, также наблюдается сокращенный разрез зильмердакских отложений. Такая же картина устанавливается в башкирской части Урал-Тау, где к отложениям зильмердакской свиты следует относить только нижнюю часть (аркозовые кварциты) курташской свиты, в составе которой Д. Г. Ожигановым объединены разновозрастные образования.

В Центральной зоне Среднего Урала резко редуцированный разрез зильмердакских отложений (кварциты и аркозовые кварциты) установлен на горах Синих, где они ошибочно выделяются в синегорскую свиту. Последняя сложена разновозрастными отложениями (авзянскими и зильмердакскими).

В Центральной зоне Северного Урала (Вишерский край) к зильмердакским отложениям принадлежит выделенная в последнее время Б. Д. Аблизиним ишеримская свита кварцитов и аркозовых кварцитов, характеризующихся наличием рудных (рутило-цирконовых) прослоев.

С каратаускими отложениями Урала по литологическим признакам и стратиграфическому положению сопоставляются образования джежимской серии Тимана, в нижней части которой выделяются аркозовые кварциты зильмердакского типа. С каратауской серией Западной зоны Южного Урала обычно сопоставляются нижнебавлинские отложения восточных частей Русской платформы. Однако такое сопоставление нуждается в настоящее время в уточнении, поскольку к нижнебавлинским отложениям по новейшим данным относятся также и юрматинские и, вероятно, даже бурзянские образования.

Согласно радиометрическим определениям возраста горных пород и геологическим данным в истории развития Урала в рифее (протерозое) выделяются следующие эпохи тектонических движений: бакальская (1550 ± 50 млн. лет), машакская (1400 млн. лет), авзянская или грэнвиллская (1100 ± 50 млн. лет) и миньярская или раннебайкальская (650 млн. лет).

Трехчленное деление рифея находит свое подтверждение в предварительной схеме биостратиграфического расчленения рифея по данным

изучения вертикального распределения органических остатков — строматолитов, онколитов и катаграфий. В результате изучения разрезов допалеозойских отложений Русской и Сибирской платформ и обрамляющих их миогеосинклиналей было выделено в составе рифея три главных подразделения: нижний рифей, или слои с *Kusiella* и массовыми *Conophyton*, средний рифей, или слои с *Baicalia*, *Tungussia* и массовыми *Conophyton*, и верхний рифей, или слои с *Gymnoselen*, *Minjaria*, *Tungussia* и специфическими конофитонами (Келлер и др., 1960; Семихатов, 1964). В последние годы те же подразделения рифея получили дополнительное обоснование комплексами онколитов и катаграфий (Журавлева, 1964).

Эокембрий (венд) — нижний кембрий. В стратиграфическом очерке было показано, что к эокембрию (венду) — нижнему кембрию относятся осадочные и осадочно-вулканогенные образования мощностью не менее 3500 м, получившие широкое распространение в Западной и Центральной структурно-фациальных зонах не только Южного, Среднего и Северного, но и Приполярного и Полярного Урала. Несомненно, что и в Восточной зоне (восточный склон Урала) присутствуют синхроничные образования, однако их выделение здесь и стратиграфическое расчленение находятся пока в начальной стадии изучения.

Изучение стратиграфии, литологии, особенностей вещественного состава и условий формирования осадочных и магматических образований эокембрия — нижнего кембрия представляет одну из актуальных проблем уральской геологии. Изучение в указанном аспекте осадочных и магматических образований и выяснение их тектонических позиций имеет принципиальное значение для познания древних этапов истории геологического развития Уральской складчатой области.

В Западной и Центральной зонах описываемой территории (Южный, Средний и Северный Урал) к эокембрию (венду) — нижнему кембрию относятся, как уже отмечалось выше, нерасчлененные «немые» или в биостратиграфическом отношении слабо охарактеризованные (микробиопроблематики) отложения нижнего кембрия и более древние отложения нижнего палеозоя, т. е. эокембрия (*sensu stricto*), выделяющегося многими исследователями под названием венда.

В формационном отношении, по характерным литологическим особенностям осадочных толщ, характеру магматизма и условиям образования осадочные и осадочно-вулканогенные образования эокембрия венда) — нижнего кембрия подразделяются на два комплекса: нижний и верхний. Нижний комплекс сложен вулканогенно-осадочными образованиями и связанными с ними малыми интрузиями основных и кислых пород. Верхний комплекс представлен осадочными толщами и характеризуется почти полной амагматичностью.

К нижнему комплексу в Центральной зоне Южного Урала (собственно Урал-Тау и прилегающая с запада Приуралтауская часть зоны) относится криволукская серия. К этому же комплексу в северной части Центральной зоны от широты д. Кенчурки и р. Указара до широтного течения р. Чусовой (Первоуральск, Билимбай) принадлежит осадочно-вулканогенная указарская свита.

На Среднем Урале к нижнему комплексу относятся вулканогенно-осадочные толщи, выделенные П. М. Есиповым под названием косвинской свиты. На основе новых данных (С. В. Младших, Б. Д. Аблизин), полученных в результате детальных геологосъемочных работ, было установлено, что косвинская свита характеризуется большими мощностями осадочно-вулканогенных толщ. Свита не отражает полностью состава осадочных и вулканогенно-осадочных образований, поэтому предста-

вилось целесообразным рассматривать ее в ранге двух серий: басегской (ослянская, федотовская и усьвинская свиты) и вышележащей серебрянской (танинская, гаревская, койвинская, бутонская и керноская свиты). К сказанному следует добавить, что, по мнению автора настоящего очерка, висимская свита, выделенная П. М. Есиповым, представлена разновозрастными образованиями, относящимися преимущественно к косьвинской свите или, по новым данным, к серебрянской серии. Сланцево-карбонатная толща висимской свиты принадлежит к авзянским отложениям среднего рифея (юрматинская серия).

Серебрянская серия по набору пород, по вещественному составу, литологическим признакам (большое распространение тиллоидов) уверенно сопоставляется с криволукской серией Южного Урала. Однако для сопоставления этих отложений по свитам необходимы более подробные исследования. Вместе с тем следует отметить, что выделение басегской серии в самостоятельную стратиграфическую единицу нельзя признать достаточно обоснованным. Не исключено, если учесть новые данные по стратиграфии осадочно-вулканогенных толщ басегской серии, что она, как считает автор, частично или даже полностью замещается отложениями серебрянской серии и таким образом является фациальным аналогом последней. Остается неясным возраст ослянской свиты басегской серии. Ее состав, стратиграфическое положение и соотношение с ниже- и вышележащими отложениями указывают на ее принадлежность к зильмердакской свите каратауской серии.

Таким образом, на Среднем Урале с учетом современной изученности стратиграфии эокембрийско-нижнекембрийских отложений к нижнему комплексу относится серебрянская серия и ее фациальный аналог басегская серия.

В восточной части Центральной зоны Среднего Урала (хребет Уральский) осадочно-вулканогенные толщи, выделенные по данным детального геологического картирования в составе колпаковской и шайтанской свит, по вещественному составу и стратиграфическому положению сопоставляются с нижним комплексом западных частей Центральной зоны (серебрянская и басегская серии).

На Северном Урале, в области сочленения Урала с Тиманом (Полудов Кряж), к отложениям эокембрия—нижнего кембрия относится чурочная серия в составе свит (снизу): усть-чурочинской, чурочинской, ильвовожской и кочешорской. Первые две свиты по литологическому составу, стратиграфическому положению и данным радиометрических определений их возраста коррелируются с отложениями косьвинской свиты (серебрянская серия) Среднего Урала.

В восточных районах Центральной зоны (хребет Уральский) осадочно-вулканогенные толщи (велсовская и чувальская свиты), залегающие стратиграфически выше ишеримской (зильмердакской) свиты, по составу и положению в разрезе принадлежат к нижнему комплексу и сопоставляются с отложениями западных частей Центральной зоны (серебрянская и басегская серии).

Вулканогенно-осадочные образования нижнего комплекса всех перечисленных выше серий и свит Южного и Среднего Урала, а также нижние две свиты чурочной серии Западной зоны Северного Урала представляют собой в формационном отношении флишоидно-молассоидные отложения (тиллитовидные конгломераты, терригенные отложения флишоидного типа). Накопление этих осадочных и осадочно-вулканогенных толщ происходило в условиях линейно вытянутых межгорных прогибов. Обломочный материал поступал в эти прогибы с внутренних поднятий, возникших в миньярскую (раннебайкальскую) эпоху складчатости (Ямантауское поднятие на Южном Урале, Басегское и дру-

гие — на Среднем Урале, местные островные поднятия), а также из восточных областей Русской платформы, где в связи с байкальскими движениями возникли глыбово-блоковые поднятия (платформенный орогенез). Осадконакопление в прогибах сопровождалось вулканической, местами интенсивной подводной и наземной деятельностью, а также внедрением ультрабазитов, габброидов и гранитоидов, образующих малые интрузии.

Ассоциации вулканитов межгорных прогибов по их формационной принадлежности относятся к заключительной (завершающей) стадии развития геосинклинали. Среди них выделяются формации: липарито-базальтовая (диабазо-порфировая), трахибазальтовая, щелочных ультраосновных базальтоидов и другие. Излияния относятся к трещинному типу, частью к вулканитам центрального типа. Выделяются экстрезивные, излившиеся, жерловые и другие фации вулканитов. Ультрабазиты, являющиеся производными базальтовой магмы, габбро, габбро-диабазы, гипабиссальные гранит-порфиры и щелочные сиенит-порфиры образуют обычно малые интрузии, интрузивные залежи и дайки. Отсутствует офиолитовая формация, типичная для эвгеосинклинальных областей.

Указанные прогибы располагались преимущественно в области Центральной зоны Южного и Среднего Урала и частично (нижняя часть чурочной серии) в Западной зоне, где вулканогенные породы неизвестны.

В соответствии с условиями осадконакопления (межгорные прогибы) вулканогенно-осадочные толщи нижнего комплекса (криволюкская, серебрянская и басегская серии) в восточных частях Русской платформы не установлены.

Верхний комплекс эокембрия (венда) — нижнего кембрия, налегающий с разрывом на отложения нижнего комплекса, распространен главным образом в Западной зоне. На Южном Урале к нему относится ашинская серия. Почти всеми исследователями вполне обоснованно южноуральская ашинская серия по фациальному составу отложений и стратиграфическому положению сопоставляется с ашинской серией Среднего Урала. Последняя после детального геологического картирования получила название сылвицкой серии. В ее составе выделены свиты (снизу): старопечинская, переволоцкая, чернокаменная и усть-сылвицкая. Если корреляция южноуральских и среднеуральских ашинских отложений в ранге серий не встречает возражений, то сопоставление по свитам, выделяемым в этих сериях, — дело будущих более детальных исследований.

На Северном Урале, на границе Урала с Тиманом, к ашинским (сылвицким) отложениям относятся две свиты (ильявожская и кочешорская) чурочной серии, что подтверждается сходным литологическим составом пород этих свит с ашинскими отложениями Южного и Среднего Урала. Сопоставление ильявожской и кочешорской свит с ашинской серией Южного и Среднего Урала основывается также на их одинаковом стратиграфическом положении и на данных радиометрических определений возраста глауконита в указанных отложениях (570 и 590 млн. лет для ашинской серии Южного Урала и 560, 590 и 620 млн. лет для ильявожской и кочешорской свит). Большинство исследователей ашинскую серию Южного и Среднего Урала и верхнебавлинскую серию восточной окраины Русской платформы относят к синхронным образованиям.

Отложения второго комплекса эокембрийско-нижекембрийских отложений имеют более широкое распространение и по сравнению с нижним комплексом уходят далеко в область Русской платформы. Некоторые исследователи сопоставляют ашинские отложения с валдайской серией (нижний комплекс соответственно с волынской серией)

западных частей Русской платформы. Наличие повсеместного перерыва на Урале между отложениями нижнего и верхнего комплексов обусловлено второй фазой байкальской складчатости. Связанный с этими движениями орогенез был слабее, и рельеф в области формирования отложений верхнего комплекса оказался менее контрастным по сравнению с горным рельефом, когда в межгорных прогибах накапливались осадочно-вулканогенные образования нижнего комплекса. По условиям образования осадочные и осадочно-вулканогенные толщи указанных комплексов принадлежат к орогенной формации, завершающей развитие байкальской геосинклинали Урала.

Нижняя и верхняя границы рассматриваемых орогенных отложений по радиометрическим данным определяются соответственно в 650—680 и 560 ± 10 млн. лет. В этой связи следует подчеркнуть, что приводимые отдельными исследователями радиометрические значения возраста (620—630 млн. лет) укских отложений (верхи миньярской свиты) нуждаются в уточнении, поскольку эти цифры противоречат геологическим данным и не согласуются с возрастом перекрывающих их с разрывом образований эокембрия—нижнего кембрия. Рубеж между нижним и верхним комплексом можно датировать условно возрастом 600 млн. лет, исходя из имеющихся значений возраста ашинских отложений. Радиометрические данные и расчленение орогенной формации байкалид Урала на нижний и верхний комплексы указывают, что ее формирование происходило в два этапа. Таким образом, байкальская геосинклиналь Урала закончила свое развитие в эокембрии—нижнем кембрии. Отсутствие на Урале, как упоминалось выше, среднего (или части среднего) кембрия связано с нижекаледонскими (салаирскими) движениями.

Крайне сложная и дискуссионная проблема границы кембрия и докембрия при отсутствии на уровне современных исследований четко установленной по биостратиграфическим данным нижней границы нижнего кембрия, не может решаться в настоящее время с необходимой надежностью. На Урале, учитывая приведенные выше геологические и радиометрические данные, граница между палеозоем и допалеозоем лежит на уровне 650 млн. лет (местами эта граница, по-видимому, опускается до рубежа 680 млн. лет) и соответственно с этим ее следует проводить в основании отложений нижнего комплекса эокембрия (венда)—нижнего кембрия.

Кембрийская система. На Урале палеонтологически охарактеризованные кембрийские отложения выделяются лишь в объеме ленского яруса нижнего кембрия и верхнего кембрия без уточнения его нижней границы. Нижнекембрийские (ленский ярус) отложения в составе тереклинской свиты установлены в Центральной зоне (Сакмарское поднятие и западная Приуралтауская часть зоны). По новым данным отложения нижнего кембрия тереклинского типа (но без фаунистической характеристики) установлены в восточной части той же зоны (хребет Урал-Тау в пределах Орского Урала). В Восточной зоне палеонтологически обоснованный нижний кембрий впервые выделен здесь Н. Ф. Мамаевым в разрезе по р. Санарке. В Центральной и Восточной зонах фаунистически доказанные отложения нижнего кембрия представлены фациально близкими разрезами, сложенными осадочно-вулканогенными толщами (диабазы, диабазовые порфириты, туфы, туффиты, кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники, аргиллиты и алевролиты). Этим толщам подчинены линзы и пропластки известняков, содержащих остатки археоциат и нитчатых водорослей. В центральноуральском и восточноуральском разрезах комплекс археоциат, по последним определениям И. Т. Журавлевой, аналогичен археоциа-

там санаштыгольского горизонта Алтае-Саянской области, что по времени приблизительно соответствует низам ленского яруса. Таким образом, корреляция обоих разрезов основывается не только на фациальном сходстве отложений, но и на совершенно надежных палеонтологических данных. Для выделяемого ленского яруса нижняя и верхняя границы остаются пока недостаточно изученными.

Верхний отдел кембрия (слои с *Billingsella akbulakensis* Andr.), сложенный кремнистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами, установлен в Приуралтауской части и в Урал-Тау Центральной зоны. Здесь положение нижней границы верхнекембрийских отложений остается пока неопределенным, что, по-видимому, связано с выпадением из разреза среднего кембрия. В стратиграфической схеме Урала положение верхней границы кембрийской системы принято условно. В Центральной зоне, в ее южных частях, она проходит по верхней границе акайской свиты (слои с *Billingsella akbulakensis*). Севернее, в восточной части Центральной зоны и ее Приуралтауской подзоне, намечаются литологически однотипный характер разреза и согласное залегание фаунистически охарактеризованных отложений нижнего ордовика и верхнего кембрия (песчанико-сланцевая толща с *Billingsella akbulakensis* по р. Бявье и около пос. Молоканского), и здесь, по-видимому, граница между ордовиком и кембрием проходит внутри литологически сходных толщ. В Восточной зоне палеонтологически доказанный верхний кембрий пока неизвестен.

Изложенные выше выводы и соображения о корреляции отложений докембрия, эокембрия (венда)—нижнего кембрия и кембрия подлежат уточнению в процессе дальнейших геологических исследований.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Отложения ордовикской системы имеют широкое распространение на Урале, характеризуются большим разнообразием фаций и сложным строением разрезов (табл. 8*). На западном склоне они известны на протяжении от Полярного до Южного Урала. На восточном склоне ордовик также, по-видимому, весьма широко распространен, но фаунистическое подтверждение он имеет лишь в ограниченном числе разрезов. Состояние изученности системы на описываемой территории Урала позволяет выделить в ней лишь отделы или их смежные части.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Открытие фаунистически охарактеризованного ордовика (нижнего силура) на западном склоне Среднего Урала относится к периоду, когда Д. В. Наливкиным (1929, 1930) была установлена на Урале силурийская фауна. Фауна ордовика была обнаружена на р. Косье выше устья Тыпыла (Иорданский, 1930), на р. Усьве и ее притоке Язе, в районе г. Нижние Серги (Нейман-Пермякова, 1931, 1940). Наряду с установлением ордовика А. Э. Ульмером впервые на Урале было показано несогласное залегание его на более древних, доордовикских отложениях.

На р. Улс (бассейн Вишеры) ордовикская фауна была собрана и параллелизована с карадоком Северной Америки А. Н. Ивановым и Е. И. Мягковой (1950а). Этими исследователями была разработана первая сводная стратиграфическая схема ордовика западного склона Среднего Урала, а также дано первое систематическое описание комплекса фауны из ордовикских отложений (1950б). В своих работах А. Н. Иванов и Е. И. Мягкова отрицали наличие на западном склоне Среднего Урала отложений древнее ордовика.

А. И. Олли (1948), давая критическую оценку взглядам А. Н. Иванова, отмечал, что основной ошибкой его является неправильная синхронизация фаунистически охарактеризованных сланцевых толщ восточной зоны со сланцевыми отложениями более западной зоны. Эта синхронизация привела к тому, что в составе ордовика оказались и более древние доордовикские толщи. К основанию разреза ордовика А. И. Олли отнес ашинскую свиту. По его новым данным ордовик на р. Усьве перекрывается доломитами с фауной ландоверийского яруса.

В бассейне р. Койвы ордовик был установлен по данным В. Б. Казенного и С. А. Годована, а позднее стратиграфией ордовика там же занимался А. А. Кухаренко. Последний разделял мнение А. Н. Иванова об отсутствии на западном склоне Среднего Урала отложений древнее ордовика, но предложенная им схема стратиграфии ордовика оказалась почти обратной схеме А. Н. Иванова.

Большие успехи в изучении ордовикской системы сделаны П. М. Есиповым, К. А. Львовым и К. П. Евсеевым. Этими авторами в Вишерском крае был установлен несогласный контакт ордовика с подстилающими образованиями и согласный с покрывающими, причем, по аналогии с Приполярным Уралом, дано трехчленное деление его с выделением тельпосской свиты конгломератов и песчаников, хыдейской свиты сланцев и известняков и шугорской свиты известняков и доломитов. В восточных разрезах П. М. Есиповым выделена еще билимбаевская свита вулканогенных пород, которая к западу фациально замещается терригенной тельпосской свитой. К. А. Львовым к ордовикской системе отнесены развитые на западе песчано-сланцевые образования ашинской свиты и нижней части косвинской. Трехчленное деление ордовика, предложенное П. М. Есиповым и К. А. Львовым, получило почти всеобщее признание. При последующих геологических съемках, выполненных С. В. Младших (1959, 1963), В. В. Поповым, А. М. Курбацким, эта схема детализировалась и уточнялась. В процессе геологических съемок изучением ордовика занимались также А. И. Кротов, Г. Н. Папулов, Г. А. Смирнов, В. Г. Варганов, Ф. Я. Власов и др. Значительный вклад в изучение ордовика сделан палеонтологами Т. Н. Алиховой, В. А. Востоковой, В. С. Милицинной, Е. А. Модзалевской, В. П. Нехорошевым, Б. С. Соколовым и др. В последние годы начаты специальные тематические работы по изучению ордовика на западном склоне Урала. В частности, Н. Я. Анцыгиным, Н. Ф. Петровым и В. А. Наседкиной сделано обобщение всех материалов по фаунистической характеристике досилурийских отложений южной части западного склона Среднего Урала и начато систематическое изучение брахиопод и трилобитов.

Ордовикские отложения описываемого региона простираются в субмеридиональном направлении от верховий Вишеры на севере до верховий Уфы на юге. По своему литологическому составу ордовик разделяется на две фациальные зоны — западную и восточную. Ордовик западной фациальной зоны, именуемой в общеуральской схеме Бельско-Елецкой, представлен существенно осадочными конгломерато-песчано-сланцевыми и карбонатными толщами. В восточной фациальной зоне, соответствующей Сакмаро-Лемвинской зоне общеуральской схемы, ордовик в основном вулканогенно-осадочный. В современной структуре Урала отложения западной фациальной зоны слагают западное крыло Уловско-Койвинского синклинория, а вулканогенно-осадочные толщи восточной зоны участвуют в строении центральной метаморфической полосы и западного крыла Тагильского синклинория.

Как в западной, так и в восточной фациальных зонах выделяются все три отдела ордовика. В пределах западной зоны, по данным наб-

людений П. М. Есипова (1953) на водоразделе Цепела и Пели, К. А. Львова на р. Улсе, а также С. В. Младших (1963) на р. Усьве, ордовик залегает со стратиграфическим и угловым несогласием на более древних породах. В восточной зоне несогласного залегания ордовика не отмечалось и несогласный характер контакта обычно предполагается по аналогии с западной зоной. В этой зоне могут быть и согласные соотношения нижнего ордовика и верхнего кембрия. Нижняя граница трансгрессивно залегающих отложений не проходит по подошве нижнего ордовика, а является скользящей по отношению к возрастным интервалам. В западной, окраинной части западной фациальной зоны она проходит выше верхней границы нижнего ордовика (р. Рассоха), а в восточной зоне она опускается ниже границы ордовикской системы (р. Козя). Верхняя граница ордовика с покрывающими ландоверийскими отложениями согласная.

Нижний отдел

Западная (Бельско-Елецкая) фациальная зона. В западной зоне нижний отдел представлен в основном терригенной толщей, именуемой П. М. Есиповым и К. А. Львовым тельпосской свитой¹. Наиболее полный разрез этой толщи имеется на р. Улс, выше пос. Двдцатки. Здесь на неровной поверхности гнейсовидных слюдястых кварцитовидных песчаников и сланцев несогласно залегают базальные конгломераты мощностью до 2,0 м. По составу они полимиктовые и состоят из перетолженных подстилающих пород. В порядке убывания в конгломератах содержатся обломки жильного кварца, метаморфизованной эффузивной породы, кварцитовидного слюдястого песчаника, слюдясто-кварцево-гематитового сланца. Обломочный материал слабо окатан или не окатан, по величине не отсортирован, отдельные валуны и отторженцы достигают 0,5 м. Заполняющее вещество состоит из разнозернистых мелких обломков — продуктов размыва подстилающих пород, а цемент — из тонкого агрегата кварца, серицита и гематита. Выше лежат мономиктовые существенно кварцевые конгломераты, которые вверх по разрезу постепенно сменяются мелко- и редкогалечниковыми разновидностями, чередующимися с песчаниками. Верхнюю часть терригенной толщи слагают карбонатсодержащие песчаники с подчиненными прослоями гравелитов и серицито-кварцевых сланцев, также карбонатсодержащих. В этой части разреза содержатся членики криноидей и гастроподы, обнаруженные впервые П. М. Есиповым. Из его сборов Т. Н. Алиховой определена *Raphistoma* sp., известная с верхов нижнего ордовика.

На р. Косьве ниже устья Каменки к тельпосской свите нижнего ордовика К. А. Львовым отнесена толща переслаивающихся конгломератов и известковистых песчаников. В основании толщи залегают базальные слои — полимиктовые конгломераты мощностью 6,5 м. В верхней части толщи содержатся членики криноидей и отпечатки брахиопод. Из сборов К. А. Львова определена *Lycophoria* sp., характерная для самых верхов нижнего и низов среднего ордовика. Эта же терригенная толща обнажена на Чердынском Камне, горе Остром Туре и горе Дикарь.

На р. Усьве в составе тельпосской свиты, по данным С. В. Младших, выделяются следующие пачки:

¹ В унифицированной региональной стратиграфической схеме (табл. 8*) — тельпосский горизонт.

1. Серые мелкогалечниковые конгломераты	0,1—0,15 м
2. Более крупногалечниковые (по сравнению с первым слоем) светло-серые и серые кварцевые конгломераты . . .	0,5—0,7 „
3. Кварцевые конгломераты, гравелиты и кварцито-пес- чаники	10—20 „
4. Серые, реже темно-серые, местами слабоизвестковит- стые кварцито-песчаники с прослойками песчанистых сланцев	20—80 „

В возрастном отношении приведенный выше разрез отнесен к нижнему ордовику, но верхняя часть его может отвечать и среднему ордовику.

В бассейне р. Койвы и южнее, на реках Серебрянке и Межевой Утке, тельпосская свита прослеживается не повсеместно и выделяется условно, по положению в разрезе и литологическим признакам.

В районе Билимбая аналогом тельпосской свиты является толща песчаников, чередующихся со сланцами, в основании содержащая мелкогалечниковые кварцевые конгломераты и гравелиты мощностью до 3 м. На склонах горы Липовой эта толща перекрывает подстилающие образования с востока, юга и запада, т. е. периклинально обрамляет южное окончание Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория (Вишерско-Чусовского антиклинория). Вскрытый контакт с подстилающими породами несогласный.

Мощность отложений нижнего ордовика в западной фациальной зоне незначительная и колеблется от 2—3 (р. Улс, в районе устья Крестовки) до 250 м (р. Косьва, ниже устья Каменки).

Восточная (Сакмаро-Лемвинская) фациальная зона. Нижний ордовик в восточной фациальной зоне характеризуется заметным увеличением мощностей и присутствием наряду с осадочными вулканогенных пород.

В Вишерском крае наиболее представительный разрез имеется на горе Кир-Камень. В уступах западного склона горы вскрыта толща переслаивающихся между собой конгломератов, гравелитов, песчаников, серицито-хлорито-кварцевых сланцев и вулканогенных сланцев. Мощность толщи 300 м; мощность прослоев от 1—3 до 20—25 м. Среди конгломератов по крупности обломочного материала выделяются валунные, крупно-, средне- и мелкогалечниковые ранзовидности. При этом крупнообломочные конгломераты по составу полимиктовые (кварц, разнообразные кварциты, роговики, сланцы, филлиты и эффузивы), а мелкообломочные конгломераты и гравелиты — существенно кварцевые. Конгломератовая толща на Кир-Камне П. М. Есиповым и К. А. Львовым отнесена к тельпосской свите. Подобные образования развиты на хребтах Тульский Камень, Шудья-Пендыш и др. Южнее они известны на р. Кутиме, Антипином Гребне, р. Лямпе и т. д.

По данным П. М. Есипова, в районе гор Чувалки и Кирсар к нижнему ордовику кроме конгломератов тельпосской свиты относится толща зеленых вулканогенных сланцев с маломощными пачками конгломератов и залегающие выше песчаники с *Orthis sp.*

Нижний ордовик восточной фациальной зоны прослеживается на юг до широты р. Большой Косьвы, где он представлен песчано-сланцевой толщей с редкими прослоями конгломератов.

На юге, в Бардымо-Билимбаевском районе, к нижнему ордовику П. М. Есиповым и Г. А. Смирновым (1956) отнесена шунутская свита переслаивающихся кварцитовых конгломератов, кварцевых и кварцитовидных, частью аркозовых песчаников и серицито-хлорито-кварцевых сланцев (горы Шунут, Липовая, Рассольная, Сокол и др.). По своему строению шунутская свита близка конгломератовой толще Кир-Камня, но отличается от последней более однообразным составом обломочного материала. Наряду с шунутскими конгломератами к нижнему ордовику

относится еще довольно мощная песчано-сланцевая козинская свита. Конгломераты в этой свите имеют подчиненное значение. Прослой их маломощны и редки. От шунутских отличаются более полимиктовым составом (кварциты, кварц, сланцы, эффузивы). В составе козинской свиты в виде прослоев содержатся зеленые вулканогенные сланцы. Нижнеордовикский возраст свиты устанавливается по присутствию в песчаниках р. Кози *Tritoechia lermontovae* (Lessn.) (определение О. Н. Андреевой). Н. Ф. Петровым найдены *Tritoechia kodymi* Navl., *Porambonites* (?) sp. Шунутская и козинская свиты представляются в схеме как разные фациальные типы образований в нижнем ордовике.

Мощность нижнеордовикских отложений восточной фациальной зоны 300—500 м.

Средний отдел

Границы среднего и нижнего, а также среднего и верхнего отделов ордовика нечеткие из-за слабой фаунистической охарактеризованности отложений и слабой изученности комплексов фаун. В то же время для стратиграфического расчленения литологические различия могут применяться в ограниченных случаях, так как границы литологически одинаковых толщ являются скользящими во времени.

Западная (Бельско-Елецкая) фациальная зона. Средний ордовик в этой зоне представлен глинисто-известковыми образованиями. В западной окраинной части зоны к среднему отделу относятся и терригенные образования.

В Вишерском крае на р. Рассохе разрез ордовика начинается пачкой (мощностью 4,4 м) базальных грубообломочных полимиктовых конгломератов, состоящих из обломков подстилающих пород. Конгломераты сменяются алеврито-глинистыми, песчанистыми и известково-глинистыми сланцами со среднеордовикскими органическими остатками. Из них Н. Я. Анцыгиным и Н. Ф. Петровым определены *Strophomena* ex gr. *dignata* Fenton, *Rhynchotrema* sp., *Rafinesquina* (?) sp., *Leptaena* (?) sp., *Calliops* sp., *Asaphus* (*Neoasaphus*) sp. Выше залегают темно-серые глинистые известняки с обильными *Asaphus* (*Neoasaphus*) *nieszkowskii* Schm. Еще выше лежат плитчатые известняки с прослоями сланцеватых глинистых известняков со *Stenoporeia* cf. *avus* Holm. В верхней части этой пачки появляются обильные кораллы.

Приведенный разрез, начиная от базальных конгломератов, по фаунистическим данным отвечает среднему ордовика. К. А. Львовым конгломераты из этого разреза отнесены к тельпосской свите, сланцы — к хыдейской, а верхняя карбонатная часть разреза — к щугорской свите. В карбонатной части разреза присутствуют *Actinoceras* sp., *Rhindictya mutabilis* Ulr., *Chasmops* sp.

Разрез на р. Рассохе относится к западному крылу Кваркушского антиклинала. В периклиальной части этой структуры на р. Улсе у пос. Двадцатки средний ордовик представлен в основании светло-серыми песчанистыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами. Выше залегают темно-серые глинистые известняки с подчиненными прослойками известково-глинистых и глинистых сланцев со *Strophomenidae*, *Stenoporeia* sp. К. А. Львовым из этой части карбонатного разреза описаны *Asaphus* sp., *Chasmops* sp.

В восточном крыле Кваркушского антиклинала по р. Улсу у устья Ляпмы и в нижнем течении р. Ляпмы средний ордовик представлен в основном доломитами с гастроподами. В. А. Востоковой из сборов В. В. Попова определены среднеордовикские *Maclurites* aff. *crassa* var. *macra* U. et S., *Lophospira* cf. *bicinata* (Hall).

В Косьвинском разрезе, в районе устья р. Каменки, к среднему отделу относятся верхняя часть терригенной толщи — известковистые песчаники, участками косослоистые, с прослоями гравелитов и песчанистых известняков с гастроподами, наутилоидеями, брахиоподами, криноидеями и залегающие выше известково-глинистые сланцы с прослойками глинистых известняков. В сланцах и известняках содержатся *Rhinidictya mutabilis* Ulr., *Orthis* sp., *Strophomena* sp. Верхняя часть среднего ордовика слагается темно-серыми глинистыми известняками, выступающими на р. Косье у устья Тыпыла. По данным Н. Н. Иорданского, А. Н. Иванова, Е. И. Мягковой, К. А. Львова, в этих известняках содержатся: *Calapoecia kosvaensis* Ivan., *C. borealis* Whit., *Tetradium ivanovi* Sok., *Rhinidictya mutabilis* Ulr., *Vellamo oandoenis* Ор., *Rafinesquina trentonensis* (Conr.), *Triplesia insularis* (Eichw.), *Asaphus* aff. *nieszkowski* Schm., *Chasmops* sp. и др.

Южнее, в бассейне р. Усьвы, среднеордовикские отложения несколько отличаются как литологически, так и по составу фауны. С. В. Младших они описаны в составе нижнещугорской подсвиты, залегающей непосредственно на тельпосской свите, и подразделены на ряд пачек (снизу вверх):

1. Черные известково-глинистые сланцы, песчанистые известняки и глинистые сланцы	15—20 м
2. Темно-серые песчано-глинистые сланцы	10—15 „
3. Черные мергелеподобные сланцы	5—10 „
4. Филлитизированные глинистые сланцы с прослоями известковистых сланцев	40—50 „
5. Черные песчано-глинистые известняки	30—40 „
6. Черные слабоуглистые сланцы и известняки	40—45 „
7. Темно-серые песчано-глинистые известняки с прослойками сланцев	100—120 „

Для этих отложений характерно почти повсеместное распространение мшанок. В отдельных прослоях содержатся обильные брахиоподы, криноиды и цистоиды. Из сборов А. Э. Ульмера, А. И. Олли, А. Н. Иванова и Е. И. Мягковой, А. И. Кротова, К. А. Львова, С. В. Младших были определены: *Trocholites ammoius* Conr., *Diplotrypa petropolitana* (Nich.), *D. westoni* Ulr., *D. monoliformis* var. *argutus* Astr., *Mesotrypa* sp., *Platystrophia usvaensis* Ivan., *Orthis sarmentosa* M'Coу, *O. subplicatella* Reed, *Minororthis nalivkini* Ivan., *Sowerbyella sericea* (Sow.), *Leptelloidea leptelloides* Bekker, *Christiania subquadrata* (Hall), *Asaphus* sp., *Pentagonopentagonalis nuicostata* Yelt., *Corylocrinus ollii* Jak.

В Промысловском районе (бассейн р. Койвы) средний ордовик характеризуется развитием двух различных типов осадков (Н. Я. Анцыгин, Н. Ф. Петров, В. А. Наседкина). Первый из них (разрез р. Тискоса) в стратиграфической последовательности представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Филлиты, глинисто-карбонатные сланцы и темно-серые глинистые известняки	не более 10 м
2. Черные мелкозернистые глинистые доломиты с <i>Lichenaria cloudi</i> Bassl., <i>Platystrophia usvaensis</i> Ivan., <i>Strophomena</i> aff. <i>grandis</i> (Sow.), <i>S.</i> aff. <i>filitexta</i> Hall, <i>S.</i> ex gr. <i>dignata</i> Fenton, <i>Stenoporeia avus</i> Holm., <i>Conolichas periwai</i> Warb., <i>Calliops</i> aff. <i>antecavatus</i> Ulr. et Delo, <i>Ceraurinus icarus</i> (Bill.), <i>Ceraurinella bififormis</i> (Max.)	7—12 „
3. Темно-серые глинистые известняки с <i>Pentagonocyclicus</i> cf. <i>flabellatus</i> Yelt., <i>P. apertus</i> Yelt.	70—75 „
4. Темно-серые и серые глинистые доломиты с кораллами, мшанками, брахиоподами и другой органикой	7,3 „

5. Темно-серые глинистые известняки с *Nictopora nichol-soni* Rad. var. *uralica* Sok., *Calapoecia canadensis* Bill., *Asaphus* (*Neasaphus*) *nieszkowskii* mut. *kegelensis* Schm., *Conolichas* aff. *melmerbiensis* (Reed) 55—60 „

Приведенный разрез относится к верхней части среднего отдела. Подстилающие отложения — серицито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями светло-серых мраморов, по-видимому, отвечают нижней части отдела.

Второй тип разреза (окрестности пос. Промыслы) представлен серицито-карбонатными сланцами с прослоями светло-серых мраморизованных известняков и в меньшей мере темно-серых известняков. В мраморизованных известняках содержатся: *Dianulites petropolitanus* (Dub.), *Trigonocyclicus waselemmaensis* Yelt., *Pentagonocyclicus* ex gr. *flabellatus* Yelt., *P.* ex gr. *trigonophorus* Yelt., *P.* ex gr. *biplex* (Eichw.), *Reteocrinus* ex gr. *alveolatus* Mill. et Jor., *Hemicosmites* sp. Мощность этих отложений до 200 м.

Подобный разрез среднего ордовика с перерывами прослеживается южнее, в район верхнего течения рек Серебрянки и Межевой Утки. В мраморах р. Серебрянки Ю. Д. Смирновым найден *Pentagonocyclicus laticanalis* Yelt. среднеордовикского возраста (определение Р. С. Елтышевой), а на Межевой Утке из сборов Н. Ф. Петрова определен *Pentagonopentagonalis* ex gr. *kalgynensis* Yelt. На р. Шайтанке, притоке Межевой Утки, у пос. Метелев Лог из мраморизованных известняков А. А. Кухаренко приводит *Roubidouxia* cf. *depressa* Butts ниже-среднеордовикского возраста.

В Билимбаевском районе среднему ордовика соответствует залегающая на песчаниках нижняя часть толщи глинистых и карбонатно-глинистых сланцев с прослоями известняков.

Мощность отложений среднего отдела в западной фациальной зоне от 50 (р. Рассоха) до 300 м и более (р. Косьва).

Восточная (Сакмаро-Лемвинская) фациальная зона. В этой зоне в среднем ордовике наряду с песчано-глинистыми и карбонатными отложениями заметное место занимают углисто-кремнистые, кремнистые и вулканогенные образования.

В бассейне Вишеры, на р. Кутиме, терригенные породы нижнего ордовика, по данным К. А. Львова и П. М. Есипова, перекрываются карбонатно-сланцевой толщей, представленной переслаиванием серых и буроватых известняков, известковистых сланцев и филлитизированных глинистых известняков. Выше эта толща сменяется доломитами с *Tetradium* ex gr. *cellulosum* (Hall), *T. solum* Ivan. и члениками криноидей. Кораллы, по заключению Б. С. Соколова и А. Н. Иванова, характерны для среднего ордовика.

Наиболее полно сланцево-карбонатная толща была вскрыта при разведочных работах на Чувальских рудниках. Здесь она была описана П. М. Есиповым под названием чувальской свиты. В известняках свиты содержатся членики криноидей.

В разрезе р. Лямы, притока Улса, можно видеть, что переход от нижележащей терригенной толщи в карбонатно-сланцевую постепенный.

На Кир-Камне терригенная тельпосская свита нижнего ордовика согласно перекрывается существенно сланцевой толщей, образованной филлитовидными серицито-хлорито-кварцевыми и кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами с прослоями и пачками гематитсодержащих сланцев и туффигов. Мощность толщи 200—250 м. Еще выше залегают переслаивающиеся между собой кварцево-альбито-хлоритовые карбонатизированные сланцы, метаморфизованные порфиритоиды, фил-

литовидные хлорито-серицито-кварцевые сланцы с подчиненными прослоями альбито-кварцево-карбонатных пород. Мощность их более 100 м.

На реках Большой Косье и Тылае среднему ордовику в западных разрезах отвечают филлитовидные серицито-хлорито-кварцевые сланцы с пачками гематитсодержащих сланцев и прослоями кварцево-карбонатных пород и известняков. Из прослоев известняков на р. Тылай у притока Омутошной Г. Н. Папуловым указывается *Solenophyllum* sp.

В более восточных разрезах этих рек средний ордовик представлен переслаивающимися между собой серицито-хлорито-кварцевыми, углистыми, кремнисто-углистыми, кремнистыми, туффитовыми сланцами, туффитовыми обломочными породами с прослоями известняков и зелеными вулканогенными сланцами, часто карбонатизированными. В прослоях мраморизованных известняков на р. Большой Косье, в 900 м выше устья Малой Косьвы, содержатся *Pentagonpentagonales apertus* Yelt. (определение В. С. Милициной). Эта метаморфическая толща входит в состав центральной метаморфической полосы Урала, отчетливо прослеживающейся к югу. На р. Пальничной (бассейн Усьвы) в прослоях мраморизованных известняков толщи содержатся: *Dalmannella* sp., *Pentagonopentagonalis* cf. *flabellatus* Yelt., *P.* cf. *privus* Yelt., *P. apertus* Yelt., *P.* aff. *kolitschanensis* Yelt., *P.* ex gr. *fragosus* Yelt., *Pentagonocyclicus multifidus* Yelt., *P.* cf. *trigonophorus* Yelt., *P.* ex gr. *inaequalis* Yelt., *Trigonocyclicus* cf. *wasalemmaensis* Yelt., *Reteocrinus* aff. *alveolatus* M. et J., *Sokolovicrinus* sp., *Hemicosmites* sp. (сборы Г. И. Енцова, С. В. Младших и Г. Б. Зайцева). Приведенная фауна, по заключению В. С. Милициной, свидетельствует о среднеордовикском возрасте вмещающих пород.

Среднеордовикские образования широкое распространение имеют в Бардымо-Билимбаевском фациальном районе. Здесь в составе восточной фациальной зоны выделяются три фациальные подзоны.

Западная фациальная подзона развита в пределах Бардымского хребта и Коноваловского Увала (центральная часть Уфимского амфитеатра) и представлена эффузивными диабазами и диабазовыми порфиритами, спилитами, туфовыми и туффитовыми породами (конгломератами, песчаниками, алевролитами, сланцами), кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, известняками и кремнистыми породами (фтанитами, глинисто-кремнистыми и углисто-глинисто-кремнистыми сланцами). Весь этот комплекс пород О. Ф. Нейман (1931а) объединила в бардымскую свиту с подразделением ее на три толщи (снизу вверх): роговико-кремнистую, глинистую и туфосланцевую. На основании найденных и определенных ею органических остатков свита была отнесена к карадоку. О. Ф. Нейман подчеркивала условность подразделений внутри свиты, так как сложная тектоника и разнообразие фаций не позволяют установить точные стратиграфические подразделения. При последующем изучении бардымской свиты П. М. Есинов и Г. А. Смирнов подразделили ее на две толщи. Нижняя — вулканогенно-осадочная толща датируется как средний и верхний ордовик, а верхняя — кремнистая, по находкам граптолитов, является силурийской.

Фаунистически охарактеризованные среднеордовикские (нижне- и среднекарадокские) образования бардымской свиты представлены туффитовыми конгломератами, песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями кремнистых сланцев и известняков и покровами диабазов и спилитов. В песчаниках и известняках, по данным Н. А. Анцыгина, Н. Ф. Петрова и В. А. Наседкиной, содержатся:

конодонты — *Pygodus* aff. *anserinus* Lam. et Lin., *Distacodus* sp., *Amorphognathus ordovicus* Branson et Mehl, *Ambalodus* sp.; мшанки — *Mesotrypa* sp., *Diplotrypa* cf. *moniliformis* Bassl.; брахиоподы — *Platystrophia lynx* Eichw., *Pl.* aff. *quadriplicata* Alieh., *Clitambonites* sp., *Kullervo intacta* Opik, *Leptellina* sp., *Playfairia* (?) sp.; трилобиты — *Estoniops panderi* (Eichw.), *E. laevigatus* (Schm.), *Conolichas peri* Warb., *Flexicalymena acantha* Bancr., *Fl. cobboldi* Dean, *Atractopyge dentata* (Esm.), *A. gracilis* Nicol., *Platilichas laxatus* (M'Cooy), *Stenoporeia* sp., *Bronteopsis* sp., *Remopleurides* sp.; остракоды — *Tvaerenella* sp., *Steusloffina* cf. *ulrichi* Teich., *St.* sp., *Leperditella* sp., *Hesslandella* sp., *Arcuaria* aff. *sineclivula* Neck., *Longiscula parrectis* Neck., *Monoceratella* sp., *Sigmoboldina* sp.; криноидеи — *Trigonocyclicus* cf. *wasalemmaensis* Yelt., *Pentagonopentagonalis* ex gr. *kalitschanensis* Yelt., *P.* ex gr. *apertus* Yelt., *P.* ex gr. *flabellatus* Yelt., *Cyclocyclicus* sp., *Hemicosmites* sp. и др.

К востоку от площади распространения бардымской свиты, уже в западной части центральной метаморфической полосы, выделяется вторая фаціальная подзона, характеризующаяся развитием метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований малыгинской свиты. В стратотипическом разрезе на р. Серге, в районе устья правого притока — р. Малыгиной и нижнем течении этого притока, малыгинская свита представлена переслаивающимися кварцевыми песчаниками, карбонатно-кварцевыми и кварцево-карбонатными породами, серицито-кварцевыми и серицито-хлорито-карбонатными сланцами, известняками и вулканогенными сланцами, образованными по основным и кислым эффузивам. В сланцах и известняках содержатся *Homotrypa* sp., *Diplotrypa* cf. *moniliformis* Bassl., *Lingula* sp. и многочисленные плохо сохранившиеся ортиды и криноидеи. Н. Я. Анцыгиным, Н. Ф. Петровым и В. А. Наседкиной отсюда приводятся *Monticulipora* sp., *M.* aff. *dagoensis* Modz., *Hemiphragma* sp., *Diplotrypa petropolitana macropora* Modz., *D.* sp., *Hallopora* sp., а в прослоях известняков на р. Коже — *Trigonocyclicus* cf. *wasalemmaensis* Yelt., *Pentagonocyclicus* cf. *jevensis* Yelt. Мощность малыгинской свиты 360—400 м.

Третья фаціальная подзона, развитая в восточной части центральной метаморфической полосы, характеризуется развитием существенно вулканогенных образований. К среднему отделу ордовикской системы в этой подзоне условно отнесена нижняя часть вийской свиты, представленной в разной мере метаморфизованными основными эффузивами и их туфами с подчиненными прослоями парасланцев.

Мощность среднего ордовика восточной фаціальной зоны 250—500 м.

Верхний отдел

Западная (Бельско-Елецкая) фаціальная зона. Верхний ордовик в западной зоне представлен известняками и доломитами. Подчиненное значение имеют кварцевые, частью известковистые песчаники.

В Вишерском крае на р. Рассохе верхний ордовик в основном известняковый. Внизу залегает толща темно-серых слоистых глинистых известняков с маломощными прослойками глинистых сланцев и с многочисленными органическими остатками. По преобладанию тех или иных окаменелостей в стратиграфической последовательности в толще выделяются слои трилобито-остракодовых, брахиоподовых, онколитовых и мшанковых известняков. Из этой толщи определены: *Vellamo wesenbergensis* (Pahlen), *Triplesia* sp., *Zygospira* sp., *Calliops* aff. *taimyricus* Balash., *Calliops* sp., *Isotelus* sp., *Asaphidae*

(определения Н. Ф. Петрова и Н. Я. Анцыгина). Мощность толщи 58—60 м. Выше залегает толща темно-серых плитчатослоистых известняков также с обильными органическими остатками. Здесь выделяются слои брахиоподо-трилобитовых, кораллово-строматопоровых известняков и известняков с многочисленными губками (?) и моллюсками. Отсюда определены *Triplesia* cf. *krotovi* (Tschern.), *Tr. ex gr. cuspidata* Clarke, *Rafinesquina*(?) sp., *Isotelus* sp. Мощность 29—30 м. Самую верхнюю часть обнаженного разреза на р. Рассохе слагают темно-серые кристаллические доломиты со строматопороидеями и табулятами; мощность более 7 м.

В разрезе р. Улса у пос. Двадцатки верхний ордовик в основном доломитовый. Лишь в нижней части его имеются темно-серые глинистые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев и доломитов. Из этой части разреза определены: *Opikina*(?) sp., *Triplesia krotovi* Tschern., *Tr. ex gr. cuspidata* Clarke, *Calliops* sp., *Neosaphus* sp. По-видимому, также отсюда приводятся списки фауны в работах А. Н. Иванова, Г. Н. Папулова, П. М. Есипова, К. А. Львова: *Actinoceras* sp., *Monotrypa* aff. *iewensis* Bass., *Triplesia insularis* Eichw., *Asaphus* sp., *Chasmops* sp. и др. Мощность известняков 30 м. Известняки постепенно, через пачку переслаивания, сменяются довольно мощной толщей темно-серых массивных и грубослоистых кристаллических доломитов и обломочных брекчиевидных доломитов с перекристаллизованными водорослями, брахиоподами — *Triplesia* sp., криноидеями и другой органикой. Выше доломиты становятся более темными, битуминозными и слоистыми. Отдельные прослои доломитов выполнены «червячковыми» образованиями. Наряду с ними в доломитах содержатся водоросли, гастроподы, головоногие, брахиоподы — *Catazyga* (?) sp., криноидеи. В самых верхах разреза среди кристаллических доломитов появляются прослои глинистых доломитов и темно-серых глинистых известняков с *Tetradium* sp., брахиоподами и криноидеями. Мощность доломитовой толщи 190—200 м.

На р. Лямпе (приток р. Улса) разрез от среднего ордовика до силура включительно доломитовый.

В бассейне р. Косьвы верхний отдел ордовика в своей нижней части представлен темно-серыми глинистыми известняками с богатым комплексом фауны. А. Н. Ивановым из этих известняков описаны: *Tetradium nodosum* Ivan., *Palaeohalysites escharoides* (Lam.), *Calapoecia canadensis* Bill., *Triplesia krotovi* (Tschern.) и др. Верхняя часть отдела в восточных разрезах (р. Косьва) характеризуется развитием довольно мощных темно-серых кристаллических, иногда обломочных доломитов. Отдельные прослои доломитов, особенно в нижней части, переполнены перекристаллизованными органическими остатками. В самых верхах разреза темно-серые доломиты постепенно сменяются серыми глинистыми разновидностями и доломитизированными известняками. В западных разрезах (р. Тыпыл) верхняя часть ордовика представлена темно-серыми глинистыми, иногда афанитовыми плитчатослоистыми известняками с подчиненными им пачками доломитов и песчаников, частью известковистых. Песчаники не завершают разрез ордовика, как это понималось ранее, а залегают внутри него. Мощность их более 8—10 м. По данным А. Н. Иванова, в известняках содержится: *Tetradium nodosum* Ivan., *Streptelasma corniculum* Hall., *Dybowskia prima* Wedek., *Vellamo verneuilii* (Eichw.), *Catazyga anticostiensis* (Bill.) и другие формы.

В усьвинском разрезе в верхнем ордовике развиты преимущественно темно-серые песчано-глинистые и глинистые известняки, содержащие, по данным А. И. Кротова, П. М. Есипова, С. В. Младших,

Tetradium sp., *Palaeofavosites argutus* Iv an., *Dalmanella* sp. В верхней части разреза темно-серые глинистые известняки переслаиваются с серыми и светло-серыми известняками, доломитизированными известняками и доломитами. В этой части разреза, по данным А. А. Кухаренко, содержатся: *Alveolites* sp., *Favosites* sp., *Palaeofavosites* cf. *simplex* Tschern., *Helisites* sp., *Plasmoporella* ex gr. *convexotabulata* Kiaer и др. С. В. Младших указывает, что в бассейне Усьвы в верхнем ордовике среди карбонатных пород имеются пласты серых кварцитовидных песчаников. Мощность верхнего ордовика на р. Усьве составляет около 150 м.

В Промысловском районе верхнеордовикские отложения широко развиты. По новым данным Н. Я. Анцыгина, Н. Ф. Петрова и В. А. Наседкиной, в составе верхнего отдела ордовика здесь выделяется ряд пачек (снизу вверх):

- | | |
|--|------------|
| 1. Серые и темно-серые известняки с <i>Vellamo wesenbergensis</i> (Pahlen). | 14 м |
| 2. Черные трещиноватые и глинистые доломиты с <i>Loxonema</i> sp., <i>Halopea</i> sp., <i>Ormoceras</i> cf. <i>cannonense</i> Foerste et Teich., <i>Vellamo</i> aff. <i>verneuili</i> (Eichw.), <i>V.</i> aff. <i>leigeri</i> Opik, <i>Triplesia krotovi</i> (Tschern.), <i>Conolichas eichwaldi</i> (Niesz.), <i>Neosaphus</i> sp., <i>Calliops</i> sp. | 35 „ |
| 3. Серые и темно-серые кристаллические доломиты с прослоями глинистых доломитов. В доломитах содержатся перекристаллизованные остракоды и криноиды | 107 „ |
| 4. Среднезернистые кварцевые песчаники с отпечатками ядер брахиопод | 2,5 „ |
| 5. Темно-серые кристаллические доломиты с прослоями глинистых доломитов. Для этой пачки характерно обилие криноидей — <i>Pentagonocyclicus dividius</i> Yelt., <i>P.</i> ex gr. <i>vermiculatus</i> Yelt., <i>P.</i> ex gr. <i>quinqvespinosus</i> Stuk. | 150 „ |
| 6. Рассланцованные глинистые известняки с прослоями глинисто-карбонатных сланцев. Из известняков определены <i>Favistella alveolata</i> Goldf., <i>Palaeofavosites</i> aff. <i>simplex</i> Tschern., <i>Pentagonocyclicus dividius</i> Yelt. и др. | более 10 „ |

В бассейнах рек Серебрянки и Межевой Утки ввиду слабой фаунистической охарактеризованности отложений верхний ордовик не всегда отделяется от нижележащих и покрывающих толщ. Он представлен преимущественно доломитами. На р. Серебрянке в доломитах содержатся верхнеордовикские *Pentagonocyclicus rokverensis* Yelt. (сборы Н. Я. Анцыгина, определение В. С. Милициной).

В Билимбаевском районе нерасчлененные средне-верхнеордовикские и силурийские отложения представлены толщей глинистых и карбонатно-глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков. Из сланцев этой толщи в верховьях р. Черный Шишим у б. Беляевского рудника Н. Ф. Петровым описаны *Zygospiridae*, *Lingula* ex gr. *brevis* Portl., *Lingula* sp., *Lingulella* (?) sp., *Cyrtina* (?) sp.

В стратиграфическую схему ордовикских отложений включена полюдовская свита песчаников, гравелитов и конгломератов. Она выделена Н. Г. Чочиа (1955) в Полюдовом Камне у г. Красновишерска и по ее стратиграфическому положению была отнесена к основанию силурийской системы. П. М. Есиповым терригенные породы полюдовской свиты, развитые в районе Полюдова Камня и в бассейне р. Язвы, параллелизованы с терригенными же породами Чердынского Камня в бассейне р. Косьвы, содержащими там ордовикские окаменелости.

Минимальная мощность отложений верхнего ордовика отмечена в разрезе р. Рассохи — 100—105 м, а максимальная на р. Косьве — 240—350 м.

Восточная (Сакмаро-Лемвинская) фациальная зона. На большей части Среднего и в южной половине Северного Урала верхний отдел ордовика в восточной фациальной зоне палеонтологически не охарактеризован и выделяется условно. Он представлен существенно вулканогенными и в меньшей мере осадочными метаморфизованными отложениями, развитыми в восточной части центральной метаморфической полосы. С востока верхнеордовикские отложения ограничены интрузивными массивами Платиноносного пояса или постепенно сменяются вулканогенными силурийскими образованиями.

На Северном Урале верхнему отделу ордовика, по К. А. Львову, соответствует верхняя часть довольно мощных разнообразных зеленых и углистых метаморфических сланцев, порфиритоидов и порфириодов — польинская свита. Ордовикский возраст этих образований установлен косвенно, по аналогии с подобными же образованиями на Полярном Урале, где в них известна *Lichenaria* sp. (находки В. В. Маркина, определение Б. С. Соколова). На Приполярном Урале в прослоях известковистых сланцев были обнаружены членики криноидей.

На Среднем Урале верхний ордовик представлен метаморфизованными основными эффузивами и их туфами с подчиненными углесто-кварцевыми, кварцитовыми сланцами и кварцитами. Этот комплекс пород входит в состав вийской свиты, выделенной Ю. Д. Смирновым (1956). Верхнеордовикский возраст пород устанавливается на том основании, что они залегают на фаунистически охарактеризованном среднем ордовике (р. Пальничная) и перекрываются силурийскими зеленокаменными породами.

Более достоверный и отчасти фаунистически охарактеризованный верхний ордовик восточной фациальной зоны известен в южной части Среднего Урала — в Бардымо-Билимбаевском районе. Здесь в верхнем ордовике, как и в среднем, выделяются три фациальные подзоны. Западная из них соответствует области распространения бардымской свиты. К верхнему ордовику в бардымской свите относятся переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глинистые и туфитовые сланцы, известняки, фтаниты, эффузивные диабазы и порфириты. Эти породы переслаиваются между собой и залегают на нижней среднеордовикской части свиты. В южной окраине развития бардымской свиты в районе гор Маяк-Тау и Вязовая, по данным Г. А. Смирнова, И. М. Засядчук, М. А. и Р. А. Камалетдиновых, в песчаниках и сланцах содержатся брахиоподы, в комплексе свидетельствующие о карадокском возрасте пород: *Opikina* (?) sp., *Rafinesquina* aff. *expansa* (Sow.), *Platystrophia* aff. *lynx* var. *ovalis* Alch., *Wattesella* ex gr. *unguis* (Sow.) (определение Н. Ф. Петрова). Выше залегают толща кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев с граптолитами лландоверийского яруса силура. Нижняя, ордовикская толща Г. А. Смирновым названа нижнесергинской свитой¹, а верхняя, силурийская, — ургалинской свитой.

Благодаря находкам силурийских граптолитов в кремнистых сланцах верхней части бардымской свиты П. М. Есиповым и Г. А. Смирновым все кремнистые образования свиты отнесены к силурийской системе. При этом не учтены имеющиеся в бардымской свите соотношения пород, когда прослой и более мощные пачки кремнистых образований залегают не только в верхней, силурийской части свиты (верховья Ургалы, р. Бардым у Губайки), но и в средней и нижней ордовикских частях ее (р. Маниска и др.). Неоспоримым свидетельством

¹ Название свиты «нижнесергинская» — неудачное. Оно включает в себя и верхнесергинскую свиту. Последняя известна (Гарань, 1950), но для более древних пород. В среднем карбоне этого же района есть сергинская свита (Наливкин, 1950а).

этого является наличие обломков фтанитов с радиоляриями в туффовых конгломератах фаунистически охарактеризованной ордовикской части свиты. Мощность 250 м.

В следующей к востоку фациальной подзоне в составе верхнего отдела известна билимбаевская свита¹. В стратотипическом разрезе у Билимбаея отложения билимбаевской свиты представлены переслаиванием глинистых филлитовидных сланцев и филлитов, глинисто-карбонатных сланцев и известняков, серицито-кварцевых сланцев, кварцитовых, кварцевых и полимиктовых песчаников. В строении свиты постоянное участие принимают пироксен-плагиоклазовые, плагиоклазовые, диабазовые порфириты, а также их метаморфизованные разновидности. Билимбаевская свита залегает между фаунистически охарактеризованной среднеордовикской малыгинской свитой и мраморизованными известняками с фауной силура в кровле. На западе она связана фациальными переходами с бардымской свитой. Стратиграфическое положение свиты подтверждается находками фауны в западной ее части. На р. Чусовой к западу от ст. Бойцы Н. Я. Анцыгиным, Н. Ф. Петровым и В. А. Наседкиной в будинированных прослоях темно-серых известняков, залегающих в песчано-сланцевой бойцовской толще, были найдены головоногие моллюски, из которых З. Г. Балашовым определен *Lambeoceras*(?) sp. Бойцовская толща находится на простираании ашинской свиты, залегающей в западном крыле Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория (Вишерско-Чусовского антиклинория), и имеет некоторые общие литологические черты с последней, что подчеркивалось ранее П. М. Есиповым. Разрез бойцовской толщи сходен также с песчано-сланцевыми отложениями ордовика восточного крыла Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория. Однако наличие в бойцовской толще эффузивных образований и непосредственная связь толщи со стратотипическим разрезом билимбаевской свиты позволяет ее относить к билимбаевской свите. Литологическое сходство бойцовской толщи билимбаевской свиты с ашинской свитой в западном крыле Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория и с ордовикскими отложениями в восточном крыле обусловлено тем, что эта толща расположена на южном продолжении периклинального погружения Кваркушко-Каменогорского антиклинория, где различные фациальные типы отложений приходят в соприкосновение. Мощность билимбаевской свиты 350 м.

Наконец, крайняя восточная фациальная подзона на юге западного склона Среднего Урала развита в восточной части центральной метаморфической полосы. Она представлена вьйской свитой метаморфизованных основных эффузивных пород и туфов с подчиненными парасланцами.

Мощность верхнего отдела в восточной фациальной зоне значительна — до 700—1000 м.

* *
*

Ордовик западного склона Урала представляет собой образования западной краевой части Уральской палеозойской геосинклинали. Отложения восточной (Сакмаро-Лемвинской) фациальной зоны образовались в условиях переходных от эвгеосинклинальных к миогеосинклинальным. Во второй половине ордовикского периода происходит разделение этой зоны. В восточной части ее наступает эвгеосинклиналь-

¹ Билимбаевская свита выделена М. И. Гаранем (1950) в районе Билимбаея. Свита считалась протерозойской и объем ее понимался шире.

ная стадия развития с образованием мощных вулканогенных и туфогенных толщ (польнинская, вьйская свиты). В западной же части зоны продолжают существовать прежние условия. В это время здесь формируются песчано-сланцево-карбонатные толщи с подчиненными им вулканогенными породами (бардымская, билимбаевская свиты). Особенно отчетливое разделение зоны по условиям формирования отложений отмечается в участках наибольшего проявления относительных поднятий — в северной и южной частях региона. Отложения западной (Бельско-Елецкой) фациальной зоны формировались в миогеосинклинальных условиях. Они образуют типичный трансгрессивный цикл осадочных пород со скользящими во времени литологическими границами. В северной периклинали части Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория К. А. Львовым (1957) и К. П. Евсеевым (1959) было показано, что морские осадки ордовика восточного крыла переходят на его западное крыло, где они постепенно замещаются лагунными и лагунно-континентальными отложениями ашинской свиты¹. Выводы К. А. Львова и К. П. Евсеева были подтверждены геолого-геофизическими исследованиями в южной части Кваркушко-Каменогорского мегантиклинория. На горе Липовой у пос. Билимбаево прибрежно-морские осадки ордовика восточного крыла мегантиклинория периклинали переходят на его западное крыло, замещаясь там песчано-сланцевыми отложениями ашинской свиты. Таким образом, в ордовикской системе западного склона Урала устанавливаются все типы отложений, характерные для краевой западной части Уральской палеозойской геосинклинали от приплатформенных до эвгеосинклинальных.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Фаунистически охарактеризованные ордовикские отложения и связанные с ними вулканогенные образования известны в Брединском, Аккаргинско-Троицком и Ильменогорском фациальных районах. Есть основание предполагать существование осадочных и вулканогенных образований ордовика во многих других районах восточного склона Южного Урала, а также на Среднем Урале, где они могут выделяться пока только предположительно.

Впервые фауна нижнего ордовика была обнаружена в кварцевых песчаниках к северо-западу от пос. Бреды Н. М. Павловым в 1936 г. Состав и условия залегания этих песчаников долгое время не были выяснены. А. А. Петренко (1946) совершенно условно относил к ордовика песчаники и яшмоиды, развитые в средней части бассейна р. Тогузака и выделенные им в самостоятельную тогузак-аятскую свиту. Им же были найдены *Palaeofavosites* sp. ордовикского облика в мраморизованных известняках в долине р. Таяткана северо-восточнее пос. Бородинского. На присутствие ордовикского *Palaeofavosites* sp. в известняках, выступающих в Варненском районе по р. Средний Тогузак ниже пос. Краснополянского, указывал также Н. Ф. Мамаев в 1947 г. В этом же районе Л. Д. Булыкиным в 1955 г. и затем Н. Ф. Мамаевым в 1956 г. по р. Средний Тогузак против хутора 47 в зеленых туфопесчаниках была найдена среднеордовикская фауна брахиопод.

В Миасском районе среднеордовикские метаморфизованные отложения были установлены у пос. Кундравы Н. Ф. Мамаевым в 1952 г. Вулканогенные и осадочные образования этого возраста доказаны по

¹ Среди исследователей о возрасте ашинской свиты нет единого мнения. В унифицированной схеме стратиграфии ордовика ашинская свита не показана, поскольку большинство геологов считает, что она имеет более древний возраст.

р. Увельке у юго-западной окраины г. Троицка (данные Н. Ф. Мамаева и И. В. Чермениновой). Эти пока еще немногочисленные данные говорят о широком распространении ордовикских осадочных и вулканогенных образований на восточном склоне Южного Урала.

Существующие палеонтологические данные позволяют выделить на восточном склоне Южного Урала нижний и средний отделы. Верхний отдел может быть выделен лишь условно.

Нижний отдел

Наиболее полно нижнеордовикские отложения изучены в Брединском районе северо-западнее пос. Бреды, где они были впервые установлены Н. М. Павловым, и представлены кварцитами, кварцито-песчаниками, сланцеватыми алевролитами, кремнистыми и филлитовидными сланцами; мощность до 480 м.

В структурном отношении нижнеордовикские отложения приурочиваются к восточному крылу Суундукского антиклинория, составляющего южную часть Восточно-Уральского поднятия.

Детальными работами Н. Ф. Мамаева у пос. Рымникского и на горе Маячной к северо-западу от пос. Бреды было установлено, что в разрезе нижнего ордовика здесь выделяется две различные по положению и составу толщи: нижняя сланцевая и верхняя песчаниковая.

Нижняя толща сложена в основном филлитовидными сланцами, согласно залегающими на зеленых граувакковых и полимиктовых песчаниках, условно относимых еще к доордовику. В составе нижней сланцевой толщи выделяются три пачки (снизу вверх).

Первая пачка. Пестроокрашенные и светлые, частью конгломератовидные филлитовидные сланцы с прослоями буровато-зеленых граувакковых и полимиктовых песчаников, заключающих маломощный покров амфиболитизированных микродиабазов. По своему составу эта пачка пород является переходной от нижезалегающих граувакковых песчаников к описываемым отложениям нижнего ордовика до 75 м

Вторая пачка. Розоватые и желтоватые песчанитые и филлитовидные, иногда листоватые сланцы, чередующиеся с пестроокрашенными конгломератовидными сланцами, преобладающими в основании горизонта до 75 „

Третья пачка. Светло-желтоватые и коричневатые, иногда с фиолетовым оттенком, глинистые филлитовидные сланцы с подчиненными прослоями кремнистых сланцев, алевролитов и конгломератовидных слюдисто-глинистых сланцев. В алевролитах встречаются плохой сохранности остатки *Orthis* sp. до 90 „

Мощность нижней толщи достигает 240 м.

Возможно, что к нижней толще также относятся коричневатые филлитовидные сланцы и алевролиты, выступающие к югу от пос. Неплюевского. В верховьях р. Кабанки (приток р. Карагайлы-Аят) среди этих пород, по данным П. М. Есипова, залегают брекчии из обломков филлитов величиной 1—2 см, сцементированных глинистым материалом.

Верхняя толща связана с нижней постепенными переходами и подразделяется на 6 пачек (снизу вверх).

Первая пачка. В основном вишнево-бурые мелкозернистые песчаники, кварцито-песчаники и светлые кварциты, содержащие в основании прослои светлых филлитовидных сланцев и розоватых алевролитов. Среди песчаников отмечены также линзообразные прослойки светлого яшмокварцита. Мощность пачки достигает 60 м.

Вторая пачка. Чередующиеся между собой аргиллиты, алевролиты, кварцевые и полимиктовые песчаники и светлые кремнистые сланцы. В низах пачки имеется прослой (мощность до 5 м) светло-серого брекчиевидного известняка. Общая мощность пачки достигает 25 м.

Третья пачка. Светлые с желтоватым или зеленоватым оттенком сланцеватые глинистые песчаники, филлитовидные сланцы и алевролиты, содержащие плохой сохранности фауну. Преобладающими в составе этой пачки являются алевролиты, среди которых различаются кварцевые, известковистые и железненные разности. Мощность 25 м.

Четвертая пачка. Темные, зеленоватые и реже розовато-бурые серицито-карбонатные сланцы с прослоями светло-серых сланцеватых известняков (до 5 м) и зеленоватых известковисто-полимиктовых песчаников. Мощность до 30 м.

Пятая пачка. Вишнево-бурые и зеленоватые филлитовидные сланцы с прослоями розоватого песчанитого алевролита и глинистого песчаника с многочисленными раковинами *Orthis calligrama* Dal m. и *Orthis callactis* Dal m. На простирании эти породы нередко замещаются серыми сланцеватого и массивного сложения кремнистыми породами с остатками радиолярий, образующими пачки мощностью до

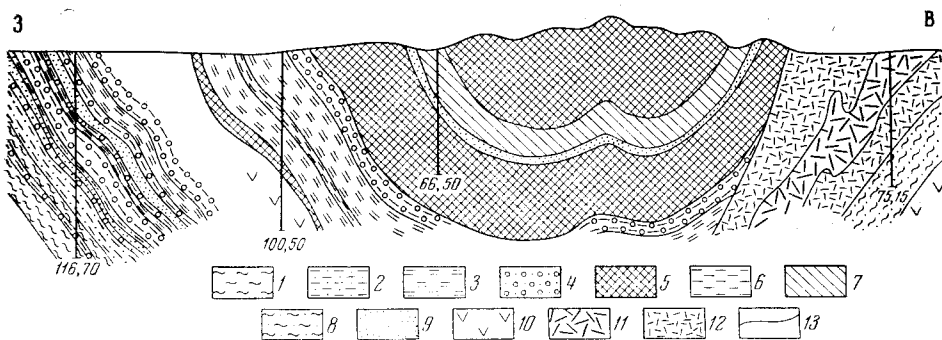


Рис. 5. Нижнеордовикские отложения на горе Маячной

1 — кремнистые сланцы; 2 — кварцево-хлоритово-карбонатные сланцы; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — микроконгломераты; 5 — кварцито-песчаники; 6 — серицито-кремнистые сланцы; 7 — филлитовидные глинистые сланцы; 8 — кварцево-серицито-хлоритовые сланцы; 9 — мелкозернистые полимиктовые песчаники; 10 — серпентиниты; 11 — габбро-диабазы; 12 — микродиабазы; 13 — тектонические нарушения

нескольких метров. Преобладающие в составе этой пачки филлитовидные сланцы, в районе пос. Рымникского, сильно лимонитизированы и заключают прослой глинистого сланцеватого лимонита. По одной скважине, пройденной на этом участке, лимонитизированные сланцы прослеживались до глубины 60 м. В таких лимонитизированных филлитовидных сланцах были обнаружены остатки *Antigonambonites* sp., близкого к *A. nanus* Alich., *Orthis* sp. Мощность пачки не менее 40 м.

Шестая пачка. Светлые и розоватые кварцито-песчаники и кварциты, переходящие в мелкозернистые песчаники. В районе к востоку от пос. Рымникского в основании этой пачки залегают розовато-бурые сланцеватые рыхлые глинистые песчаники с многочисленной плохо сохранившейся фауной: *Orthis* sp., *Lycophoria* sp., *Megalaspis* sp. и др. Мощность 60—100 м.

В разрезе горы Маячной, вскрытом многочисленными горными выработками и несколькими структурными скважинами, второй пачке соответствуют зеленоватые хлорито-карбонатные, в большинстве брекчиевидные сланцы с прослойками кремнистых сланцев, алевролитов и сланцевых полимиктовых конгломератов, состоящих в основном из обломков пород нижней толщи (рис. 5).

На горе Маячной детальными работами был установлен следующий разрез шестой пачки (снизу вверх):

1. Розоватые и вишнево-бурые среднезернистые кварцито-песчаники, содержащие прослой микроконгломератов. В основании слоя залегают песчаники с многочисленной, но плохо сохранившейся фауной до 40 м
2. Коричневатые и вишнево-бурые брекчиевидные и частью конгломератовидные песчаники, переходящие в микроконгломераты полимиктового состава 5 „
3. Вишнево-бурые филлитовидные глинистые сланцы с прослойками также окрашенными сланцеватых алевролитов около 17 „

4. Мелко- и среднезернистые светлые и вишнево-бурые песчаники и кварцито-песчаники с многочисленной фауной, среди которой А. Н. Ходялевым, по сборам Н. М. Павлова за 1931 г., впервые были определены *Orthis* sp. и другие формы ордовикского возраста. В более обширных сборах Н. Ф. Мамаева за 1937 г. были обнаружены А. Ф. Лесниковой *Billingsella* sp. nov., *Lycophoria* sp. nov., № 1 (тонкоробристые), *Lycophoria* sp. nov., № 2 (груборобристые), *Orthis* sp., *Archaeorthis* sp., *Ophyleta* sp. и В. Н. Вебером — *Trilobita* — Nov. gen. et sp. nov. № 1, Nov. gen. et sp. nov. № 2, *Pterygomelopus* sp. nov. № 1, *Pterygomelopus* sp. nov. № 2, *Megalaspis* cf. *planilimbata* Ang., определяющие, по их заключениям, позднеотремадокский или раннеаренигский возраст пород. Из более поздних сборов Н. Ф. Мамаева, Е. А. Балашовой указываются *Pterygomelopus* sp. nov. № 1, и *Pt.* sp. nov. № 2, по ее мнению, близкие к *Pterygomelopus scleros* Dalm. и *Pt. kuckersianus* Schm.

Т. Н. Алихова, просматривавшая новые сборы брахиопод с горы Маячной, подвергает сомнению присутствие в этой фауне *Billingsella* sp. nov. и *Megalaspis* cf. *planilimbata* Ang., исходя из нахождения остатков *Orthis calligramma* Dalm. и *O. callactis* Dalm. в нижезалегающих слоях (пятая пачка). По ее мнению, отложения горы Маячной соответствуют верхневолховским и кундским слоям Прибалтики, т. е. не древнее низов аренига. Залегающие среди песчаников и кварцито-песчаников пятой пачки буроватые конгломераты содержат угловатые и слабо окатанные обломки кремнистой породы, кварцита, филлита, пегматоидного гранита, серицитизированного полевого шпата и кварца величиной до 5 мм. Цемент их кремнисто-серицитовый.

Мощность верхней толщи не менее 240 м. Возраст ее аренигский и, может быть, в нижней части — позднеотремадокский. Соответственно этому нижняя толща по своему положению отвечает тремадоку и, видимо, может параллелизоваться с нижнеордовикской кидрясовской свитой Орско-Сакмарского района.

К нижнему ордовику Восточного склона условно относится (Н. Ф. Мамаев) толща кварцитов, кварцито-песчаников и филлитовидных сланцев, развитая к северу и востоку от пос. Павловского в южной части Брединского района. Низы этой толщи составляют светлоокрашенные филлиты и филлитовидные сланцы, согласно налегающие в верховьях р. Солончанки на зеленые граувакковые породы условного кембрия. Мощность филлитовидных сланцев и филлитов, видимо, не менее 450—500 м. Верхи ее сложены светлыми и серыми blastosammitовыми кварцитами, кварцито-песчаниками и подчиненными им алевролитами и филлитовидными сланцами, замещающимися светлыми яшмовидными сланцами с остатками радиолярий. Мощность их около 400 м.

С такой же условностью, по литологическому сходству с фаунистически охарактеризованными отложениями, к нижнему ордовику относятся кварцевые песчаники и кварцито-песчаники, развитые к северо-западу от пос. Артамоновского, в восточной части Брединского района.

К нижнему ордовику, возможно, относятся песчаные сланцы, песчаники и серицитизированные кварцито-песчаники, прослеживающиеся относительно широкой полосой на меридиане г. Джетыгара. Толща этих пород выступает в долинах рек Уй Тогузака и Аята. В долине р. Арчаглы-Аята у совхоза «Заозерный» эта толща с размывом и базальными конгломератами в основании залегает на более древних углисто-кварцитовых сланцах, а в долине р. Средний Тогузак ниже хутора 47 перекрывается конгломератами и песчаниками с фауной среднего ордовика. В песчаниках описываемой толщи, выступающих по левому берегу р. Средний Тогузак ниже хутора 47, обнаружены проблематические образования, напоминающие ходы червей.

А. А. Петренко (1946) впервые выделил эти породы в тогузакскую свиту ордовикского возраста. Южнее, в бассейне р. Аят, в ее составе довольно широко развиты светлые кремнистые сланцы. Мощность толщи в целом достигает 1000 м.

Средний отдел

В составе фаунистически обоснованных среднеордовикских толщ присутствуют песчанико-конгломератовые, карбонатные и сланцевые отложения, вулканогенные, а также глубоко метаморфизованные образования, представленные парагнейсами, ставролитовыми и биотитовыми сланцами и мраморами. Известны они в пределах Брединского, Аккаргинско-Троицкого и Ильменогорского районов. По стратиграфическому положению и сходному литологическому составу к этому возрасту могут относиться также некоторые другие толщи в пределах Урало-Тобольского и Ильменогорско-Сысертского антиклинориев.

В восточной части Варненского района среднеордовикские отложения выделены Н. Ф. Мамаевым (1958) в самостоятельную варненскую свиту. Свиту составляют базального типа туфоконгломераты, полимиктовые конгломераты и песчаники, залегающие в ее основании и темные яшмовидные кремнистые сланцы, образующие большую ее часть. Конгломераты и песчаники основания свиты выступают по р. Нижний Тогузак ниже пос. Варна и особенно в обнажениях по р. Средний Тогузак против хутора 47. Здесь наблюдается чередование конгломератов, содержащих крупную (до 5—6 см) иногда хорошо окатанную гальку диабаз, диабазового порфирита, плагиоклазово-роговообманкового порфирита, альбитофира, кварцита, углистого кварцитового сланца и грубозернистых песчаников полимиктового состава. Выше по разрезу обломочный материал в песчаниках и конгломератах становится мельче и среди них появляются прослои темных кремнистых сланцев. Первые указания на ордовикскую фауну в песчаниках у хутора 47 дал Л. Д. Булыкин (1958), обнаруживший в них брахиоподу, определенную А. Г. Вологдиным как *Orthis*.

Н. Ф. Мамаевым в данном районе были произведены детальные наблюдения, при которых в этих породах были обнаружены остатки ругоз, криноидей, трилобитов и многочисленные брахиоподы. Из последних Т. Н. Алиховой определены: *Bilobia?* sp., *Plectorthis* sp., *Dinorthis* sp., *Dalmanella* sp., *Nicolella* sp., *Maclurites*, а также членики криноидей и плохой сохранности кораллы. Мощность песчаников и конгломератов до 50 м.

Выше их залегают темные кремнистые сланцы, содержащие местами остатки радиолярий. Они имеют плитняковую отдельность, в крупных обнажениях у устья р. Нижний Тогузак пloyчато смяты. Мощность их до 300 м. Общая мощность свиты не менее 350 м.

По Н. Ф. Мамаеву, на кремнистые сланцы варненской свиты в долине р. Средний Тогузак выше с. Краснополянского с размывом налегают известняки силура (верхний венлок—лудлов).

Далее к северу к средней ордовики относится осадочно-вулканогенная толща, выступающая в районе г. Троицка — у устья р. Увельки и по последней у западной окраины города. В основном ее составляют зеленоватые или вишневые миндалекаменные диабазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириды и кристалло- или литокластические туфы, образующие пачки мощностью от нескольких до 40 м, и подчиненные им пропластки туфопесчаников и туфосланцев.

В крутом правом берегу р. Увельки, у северо-западной окраины г. Троицка, среди зеленоватых кристаллокластических туфов имеются

пропластки светло-серого известняка с остатками неопределимой фауны и пачки грубо- и крупнозернистых туфопесчаников и ожелезненных туфосланцев.

В этих породах впервые Г. А. Смирнов и Т. А. Смирнова в 1959 г. обнаружили плохой сохранности фауну, возраст которой ошибочно был принят как фаменский. Исследования Н. Ф. Мамаева (1958) показали в составе этой фауны наличие брахиопод ордовикского облика — *Parastrophina* sp., *Leptaena* sp. и др. Было указано также, что вулканогенная толща по простиранию на юг довольно резко замещается нормальными осадочными породами — глинистыми сланцами, алевролитами и туфопесчаниками. Среди этих пород была встречена многочисленная и разнообразная фауна, из которой определены брахиоподы *Leptaena* sp., *Dalmanella* sp., *Parastrophina* sp. (определения Т. Н. Алиховой) и трилобиты *Platylichas* aff. *laxatus* M'Coу, *Pl. margaritifera* Nieszkowski, *Calymena* (*Synhomalonotus*) sp. (определения Е. А. Балашовой), говорящие о среднеордовикском возрасте толщи в целом. Мощностъ ее не менее 300 м.

Как показывают наблюдения по р. Увельке, между описанной среднеордовикской толщей и ее подстилающими песчаниками и кварцито-песчаниками предположительно нижнего ордовика нет явных признаков несогласия.

К среднему ордовику отчасти условно относятся известковистые сланцы, кварцево-известковистые песчаники, мраморизованные известняки и мраморы с прослоями слюдяных сланцев, выступающие в антиклинальном поднятии по р. Верхний Тогузак ниже пос. Бородиновского. На их простирании к югу, по р. Средний Тогузак ниже Бородиновского каменноугольного месторождения, обнажаются темные мраморы с волластонитом, заключающие гофрированные пропластки окремненных водорослевидных образований.

В мраморизованных известняках у пос. Бородиновского А. А. Петренко (1949) были обнаружены водоросли, первоначально определенные как *Collenia* sp. кембрийского возраста, но по более поздним сборам Л. Д. Булыкина они определены А. Г. Вологдиным как остатки строматолитов и строматопор не древнее среднего ордовика. Исходя из того, что в известковистых сланцах этой толщи указывается также *Palaeofavosites* sp. (Петренко, 1946), среднеордовикский возраст этих пород представляется почти доказанным.

Л. Д. Булыкин условно относит к среднему ордовику московскую свиту аркозовых кварцитов, метаморфизованных полимиктовых конгломератов, слюдяных сланцев и углистых филлитов, развитых в сблизженных периклиналях Джабык-Карагайской и Чесменской антиклиналей. Преимущественное развитие в этой свите имеют аркозовые кварциты, переходящие в конгломераты, заключающие плоские, иногда со следами хорошей окатанности гальки слюдяного сланца, углистого и слюдяного кварцита, гнейсо-гранита, давленного гранит-порфира размером до 10 см. Верхи свиты сложены чередующимися аркозовыми кварцитами, слюдяными сланцами и углистыми филлитами, составляющими прослойки мощностью от нескольких сантиметров до 1 м. Мощностъ свиты достигает 1000 м.

Н. Ф. Мамаев рассматривает московскую свиту еще в составе кембрия и параллелизует ее с рымникской свитой, он считает, что она залегает с глубоким размывом на гнейсах и амфиболитах докембрия.

Глубоко метаморфизованные отложения среднего ордовика известны в окрестностях пос. Кундравы Миасского района, где они выделены Н. Ф. Мамаевым в 1954 г. в самостоятельную кундравинскую свиту.

По данным детального изучения геологического строения этого района, нижнюю часть свиты составляют биотитовые, амфиболитовые и гранатовые парагнейсы, заключающие многочисленные мощные прослои биотитизированных и рассланцованных полимиктовых конгломератов (рис. 6) с слюдястым цементом

и линзообразными или округленными обломками светлых кварцитов, кварцитов сланцев, тонкозернистых плагиогнейсов, углисто-кварцитовых и углисто-кремнистых сланцев, а также сравнительно редко встречающихся обломков ороговикованных плагиоклазовых порфиритов и единичных галек мраморов и оталькованных серпентинитов.

В преобладающей части обломочный материал конгломератов принадлежит доордовикским породам, слагающим в районе пос. Кундравы на западе хребет Игиш, а на востоке — Сарафановские возвышенности.

Верхняя половина свиты образована чередующимися между собой биотитовыми парагнейсами и сланцами, кварцито-песчаниками, углистыми филлитовидными сланцами, мраморизованными известняками и мраморами. Конгломераты имеют в этой части свиты весьма ограниченное распространение.

Мраморизованные известняки и мраморы составляют мощные выклинивающиеся на близких расстояниях пачки; в составе их устанавливаются пропластки биотитового сланца и гнейса небольшой мощности. В маломощных прослоях известняков часто развит крупночешуйчатый биотит, локализующийся в основном по слоистости и сланцеватости пород.

В мраморизованных известняках и мраморах всюду встречаются остатки члеников криноидей и плохо сохранившихся кораллов. Относительно хорошо сохранившаяся мраморизованных известняках,

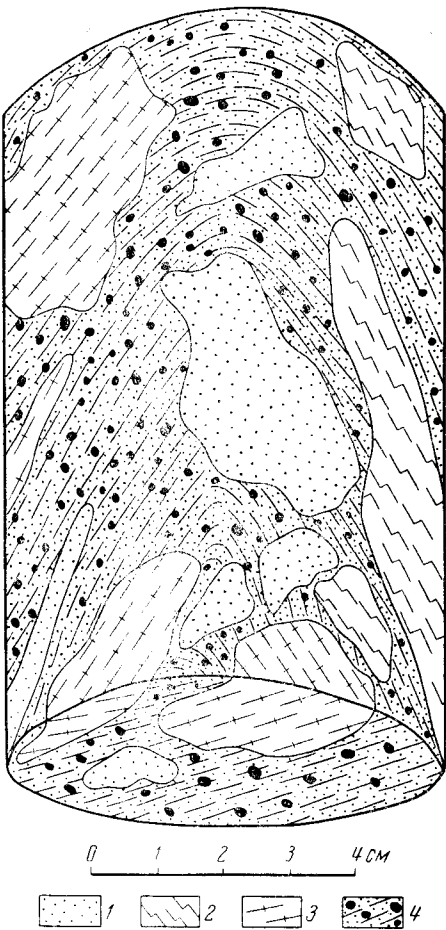


Рис. 6. Зарисовка полимиктового конгломерата кундравинской свиты среднего ордовика (буровой керн)

1 — кварциты; 2 — плагиогнейсы; 3 — слюдяные гнейсы; 4 — мелкообломочная рассланцованная и биотитизированная масса

фауна была встречена в светлых мраморизованных известняках, выступающих на юго-западной окраине пос. Кундравы, чередующихся со слюдяными сланцами и гнейсами. По сборам Н. Ф. Мамаева они содержат членики криноидей, плохой сохранности брахиопод и кораллов, из которых (по Ф. Е. Янет) некоторые напоминают представителей рода *Fletcheria*, а по определению Б. С. Соколова — *Rhabdotetradium* ex gr. *tubifer* (Troedsson) среднеордовикского возраста. Мощность свиты определяется приблизительно в 450 м.

Значительный метаморфизм пород кундравинской свиты, имевших первичный осадочный субстрат, связан, по-видимому, с дислокацион-

ными, а в основном с контактово-метаморфическими процессами, обусловленными залегающими среди этих пород мелкими массивами и дайками гранитоидов.

Весьма сходная с кундравинской по составу и условиям залегания свита чередующихся амфиболитов, биотито-ставролитовых, гранато-биотитовых и углисто-филлитовых сланцев, кварцитов и мраморов известна в районе г. Сысерти, в пределах Сысертского антиклинория. В составе свиты Е. А. Кузнецовым (Кузнецов, Зиновкин, 1953), а также М. Ф. Чурсиной в 1955 г. отмечались мелкообломочные конгломераты из кварцитов и углисто-кварцитовых сланцев, возможно, залегающих в ее основании. Г. А. Кейльман (1958), составивший схематический разрез свиты, назвал ее сысертской. Мощность свиты определяется ориентировочно в 1000—1100 м. По наблюдениям Г. А. Кейльмана, породы сысертской свиты, возможно, согласно налегают на породы нижезалегающей черновской свиты, относящиеся, по видимому, уже к докембрию.

Поэтому принадлежность сысертской свиты к среднему ордовику еще нельзя считать вполне доказанной.

Верхний отдел

Фаунистически обоснованных самостоятельных верхнеордовикских осадочных или вулканогенных образований на описываемой территории неизвестно. Можно, в частности, предполагать, что верхи троичкой осадочно-вулканогенной толщи соответствуют уже верхнему ордовику.

По стратиграфическому положению к этому возрасту возможно принадлежит значительная по мощности вулканогенная толща южнее пос. Денисовки на р. Тоболе. Она залегает под лландоверийскими песчаниками и сланцами. Ее составляют разнообразные туфы, туффиты и основные эффузивы общей мощностью до 1000 м.

Г. И. Фролова к верхнему ордовику или низам силура также условно относит нижнюю осадочную свиту кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых сланцев, углистых и железистых кварцитов в западной части Миасского района. В структурном отношении эта свита залегает в западном крыле Магнитогорского мегасинклинория, под среднепалеозойским осадочно-вулканогенным комплексом, контакт с которым нельзя считать выясненным.

Данных для восстановления геологической истории восточного склона Урала в ордовикское время недостаточно. Можно предполагать, что в начале ордовика морские условия существовали лишь в южных (Брединский район) и юго-восточных (бассейн рек Тогузак и Аят и верховья р. Тобола) районах. Во всех остальных районах восточного склона Южного и Среднего Урала, видимо, были континентальные условия. Нижнеордовикское море отличалось мелководьем, подвижностью береговой линии, частыми обмелениями, обуславливающими размыв уже отложившихся осадков. С середины ордовика происходит погружение всего восточного склона с проникновением трансгрессии в более северные районы. Накапливаются глинистые и карбонатные отложения с остатками кораллов, свидетельствующих об относительно спокойных условиях осадкообразования и теплом климате. Местами (район г. Троицка и др.) проявлялся подводный вулканизм, сопровождавшийся локальными поднятиями местности и накоплениями обломочных вулканогенных и кремнистых осадков.

* *
*

Задачей дальнейших исследований является послойное стратиграфо-палеонтологическое и литологическое изучение разрезов с целью подразделения ордовика на ярусы и палеогеографических реконструкций. На западном склоне в последние годы все определеннее выделяется фаунистически охарактеризованный ордовик в центральной метаморфической полосе. Он присутствует здесь в близких или одинаковых литологических и метаморфических фациях с доордовикскими отложениями. Видимого несогласия между разновозрастными толщами не отмечается. Отчленение ордовика от более древних толщ в центральной метаморфической полосе позволит внести существенные коррективы в представления о завершающих этапах допалеозойского цикла развития уральской геосинклинали и о начальных этапах развития палеозойского цикла.

Исследования ордовикских образований на восточном склоне находятся еще в начальной стадии. Предстоят детальные работы по изучению разрезов фаунистически охарактеризованных толщ, монографической обработке известных фаун и поискам новых.

Значительные трудности до сих пор представляет выделение ордовика среди палеонтологически неохарактеризованных песчанниковых и кремнистых толщ из-за неизученности разрезов и фаций этого возраста в восточных районах и в особенности среди метаморфических толщ Среднего Урала. На очереди стоит проблема выделения в пределах Восточно-Уральского поднятия вулканогенных толщ ордовика, существование которых доказано в Троицком районе. В связи с этим намечается возможность некоторые вулканогенные толщи, рассматривающиеся в настоящее время по преимуществу как силурийские, отнести к ордовику.

Эти вопросы потребуют проведения специальных тематических исследований почти во всех районах восточного склона Урала.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Силурийские отложения Урала подразделяются, как и в других районах Советского Союза, на два отдела — нижний и верхний. Нижний отдел включает лландоверийский и венлокский, а верхний — «нижнелудловский» и «верхнелудловский» ярусы (табл. 9*).

Силур на Урале известен давно. В середине XIX столетия Л. Бух установил развитие силурийских известняков в Гороблагодатском и Богословском округах. Наличие силурийских образований было подтверждено вновь работами Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кайзерлинга (1846) и М. Гринвальда (1857). Касаясь работ названных исследователей, следует отметить, что Р. Мурчисон наряду с силурийскими породами выделял на Урале и девонские фаунистически охарактеризованные толщи. М. Гринвальд все известняки силурийского и девонского возраста, развитые на восточном склоне Северного и Среднего Урала, считал верхнесилурийскими.

В конце прошлого века Ф. Н. Чернышев (1893, 1884, 1885) в своих классических монографиях, посвященных нижнему девону восточного и западного склонов Урала, описал богатую фауну, собранную из известняков, относящихся по возрасту к позднему силуру — среднему девону включительно. Анализируя весь этот огромный материал, Ф. Н. Чернышев (1893, стр. 130) писал:

«1. Описанная нами фауна восточного склона Урала имеет смешанный силурийско-девонский характер, причем как преобладающий

тип описанных, так и число их тождественных с ранее описанными видами, приходится на долю девона.

2. Известняки восточного склона Урала, описанные нами, относятся к тому же стратиграфическому горизонту, что и известняки верховьев р. Белой. Последние по своей фауне представляются аналогами известняков «f₁» Богемии; известняки же восточного склона Урала фаунистически вполне сходны с горизонтом «f₂».

3. Сравнение с верхним силуром Прибалтийского края, а также с горизонтом «е» Барранда, показывает, что наша уральская фауна, несмотря на отчетливо выраженный девонский тип, имеет ближайшее сходство с верхним силуром».

Таким образом, Ф. Н. Чернышев, признавая верхнесилурийский облик описанной им фауны, пришел к выводу о ее раннедевонском возрасте. Такое заключение привело Ф. Н. Чернышева к отрицанию существования известняков верхнего силура как на восточном, так и на западном склоне Урала. Точка зрения Ф. Н. Чернышева на возраст силуро-девонских известняков была принята всеми исследователями Урала того времени и отражена в работах ряда крупных ученых (Высоцкий, 1913; Федоров и Никитин, 1901 и др.) и господствовала в уральской геологии до 1929—1930 гг.

В разработке стратиграфии силурийских образований Урала крупнейшую роль сыграли работы Д. В. Наливкина. Еще в 1925 г. Д. В. Наливкин указал на присутствие верхнесилурийских образований с *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Joungia*, *Callicrinus* в окрестностях горы Благодать, в Николо-Павдинской даче и по р. Тальтии. В 1929 г. Д. В. Наливкин (1929, 1930) в статьях о верхнем силуре восточного склона Урала поставил вопрос о широком развитии на Урале палеонтологически охарактеризованного верхнего силура. Он отметил также, что в силурийских отложениях Урала возможно выделение всех ярусов этой системы, установленных в других областях ее развития. Выводы Д. В. Наливкина о силурийских отложениях Урала легли в основу всех последующих исследований.

Дальнейшая разработка стратиграфической схемы силурийских отложений восточного склона Северного и Среднего Урала была в основном произведена Н. А. Штрейсом (1951) и А. Н. Ходалевицем (Молдаванцев, Ходалевиц, 1936; Ходалевиц, 1939). Схемы, составленные названными исследователями, незначительно отличаются друг от друга. А. Н. Ходалевиц, выделяя лландоверийский, венлокский и лудловский ярусы, расчленяет последний на два горизонта — нижний и верхний. Даунтонский ярус им не выделяется. Н. А. Штрейс считает необходимым выделение даунтонского яруса, а лудловский ярус подразделяет на три горизонта.

В уточнении стратиграфической схемы силура на восточном склоне Урала большую роль сыграли работы Е. П. Молдаванцева, А. Н. Ходалевица, Г. К. Волосюка, О. В. Лахтионова, А. А. Пронина, Н. Ф. Мамаева, К. И. Дворцовой, Л. С. Либровича, О. А. Нестояновой и других геологов.

Изучение стратиграфии силурийских отложений западного склона Урала связано с именами О. Ф. Нейман-Пермяковой, В. В. Пермякова, Н. Н. Иорданского, И. Т. Траховского, А. Н. Иванова, Е. И. Мягковой, А. И. Олли, П. М. Есипова, К. А. Львова, Н. Г. Чочиа, Д. В. Наливкина, М. Г. Брейвель, М. В. Шурыгиной, К. П. Евсеева, А. Г. Кондидайн, Т. Н. Корень, А. Н. Ходалевица и др.

В настоящее время накопился огромный фактический материал, позволивший в общих чертах разработать стратиграфию силура как восточного, так и западного склонов Урала, но в то же самое время

имеется ряд вопросов, требующих немедленного разрешения. К ним относятся: 1) проведение границы между ордовиком и силуром, 2) уточнение объема выделенных ярусов и 3) уточнение границы между силуром и девоном.

В составлении стратиграфических схем силура, прилагаемых к очерку, принимали участие: по западному склону — А. Ф. Абушик, А. Г. Кондиайн, К. П. Евсеев, М. В. Шурыгина, В. Г. Варганов, М. Г. Брейвель и др.; по восточному склону — А. Г. Мельников, Р. А. Сюткина, Н. В. Пояркова и др.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Силурийские отложения в пределах рассматриваемой части западного склона Урала развиты в двух крупных районах: Усьвинско-Вишерском районе и Уфимском амфитеатре. В каждом из них выделяются с востока на запад две зоны: восточная и западная, которые характеризуются особыми типами разрезов.

В Усьвинско-Вишерском районе наиболее полный разрез от лландовери до верхнего лудлова включительно, сложенный морскими отложениями, наблюдается в восточной части района (в верховьях р. Вишеры), где они со слабо заметным и, по-видимому, непродолжительным перерывом залегают на карбонатных толщах верхнего ордовика.

В верховьях р. Усьвы и ядре Улсовско-Койвинского синклиория представлены, по-видимому, только отложения лландовери (более высокие горизонты не сохранились или пока не установлены), в состав которых входят карбонатные отложения с морской фауной (верховья р. Усьвы и ядро Улсовско-Койвинского синклиория).

Западная зона этого района характеризуется следующими особенностями: 1) в среднем течении р. Язьвы и в верховьях р. Молмыса развиты все ярусы силура, но лландоверийский и венлокский ярусы представлены в прибрежно-морской фации; 2) в Полудовом кряже и Колчимской гряде в составе названных ярусов принимают участие континентальные и прибрежно-морские отложения; силурийские образования лежат здесь с перерывом и угловым несогласием на различных свитах древнего комплекса и на чурочной (ашинской) свите; 3) от истоков р. Молмыса и верховьев р. Ульвичи до р. Большой Шишим силур входит в состав терригенных отложений, возраст которых определяется от позднего ордовика до венлока включительно.

В западной зоне Уфимского амфитеатра от г. Нижние Серги до г. Нязепетровска развит карбонатно-терригенный тип разреза силура.

В крайних западных разрезах рассмотренных районов — в западном Приуралье и в восточной части Русской платформы — силурийские отложения отсутствуют.

Нижний отдел

Лландоверийский ярус

В разрезах восточной зоны Усьвинско-Вишерского района к лландоверийскому ярусу относится довольно мощная, протягивающаяся с севера из долины р. Уньи, толща характерных, фаунистически охарактеризованных доломитов. Южнее р. Кировсара эта полоса, прослеженная и изученная К. А. Львовым, П. М. Есиповым, М. Е. Ненаховым и др., раздваивается и направляется далее к югу в виде двух параллельных лент. Кроме этого, лландоверийские отложения обнажа-

ются в виде небольшого изолированного пятна по долине р. Вишеры, выше пос. Усть-Улс.

В самом основании разреза лландоверии на светло-серых толсто-слоистых и неяснослоистых доломитизированных известняках щугорской свиты залегает мощная пачка чаще всего черных или темно-серых битуминозных, реже светло-серых (бассейны рек Уньи и Кироксара) брекчиевидных и брекчиевых доломитов, заключающих линзы и желваки темно-коричневого и черного кремня (скала Кирина Кладь). Среди доломитов этой пачки имеются как плотные криптокристаллические, так и крупнокристаллические сахаровидные разности (р. Золотянка, левобережье р. Пели). Доломитовые брекчии образованы угловатыми обломками темно-серого доломита размером обычно от 0,5 до 3 см, реже 10—15 см. Они сцементированы светло-серым крупнообломочным кристаллическим доломитом.

Во всех детально изученных разрезах лландоверийского яруса восточной зоны Усьвинско-Вишерского района (р. Вишера, р. Улс, р. Пеля), а также севернее (по р. Унье) непосредственно выше описанных доломитов залегает вторая пачка серых тонкополосчатых, тонко- и среднеслоистых (до 0,5 м) кристаллических доломитов и серых среднекристаллических доломитов, доломитизированных известняков и известняков с банками гладких пентамерид *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow. (определение О. И. Никифоровой), амфипор и табулят *Halysites* sp., *Heliolites* sp. и *Favosites* ex gr. *senex* Paul. (определение Б. С. Соколова), ругоз *Pholidophyllum* sp. и *Tenuiphyllum* sp. (определение Э. Э. Бульванкер), гастропод, пелиципод и крупных *Orthoceras* sp.

Третьей, самой верхней пачкой разреза являются серые и светло-серые среднекристаллические доломиты с редкой и неясной фауной. Верхняя граница доломитов лландоверии нечеткая и проводится условно по появлению среди карбонатных пород глинистых сланцев, которыми начинается разрез терригенно-карбонатной толщи венлока.

Мощность лландоверийского яруса восточной зоны определяется в 500—600 м.

В западной зоне Усьвинско-Вишерского района (среднее течение р. Язьвы и верховья р. Молмыса) к лландоверийскому ярусу относится колчимская свита. Впервые выделенная Н. Г. Чочиа и К. И. Андриановой свита получила свое название от р. Большой Колчим, по правому берегу которой послонко изучен полный ее разрез, вскрыты как нижний, так и верхний контакты и собрана фауна, позволившая установить ее возраст. Прослеживается свита от р. Вишеры до р. Молмыса и южнее (К. И. Андрианова) — вплоть до р. Яйвы; на Полюдовом кряже она неизвестна. Литологически свита представлена серыми и темно-серыми слоистыми доломитизированными известняками и доломитами и серыми разнослоистыми, плотными, мелкокристаллическими и афанитовыми известняками с редкой фауной кораллов, брахиопод, остракод, пелиципод, водорослей.

В основании разреза колчимской свиты располагаются характерные палево-серые известняки, афанитовые, битуминозные, плотные, раковистого излома, плитчатые, с мелкими остракодами, неопределимыми гастроподами, брахиоподами *Pentamerus* ex gr. *oblongus* (Sow.) и скоплениями амфипор. В самых низах свиты среди известняков имеются прослой голубовато-зеленоватых глин и песчанистых мергелей.

Вверх по разрезу известняки становятся доломитизированными, менее яснослоистыми. Расположенные здесь доломиты и доломитизированные известняки имеют желто-серый цвет; при ударе издают запах битума.

В средней части разреза свиты имеется пачка переслаивающихся мергелей, битуминозных серых известняков и доломитов мощностью 16 м, а также грубозернистого кварцевого песчаника с известковым цементом мощностью 15 м. Этот пласт залегает на крупнобугровой размытой поверхности пласта доломитов.

Верхи свиты (верхние 70—80 м) сложены доломитами и доломитизированными известняками, среди которых в 50 м от кровли свиты найдено скопление неопределимых брахиопод, строматопороидей, кораллов и многочисленные синезеленые водоросли. Доломиты битуминозны; при выветривании приобретают кавернозность. В самых верхах свиты (в 10—15 м от кровли) наблюдаются серые и темно-серые искристые доломиты. Здесь встречены крупные пелециподы и редкие *Leperditia* sp.

Мощность свиты (неполная, так как выше с размывом залегают такатинские песчаники эйфеля) в пределах Колчимской гряды колеблется от 150 до 200 м.

Южнее лландоверийские отложения вскрыты в разрозненных выходах по правому берегу р. Язвы в ее среднем течении. Здесь выше грубозернистых светло-серых кварцевых песчаников полудовской свиты залегают аналоги колчимской свиты — голубовато-серые известковые алевролиты, чередующиеся с серыми и буроватыми песчаниками и глинистыми известняками и доломитами. Эта толща перекрывается типично-литологически выраженными отложениями венлока. Еще южнее, на р. Молмысе, колчимская свита (Евсеев, 1959) представлена светло-серыми и серыми брекчиевидными доломитами, а также тонкополосчатыми слоистыми доломитами и серыми среднекристаллическими доломитами с банками гладких пентамерид, относящихся, по определению О. И. Никифоровой, к *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow.

Лландоверийский ярус известен также в приосевой части Косвинско-Усвинской синклиналиной зоны. Отложения лландоверийского яруса сохранились здесь лишь в виде отдельных останцов в верховьях р. Усвы и ее верхних притоков — речек Большой Язи, Березовки и др. В верховьях р. Усвы, между устьями рек Березовки и Суры, а также на водоразделе по дороге между пос. Средняя Усва и р. Сурьей, выше кристаллических доломитов карбонатной свиты, относящейся к ордовика (шугорская свита), А. И. Олли еще в 1939 г. обнаружил в доломитах обильные остатки гладких пентамерид. Среди них, по определению Д. В. Наливкина, имеются представители *Pentamerus oblongus* (Sow.). Эта доломитовая толща лландовери, как в верховьях р. Вишеры и в разрезах на р. Улсе, тесно связана с нижележащей толщей доломитов и известняков верхнего ордовика. Никаких следов перерыва между ними здесь отмечено не было.

Выше доломитов с указанными органическими остатками, по данным А. И. Олли, залегает толща темно-серых и серых средне- и толстослоистых, иногда битуминозных известняков, местами в нижней части содержащих богатую фауну ругоз, табулят и строматопороидей. Из сделанных в них сборов Б. Б. Чернышевым были определены *Halysites gotlandicus* Lam., *Clathrodictyon* ex gr. *cyrtosum* Rom. и ближе неопределимые *Rugosa*. По заключению Б. Б. Чернышева, известняки с этим комплексом фауны относятся «к верхнему силуру (готландию) не выше венлока, скорее, к лландовери».

Данные А. И. Олли о присутствии в верховьях р. Усвы во внутренней части синклиналиной структуры силурийских (лландоверийских) отложений в последнее время были подтверждены и дополнены С. В. Младших при детальной геологической съемке этого района. Здесь им в известняковой толще были найдены остатки гладких пен-

тамерид, среди которых присутствуют представители *Pentamerus oblongus* (Sow.).

Отложения ландовери западнее меридиана с. Ныроб в пределах района отсутствуют. При сопоставлении разрезов ландоверийского яруса восточной и западной зон Усьвинско-Вишерского района видно, что мощность ландовери медленно сокращается в направлении с востока на запад — от 500—600 до 300—400 и даже 100 м в наиболее западных разрезах. Также постепенно, но неуклонно фации открытого моря в направлении к западу замещаются прибрежно-морскими.

Южнее, в восточной части Уфимского амфитеатра, в 10 км к северо-востоку от д. Есаулово, в кремнях, оконтуривающих бардмскую свиту ордовика, М. А. Камалетдиновым были обнаружены ландоверийские граптолиты: *Pristiograptus concinnus* Lapworth, *Climacograptus scalaris* (Hisinger), *Monograptus* aff. *decepiens* Tornquist и др.

В западной части Уфимского амфитеатра к ландовери относится маломощная толща аркозово-кварцевых песчаников.

Венлокский ярус

В восточной зоне Усьвинско-Вишерского района венлокский ярус представлен толщей темно-серых и буровато-серых глинистых сланцев, внизу содержащих прослой буроватых кварцевых, иногда известковистых или глинистых песчаников, а сверху темно-серых и буровато-серых глинистых известняков. Полоса этих пород, расщепляющаяся на три почти параллельные ленты, прослежена работами П. М. Есипова, К. П. Евсева, А. Н. Иванова, Е. И. Мягковой, К. А. Львова по правобережью меридионального течения р. Вишеры до истоков р. Ошмаса, притока р. Цепела, и после перерыва далее к юго-западу от среднего течения р. Язьвы и верховьев р. Молмыса.

В известняковых прослоях венлокской толщи К. А. Львовым были встречены членики криноидей, остатки табулят и плохо сохранившиеся остатки брахиопод *Dalmanella* aff. *crassa* (Lindstr.) и пелеципод *Megalomus* sp.

В песчаниковых прослоях нижней части толщи, по данным П. М. Есипова, изредка встречаются плохой сохранности остатки хвостовых щитков трилобитов, среди которых определен *Cheirurus* sp. Мощность венлокских отложений в восточной части района составляет 350—400 м. Они непрерывно прослеживаются вплоть до р. Язьвы.

В западной зоне Усьвинско-Вишерского района отложения венлокского яруса установлены лишь по долинам рек Язьвы и Молмыса. Последнее описание разреза р. Язьвы сделано по ряду разрозненных выходов В. Я. Устиновым, а позднее Н. Г. Чочиа и К. А. Львовым.

Низы разреза, отделенные небольшим перерывом в обнажении от выходов ландовери, представлены чередованием глинистых известняков и мергелей, зеленых и серых известковистых песчаников, буроватых и зелено-серых глинистых сланцев с преобладанием последних. Видимая мощность этой части разреза составляет 100 м.

Верхняя часть разреза мощностью от 150 до 200 м сложена органическими известняками участками окремненными, содержащими богатую и разнообразную, хотя и плохой сохранности фауну брахиопод, табулят и криноидей. Среди известняков встречены прослой песчаников светло-серых, средне- и мелкозернистых, кварцевых, плотных, а также зеленовато-серых и темно-серых известково-глинистых и глинистых сланцев.

Выше залегает толща известняков, содержащая в низах богатую фауну нижнего лудлова, а в верхах — фауну верхнего лудлова (гребенский горизонт о. Вайгач).

По р. Молмысу К. И. Андриановой к венлоку отнесена залегающая с размывом на колчимской свите толща буровато-серых неравномернозернистых песчаников, зеленовато-серых глинистых сланцев и серых глинистых тонко- и среднеслоистых известняков. В последних встречены и определены *Clathrodictyon* ex gr. *fastigiatum* Nich., *Actinostroma* sp., напоминающие, по указанию В. Н. Рябинина, венлокские виды.

Мощность венлока местами достигает 300 м.

Венлокские отложения к западу от меридиана г. Красновишерска отсутствуют.

Таким образом, в пределах Усьвинско-Вишерского района на всем пространстве, где развиты отложения венлока, характер его разрезов изменяется очень мало. Можно отметить лишь некоторое увеличение относительного количества глинистых сланцев и песчаников в составе разреза и незначительное обеднение фауны в направлении с востока на запад. В направлении к западу отмечается и постепенное уменьшение мощности венлока до полного его выклинивания.

В пределах Уфимского амфитеатра отложения венлокского яруса описаны О. Ф. Нейман-Пермяковой, Г. И. Кириченко, А. Н. Ходалеви-чем (1949), Г. А. Смирновым (1956), а также В. Г. Варгановым, М. Г. Брейвелем, М. В. Шурыгиной, А. Н. Ходалеви-чем и другими в более поздние годы.

Хорошие разрезы венлокских образований отмечаются здесь у северной окраины пос. Шемаха (по правому берегу р. Уфы), к востоку от Новоуфимска (правый берег р. Уфы), в окрестностях пос. Атиг и в других местах.

Сводный разрез венлока этой части Уфимского амфитеатра может быть представлен (снизу вверх) в следующем виде (М. Г. Брейвель, В. Г. Варганов и др.):

- | | |
|--|----------|
| 1. Аркозово-кварцевые песчаники | до 10 м |
| 2. Слоистые слабоглинистые известняки с фауной кораллов и брахиопод: <i>Palaeofavosites turukhanicus</i> Sok., <i>Favosites favosus</i> Goldf., <i>F. gothlandicus</i> (Lam.), <i>Halysites catenularius</i> (L.), <i>Zelophyllum conicum</i> Bulv., <i>Ketophyllum intermedium</i> Wdkd., <i>Pentamerus (Harpidium) insignis</i> (Kirik.), <i>P. bigibber</i> Khod. et M. Breiv. (in litt.) и др. | 50—70 „ |
| 3. Крупнозернистые светло-серые доломиты, иногда в верхней части горизонта известняки | 150 „ |
| 4. Аркозово-кварцевые песчаники | 90—100 „ |
| 5. Слабоглинистые коричневатые и темно-серые известняки с фауной: <i>Mesofavosites</i> ex gr. <i>bonus</i> Sok., <i>Favosites gothlandicus</i> (Lam.), <i>Multisolenia</i> ex gr. <i>tortuosa</i> Fritz., <i>Zelophyllum conicum</i> Bulv., <i>Z. intermedium</i> Wdkd. и др. | до 70 „ |
| На юге района известняки замещаются доломитами. | |
| 6. Аркозово-кварцевые песчаники | до 100 „ |

Верхний отдел

Лудловский ярус

В восточной зоне Усьвинско-Вишерского района отложения верхнего отдела силура протягиваются в виде почти непрерывной полосы (по данным А. Н. Иванова, Е. И. Мягковой, А. П. Попова, К. А. Львова, П. М. Есипова, К. П. Евсеева и Н. Г. Чочиа) от долины р. Уньи до устья р. Лыпы и далее к истокам рек Золотанки и Ошмаса, а также

к верховьям долин рек Язвы и Молмыса, расположенным уже в западной зоне района.

Нижняя граница верхнего отдела силура проводится по смене толщи темно-буроватых глинистых сланцев с тонкими прослоями глинистых известняков, иногда с тонкими пропластками глин, часто переполненных колониями табулят и содержащих раковины брахиопод (р. Елма). Этот переход является постепенным.

Верхняя граница определяется трансгрессивным налеганием на серые массивные известняки светло-серых кварцевых песчаников эйфеля (такатинская свита).

Рассматриваемые отложения, послойно изученные рядом исследователей (А. Н. Иванов, Е. И. Мягкова, К. А. Львов, К. П. Евсеев, Н. Г. Чочиа) на более полно представленном разрезе — горе Ветренский Камень на р. Вишере, в 3 км ниже пос. Усть-Улс и по правобережью р. Вишеры, между устьями рек Улса и Приисковой — представлены мощной толщей рифогенных известняков, доломитизированных известняков и доломитов, участками слоистых, белых, светло-серых, реже серых и темно-серых. Все эти породы, особенно рифогенные, содержат богатую и разнообразную фауну строматопор, амфиопор, мшанок, гастропод, пеллеципод, брахиопод, кряноидей, табулят, ругоз и головоногих. Известковые водоросли являются основными пороодообразующими организмами рифогенных известняков.

Рифогенные фации характерны для наиболее западных участков области развития нерасчлененных нижнего и верхнего лудлова (Ветренский Камень). Наиболее полные списки собранной отсюда фауны приведены в работах А. Н. Иванова и Е. И. Мягковой (1950): табуляты — *Halysites* ex gr. *catenularius* (L.), *Heliolites interstincta* L.; брахиоподы — *Gypidula optata* (В агг.), *G. incipiens* (В агг.), *Conchidium* sp., *Stropheodonta* cf. *costatula* (В агг.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *L. columbella* (В агг.), *Atrypopsis megaera* (В агг.), *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.), *Merista ypsilon* var. *juno* В агг.; гастроподы — *Hercynella* aff. *bohémica* В агг., *Murchissonia* sp., *Pleurotomaria* sp.; головоногие — *Orthoceras* sp., *Phragmoceras* sp., *Gomphoceras* sp.; остракоды — *Leperditia grandis* Schrenk. Е. И. Мягковой (1955) из этих же известняков установлены археоциатоподобные организмы, отнесенные ею к новому классу Aphrosalpin-goida.

Из брахиопод, встреченных в других обнажениях, преимущественно в нижней половине толщи, характерны: *Pentamerifera taltiensis* (Tschern.), *Conchidium vogulicum* (Vern.), *C. vogulicum* (Vern.) var. *vagranticum* Khod., *Brooksina* sp., *Lissatrypa camelina* (Buch.). Из табулят, кроме отмеченных выше, из сборов К. П. Евсеева, произведенных в 1951 г. в районе пос. Усть-Улс, Б. С. Соколовым определены: *Favosites fungites* Sok., *F. forbesi* М. Е. Н., *F. hyperboreus* Tschern., *Syringopora spinosa* Tschern., *S. cf. schmidti* Tschern. По Б. С. Соколову, этот комплекс табулят сходен с соответствующей фауной гребенского горизонта о. Вайгач.

По р. Елме К. П. Евсеевым был собран богатый комплекс фауны. Отсюда О. И. Никифоровой определены *Conchidium* ex gr. *vogulicum* (Vern.), *C. cf. biloculare* (L.), *Atrypa reticularis* L., *Calymene*(?) sp. Б. С. Соколов среди этого комплекса определил следующих табулят: *Alveolites* sp. nov. (ex gr. *A. longicellatus* Tschern.), *Syringopora* sp., *Favosites* aff. *terraenovae* Tschern., *Thamnopora* sp. nov., *Syringopora* ex gr. *adzvaensis* Tschern., *Favosites* cf. *hyperboreus* Tschern., *Favosites* cf. *hisingeri* М. Е. Н. var. *minimum* Pulch. Кроме этого, определена *Stromatopora typica* var. *cylindrica* Rjab.

Мощность отложений верхнего отдела силура в восточной зоне района составляет 600—700 м.

В западной зоне Усьвинско-Вишерского района отложения верхнего отдела силура, как и отложения венлока, развиты только в долинах рек Язьвы и Молмыса, где они были довольно подробно изучены В. Я. Устиновым, Н. Г. Чочиа, П. М. Есиповым и К. А. Львовым, а по долине р. Молмыса — К. И. Андриановой и К. П. Евсеевым.

По р. Язьве в обнажении у устья р. Кабакайки, непосредственно выше известняков, песчаников и глинистых сланцев венлока, залегает толща известняков темно-серых до черных, средне- и тонкослоистых до ленточно-полосчатых, афанитовых и мелкокристаллических, слабоглинистых, плотных, иногда слабодоломитизированных. Обычно известняки рассланцованы, разбиты трещинами кливажа, содержат в большом количестве фауну брахиопод, табулят, реже ругоз, члеников криноидей, водорослей плохой сохранности. Отсюда определена следующая фауна: кораллы — *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime, *F. cf. hisingeri* M. Edw. et Haime, *Syringopora adzvaensis* Tschern., *S. fasciculatus* Zin., *S. spinosa* Tschern., *S. cf. schmidti* Tschern., *S. hyperboreus* Tschern.; брахиоподы — *Lissatrypa cf. phoca* Salt., *Meristella* sp., *Camarotoechia cf. hebe* (Barr.), *Spirifer* (*Howellella*) cf. *pseudogibbosus* Nikif. (in litt.), *Protathyris didyma* (Dalm.), *Brooksina* sp.

П. М. Есипов указывает из данного обнажения *Lissatrypa camelina* (Buch.). Мощность верхнего силура в рассмотренном разрезе точно не определена, но, по-видимому, достигает 500 м.

Южнее, по р. Молмысу, лудловские отложения изучались К. И. Андриановой и К. П. Евсеевым. По данным К. И. Андриановой, в основании разреза залегают кварцевые и кварцитовидные песчаники мощностью 14 м, сменяющиеся вверх по разрезу тонким чередованием глинистых сланцев, мергелей и известняков с фауной табулят *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime, *F. ex gr. hictrix* Sok.; брахиопод *Lissatrypa phoca* (Salt.), *L. scheii* Holt., *L. linguata* (Buch.), *Spirifer* (*Howellella*) *pseudogibbosus* Nikif. (in litt.), *Protathyris didyma* (Dalm.), *Pr. praecursor* Kozl., а также гастропод, остракод и известковых водорослей. Мощность верхнего отдела силура в разрезе р. Молмыса, по данным К. И. Андриановой, 47 м.

Верхний силур к западу от меридиана г. Красновишерска отсутствует.

Характеризуя в целом лудловские отложения Усьвинско-Вишерского края можно отметить следующее.

1. Разрез верхнего силура в направлении с востока на запад испытывает довольно заметные литологические изменения.

Полоса рифогенных известняков, развитая в восточной зоне района, сменяется несколько западнее толщей слоистых глинистых известняков с богатой фауной, еще дальше на запад (разрез по р. Молмысу) верхний силур состоит из чередования слоев глинистых сланцев, мергелей и известняков, подстилающихся пачкой кварцевых песчаников. Еще западнее, в районе р. Чердыни и д. Ксенофонтово, отложения верхнего силура полностью отсутствуют.

2. В направлении с востока на запад закономерно уменьшается и мощность верхнего силура. В крайних восточных разрезах она составляет 600—700 м, по р. Язьве на более 500 м, на р. Молмысе 47 м. Еще западнее отложения верхнего силура полностью выклиниваются.

3. Выше отложений верхнего силура на всей территории Усьвинско-Вишерского района в нормальном разрезе трансгрессивно залегают отложения эйфельского яруса среднего девона — белые и светло-

серые кварцевые песчаники такатинской свиты. Отложения нижнего девона повсеместно отсутствуют. Они известны только севернее в верховьях р. Печеры между ее притоками реками Елмой и Гаревкой, а также Уньей и Кисуньей.

В западной части Уфимского амфитеатра разрезы верхнего силура отмечаются в ряде пунктов. Довольно полный разрез вскрывается по северному берегу Михайловского пруда в 1900 м от плотины. Здесь породы залегают в следующей последовательности (снизу вверх):

1. Серые и темно-серые слоистые известняки с кораллами и брахиоподами: *Thecia speciosa* Tschern., *Laceropora cribrosa* Eichw., *Prothathyris didyma* (Dal m.).
2. Аркозово-кварцевые песчаники.
3. Серые слоистые слабодоломитизированные известняки с *Thecia speciosa* Tschern., *Protathyris didyma* (Dal m.).
4. Серые и светло-серые слоистые известняки с *Squameofavosites uralensis* Yanet., *S. hyperboreus* Tschern., *Protathyris didyma* (Dal m.), *Lissatrypa globa* Tschern.
5. Темно-серые и черные слоистые известняки с *Camarotoechia bianiasi* Kozl. var. *tetragonolinguata* Sap., *Lissatrypa camelina* (Buch.).
6. Кварцевые песчаники с карбонатным цементом.
7. Серые глинистые сланцеватые известняки с *Favosites fidelis* Barr. и многочисленными остракодами *Herramannia* aff. *baltica* His.

Общая мощность верхнего силура около 300 м.

Севернее Михайловского пруда силурийские образования прослеживаются в берегах р. Демида; южнее они обнажаются по берегам р. Уфы ниже устья р. Мельничной и в окрестностях д. Арасланово.

В восточной части Уфимского амфитеатра в составе верхнего силура преобладают светлые массивные, часто водорослевые известняки с богатой брахиоподовой фауной. В меньшей степени развиты темные глинистые известняки и известняково глинистые сланцы.

Отмеченные верхнесилурийские образования вскрываются по правому берегу р. Кубы западнее ж.-д. моста, по берегам р. Серги у д. Аракаево, по берегам р. Уфы ниже устья р. Табуски и по р. Мельничной в нижнем ее течении. Сводный разрез верхнего силура в отмеченных пунктах можно представить в следующем виде.

К «нижнелудловскому» ярусу относятся снизу вверх:

1. Светло-серые (местами розовые) водорослевые, часто доломитизированные известняки с *Favosites hisingeri* M. E. H., *Thecia speciosa* Tschern., *Triplasma hedströmi* Wdkd., *Conchidium biloculare* (L.), *Pentamerifera talliensis* (Tschern.), *Brooksina striata* (Eichw.), *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.).
2. Темно-серые слоистые известняки и известково-глинистые сланцы с *Thecia speciosa* (Tschern.), *Conchidium novosemelicum* Nal., *C. orthocephalum* Sap., *Lissatrypa columbella* (Barr.), *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.).

Общая мощность «нижнелудловского» яруса колеблется в пределах 400—500 м.

К «верхнелудловскому» ярусу могут быть отнесены сравнительно маломощные (50—70 м) глинистые сланцы с *Cladopora issensis* Yanet.

Самый южный разрез верхнего силура в рассматриваемом районе описан Д. В. Наливкиным (1937), Н. Г. Чочиа (1950б) и, особенно детально, Г. А. Смирновым (1956), расположен между пос. Табузка и скалой Серный Ключ, находящейся в 3 км севернее г. Нязепетровска.

Верхнесилурийские отложения обнажены в каменоломне у устья р. Кабанки, на правом ее берегу. Здесь вскрыт следующий разрез (снизу вверх):

1. Песчаники известковистые, серо-зеленоватые, чередующиеся с глинистыми сланцами и известняками. В них найдена фауна: *Cypidula galeata* (Dalm.), *Conchidium* cf. *biloculare* (L.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Schellwienella* cf. *pecten* (L.), *Camarotoechia borealis* (Schl.), *Rhynchonella* (?) *minor* Barr., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *Spirifer* (*Eospirifer*) *irbitensis* (Tschern.). Видимая мощность этой толщи несколько десятков метров.

2. Доломиты немые около 100 м

3. Известняки серые, мелкокристаллические, плотные с *Conchidium vogulicum* (Vern.) и многочисленными гастроподами

60 „

4. Известняки серые, светло- и темно-серые с крупными *Favosites* sp., *Stromatopora* sp., криноидеями, брахиоподами — *Atrypa sublepid* Vern., *Lissatrypa linguata* (Buch.), *L. cumbella* (Barr.), *L. latisinuata* (Barr.), *L. sulcata* Lindstr., *Atrypopsis megaera* (Barr.), *A. thetis* (Barr.), *Proreticularia pentameriformis* Tschern.

Общая мощность верхнего силура в этом районе 500—600 м.

Выше по разрезу залегают фаунистически охарактеризованные известняки жединского яруса девона.

Чтобы закончить краткую характеристику силурийских отложений западного склона, необходимо сказать несколько слов о нерасчлененных ордовикских и силурийских образованиях и об отложениях верхов силура—нижнего девона.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНИЙ ОРДОВИК (?) И СИЛУР ЗАПАДНОГО СКЛОНА

На западном склоне Среднего Урала, на реках Усьве, Койве и притоке последней — Кусье, развиты кварцевые песчаники, аргиллиты и алевролиты безгодовой свиты со скудной фауной, определяющей принадлежность верхней части разреза к силуру.

На р. Усьве они описаны А. И. Олли (1948) у пос. Безгодово, где покрывают ашинскую свиту. Характер контакта с последней не наблюдается. Светлые кварцевые песчаники, по-видимому, лежащие в основании разреза, местами грубозернисты, содержат небольшую примесь аркозового материала и галечку кварцита и филлита; отмечается присутствие глауконита. Мощность песчаников около 100—190 м. Их кровлей, по А. И. Олли, являются аргиллиты и алевролиты безгодовой свиты. Последняя прослеживается на Усьве от устья Малого Басега до излучины реки в 6 км ниже пос. Безгодово. Она сложена тонкослоистыми и плитчатыми темно-серыми и черными аргиллитами, алевролитами, содержащими пачки мергелистого доломита, доломитового мергеля и темно-серого тонкозернистого песчаника. В мергелистых доломитах ниже устья Малого Басега указываются находки *Columnaria* sp. Е. И. Мягковой в этой свите был найден *Monograptus* sp. В прослоях песчаника наблюдается обильный растительный детрит и караваеобразные образования, напоминающие водоросли. Хотя безгодовая свита является силурийской, песчаники же могут быть верхнеордовикскими и отвечать полюдовской свите. Мощность безгодовой свиты около 2500 м.

К рассматриваемому комплексу отнесены также песчаники и аргиллиты, выступающие южнее у р. Койвы и по ее притоку Кусье. У р. Койвы в железнодорожной выемке Горнозаводской ж. д., между станциями Койва и Пестерек, выходят охристые известково-кварцевые песчаники и тонкослоистые аргиллиты, близкие описанным выше. Они же обнажаются в контакте с породами ашинской свиты на р. Кусье. Е. А. Кузнецовым (1939а) в аргиллитах были найдены неопределимые органические остатки.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ ВЕРХНЕГО СИЛУРА — НИЖНЕГО ДЕВОНА ЗАПАДНОГО СКЛОНА

К нерасчлененным отложениям верхнесилурийского и нижнедевонского возраста могут быть отнесены терригенные породы колвинской свиты, обнажающиеся в западном крыле Вишерско-Чусовского антиклинория. На Среднем Урале ранее они объединялись с ашинской свитой. Название предлагается по р. Колве, где свита обнажена выше бывшего пос. Сурья. Она сложена преимущественно красноцветными, частью с серицитом, коричневыми и фиолетовыми сланцами, алевролитами, аргиллитами и песчаниками. Эта свита коррелируется на севере с разрезом р. Печоры, где он фаунистически охарактеризован. Печорский разрез сложен глинисто-филлитовыми сланцами с прослоями песчаника и известняка. В последних присутствуют: *Karpinskya jedorovi* Tschern., *Glossinotoechia princeps* var. *psyche* Вагг., *Spirifer* cf. *schmidti* Lindstr. (non Stuck.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Cyathophylloides* sp., *Pseudochonophyllum pseudohelianthoides* Scherzer (Варсанюфьева, 1939). Южнее, на р. Кисунье, свита становится немой и содержит редкие прослой известняка (Иорданский, 1933), далее к югу исчезающие. Одновременно она становится красноцветной и, по-видимому, континентальной. На р. Колве свита имеет выходы в Семеновом носке (данные Ф. Д. Зудина; Чочиа, 1955) и вдоль восточного подножия Колвинского Камня, в правобережье верхней Вишеры. К югу она прослежена в восточном подножии хребта Золотой Камень (Золотой Камень является продолжением к югу Колвинского хребта), где обнаружена при проведении геофизических работ (по данным Г. А. Виллера). Начиная от Колвы к югу свита залегает между известняками фаунистически охарактеризованного силура и песчаниками такатинской свиты девона. Местами, например на Вишере у пос. Выя и на Язьве в районе впадения Мазярики, она, по-видимому, выпадает из разреза и такатинские слои непосредственно покрывают карбонатный силур. Южнее Язьвы, вплоть до Яйвы, свита не обнаружена, но, возможно, присутствует западнее силурийских известняков. Далее к югу, в интервале от Яйвы до Вильвы, ордовикско-силурийские фаунистически охарактеризованные свиты, разделяющие ашинскую и колвинскую, выклиниваются; отделение колвинской свиты от ашинской затруднено и пока производится условно. На ее присутствие в этом интервале указывают находки среди цветных аргиллитов и алевролитов р. Усьвы у пос. Громоваго наутилоидей *Trochoceras arietinum* Вагг., близких к лудловским, и псилофитов (Ю. Д. Смирнов), а также находки на Усьве *Scyatophyton* (Домрачев, 1953).

В разрезе р. Вильвы вновь появляются карбонатные отложения силура, отделяющие ашинскую свиту от колвинской. Последняя вскрыта буровой скважиной в левобережье реки, в 8 км ниже пос. Вильва. Свита сложена яркоокрашенными зелеными и красными аргиллитами, вновь содержащими прослой известняка.

Далее к югу, в бассейне Койвы, колвинская свита вновь граничит с ашинской и может быть отделена от нее в настоящее время только условно. Здесь на р. Койве у пос. Лотари обнаружены: *Murchisonia* cf. *demidoffi* Vern., *Platyphyllum magniticum* Krischt., *Uralina rugosa* Krischt., *Uralophyton paradoxum* Krischt. (А. А. Кухаренко). С приближением к Уфимскому амфитеатру свита в уральских разрезах отсутствует и, вероятно, развита западнее в Предуральском прогибе и затем на Русской платформе в составе верхов верхнебавлинской свиты. На Урале же ее можно коррелировать с рифовыми известняками преимущественно нижнего девона Нижнесергинского района.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Силурийские образования восточного склона Урала представлены как осадочными, так и вулканогенными толщами, находящимися в сложных взаимоотношениях друг с другом. Эти отложения на восточном склоне, в основном, распространены в пределах Тагильско-Магнитогорской и Восточно-Уральской зон.

Нижний отдел

Ландоверийский ярус

В пределах Тагильско-Магнитогорской зоны фаунистически охарактеризованные отложения ландоверийского яруса встречаются довольно редко. Самая северная точка, где была обнаружена ландоверская фауна, находится в районе пос. Старая Ляля. Здесь известны выходы туффитов и глинистых сланцев, в которых Ф. Е. Янет нашла ландоверийские граптолиты: *Pseudoclimacograptus hugesi* (Nicholson), *Spirograptus circularis* (Elles et Wood.) и др. Эти отложения тесно связаны с толщей диабазов, спилитов, базальтовых порфиритов и пирокластов.

Пирокластические образования, сопровождающие порфириты, представлены массивными или слоистыми мелкообломочными туфами, вулканогенными брекчиями, туфоконгломератами и туффитами. Они прослеживаются среди порфиритов и диабазов в виде участков неправильной формы, тонких прослоев и линз. Местами среди описываемой толщи встречаются вторичные кварциты и осветленные каолинизированные породы.

Ландоверийские отложения, выходящие на поверхность в западной части Тагильского мегасинклиория, тесно сопрягаются в интрузиями Платиноносного пояса габбровой формации, в контакте с которыми они сильно изменены. Так, в районе Денежкина Камня, Кумбы, Золотого Камня, Качканара и других местах на контакте с габбро эффузивы и их туфы амфиболлизированы и эпидотизированы или полностью превращены в амфиболиты. Мощность ландоверийских эффузивов местами достигает 1000 м.

Заведомо ландоверийские образования обнаружены недавно в Дегтарско-Уфалейском районе. Здесь к ландоверийскому ярусу относится толща 500 м мраморов, кварцитов, углисто-кремнистых, кремнистых и кремнисто-углистых сланцев с *Dyplograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp., *Kastrites* sp. и др. Отмеченные осадочные образования фашиально замещаются диабазами, базальтовыми порфиритами, их туфами и зелеными сланцами.

В Восточно-Уральской зоне фаунистически охарактеризованный ландовери (800 м) известен в Денисовско-Варваринском районе. Н. Г. Бер (1932) и другие исследователи на меридиане пос. Денисовка в алевролитах, глинистых сланцах и песчаниках, выступающих по р. Тоболу у пос. Яковлевского, обнаружили граптолиты: *Retiolites* cf. *genizianus* var. *angustidens* E. et W., *Hedrograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *prionod* Brian., *Demirastrites triangulatus* var. *major* E. et W.

По простиранию к северу песчано-сланцевые породы выступают в долине р. Аята (выше пос. Никольского), в которых также были найдены граптолиты, имеющие, по определению А. М. Обути, ландоверийский облик.

В Алапаевско-Теченском, Кировград-Невьянском и Свердловско-Арамилском районах в строении ландоверийского яруса принимают

участие филлитовые, кремнистые, углисто-кварцитовые, слюдяно-кварцитовые сланцы, гнейсы, кварциты и подчиненные им мраморы и мраморизованные известняки с *Crinoidae*.

В Еманжелинско-Карталы-Аятском районе отмеченные образования замещаются базальтовыми, андезито-базальтовыми уралитизированными порфиритами и диабазами.

Мощность лландоверийского достигает 1100 м.

Венлокский ярус

Фаунистически охарактеризованные отложения венлокского яруса встречаются в пределах Тагильско-Магнитогорской зоны так же редко, как и лландоверийские.

В Ивдельско-Североуральском районе венлокская фауна (*Brooksina conjugula* Khod., *Camarella turjensis* Khod. и др.) была обнаружена в толстослоистых светло-серых известняках, расположенных по левому берегу р. Колонги в районе ст. Покровск-Уральский. К западу от известняков венлока и нижнего лудлова и стратиграфически ниже их прослеживается мощная толща эффузивно-пирокластических образований, протягивающихся меридиональной полосой в северном и южном направлении. В состав ее входят находящиеся в сложных взаимоотношениях базальтовые, андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, их туфы и туфобрекчии; базальтовые порфириты, диабазы, спилиты и их туфы; альбитофиры кварцевые и бескварцевые и их туфы.

На западе рассматриваемая толща контактирует или с отложениями, относимыми к лландовери, или с породами Платиноносного пояса габбровой формации. Пятнами они также встречаются среди лландоверийских эффузивно-пирокластических пород. В контакте с интрузиями породы амфиболизированы.

По данным М. Ф. Заболотской, А. А. Помелова и др., неизменные альбитофиры и кварцевые альбитофиры встречаются редко. Обычно среди андезитовых порфиритов и их туфов наблюдаются участки, состоящие из кварцево-серицитовых, кварцево-серицито-альбитовых, кремненых и обеленных пород и вторичных кварцитов, реликтовые структуры и состав которых свидетельствует о происхождении их за счет альбитофиров. Во вторичных кварцитах и в разностях менее измененных кварцевых альбитофиров встречаются признаки медно-сульфидного оруденения, проявляющиеся в виде рассеянной или обильной вкрапленности халькопирита, пирита и гематита.

Эффузивы андезитового состава в основном представлены плагиоклазовыми и роговообманко-плагиоклазовыми порфиритами, а андезито-базальтовые — плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами.

Южнее, в Новолялинском районе на участке Гусевского и Семёновского рудников (у ст. Елва), фиксируется следующий разрез венлокского яруса. Непосредственно на базальтовых порфиритах залегают афанитовые и доломитизированные известняки с фауной брахиопод и кораллов нижнего венлока: *Jolvia multiplexa* Sap., *J. scalaris* Sap., *Pentameroides reversus* Sap., *Barrandella* cf. *krasnopolskii* (Tschern.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *L. linguata* var. *columbella* Barr., *L. penitus* var. *elongata* Khod., *Stropheodonta subinterstitialis* Kozl., *Thecyspinellum jakowlewi* Nik., *Halysites* aff. *vulgaris* Tschern. и др.

Стратиграфически выше располагаются известняки и туфопесчаники павдинского горизонта. Известняки темно-серые, черные с богатой фауной брахиопод и кораллов верхнего венлока: *Barrandella krasnopolskii* (Tschern.), *Brooksina conjugula* Khod., *Conchidium tri-*

angulum Khod., *Eoreticularia pavdensis* (Streis), *Ketophyllum intermedium* Wdkd. и др.

Отмеченные венлокские образования фациально замещаются толщей андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов, их туфов, альбитофириров и кварцевых альбитофириров, кварцево-серицитовых, кварцево-хлоритовых и других пород с прослоями известняков, содержащих *Brooksina conjugula* Khod., *Conchidium triangulum* Khod., *Entelophyllum uralicum* Soshk. и др. Здесь же в известково-глинистых сланцах были обнаружены плохо сохранившиеся граптолиты, принадлежащие к роду *Monograptus*.

Довольно полные и сравнительно хорошо охарактеризованные фауной разрезы венлокских образований встречаются в Исовском и Нижне-Туринском районах. По данным М. В. Шурыгиной, М. Г. Брейвеля и др., наиболее полный разрез венлока наблюдался по берегам р. Ис в окрестностях прииска Глубокого (снизу вверх):

- | | |
|--|----------|
| 1. Пироксен-плагноклазовые миндалекаменные порфири-
ты андезито-базальтового состава | 100 м |
| 2. Пачка туфосланцев, туфопесчаников и песчано-глини-
стых карбонатных пород | до 5—7 „ |
| 3. Серые и темно-серые слоистые известняки с банко-
выми скоплениями раковин пелеципод <i>Megalomus</i> и корал-
лами <i>Aphyllum sociale</i> Soshk., <i>Stortophaellum</i> cf. <i>concauum</i>
Wdkd. | 100 „ |
| 4. Светло-серые известняки с богатой верхневенлокской
фауной. Особенно богатый комплекс фаунистических остатков
собран в этих известняках по р. Туре (у д. Елкиной) и
р. Ис (от притока Шайтанка вверх по течению): <i>Palaeofavo-</i>
<i>sites elegans</i> Sok., <i>Favosites gothlandicus</i> (Lam.), <i>Halysites</i>
<i>catenularius</i> (L.), <i>Aphyllum sociale</i> Soshk., <i>Ketophyllum</i>
<i>intermedium</i> Tschern., <i>Entelophyllum uralicum</i> Soshk.,
<i>Lissocoelina pimum</i> Khod., <i>Barrandella krasnopolskii</i>
(Tschern.), <i>Camarella turjensis</i> Khod., <i>Brooksina conju-</i>
<i>gulum</i> Khod., <i>Conchidium triangulum</i> Khod. и др. | 100 „ |

Описанные венлокские известняки, образующие совместно с верхне-силурийскими Исовской массив карбонатных пород, фациально замещаются вулканогенными образованиями. Среди последних развиты базальтовые, андезито-базальтовые, андезитовые, андезито-дацитовые альбитизированные порфириды, кварцевые и бескварцевые альбитофиры, их туфы и лавовые брекчии.

Сходный разрез венлока вскрывается в Нижнетагильском районе. Венлок начинается рудоносной толщей, в состав которой входят кварцевые альбитофиры, альбитофиры, альбитизированные андезитовые порфириды и их туфы. Местами в верхах разреза присутствуют вулканогенно-осадочные породы, которые перекрываются верхневенлокскими известняками. Последние, как это можно видеть в западной части Горбуновского известнякового массива, представлены следующими разностями (по М. В. Шурыгиной):

- | | |
|---|-----------|
| 1. Непосредственно на слоистых вулканогенно-осадоч-
ных породах залегают серые, реже темно-серые известняки с
<i>Megalomus</i> sp., <i>Kodonophyllum</i> cf. <i>milne—edwardsi</i> Dyb.,
<i>Lissatrypa linguata</i> (Buch.) | 100—150 м |
| 2. Стратиграфически выше следуют светло-серые, местами
розоватые известняки с обильной фауной кораллов, бра-
хиопод и др.: <i>Triplasma primitiva</i> Vag., <i>Entelophyllum</i> cf.
<i>uralicum</i> Soshk., <i>Trimerella</i> sp., <i>Conchidium</i> cf. <i>triangulum</i>
Khod., <i>Lissocoelina</i> cf. <i>pimum</i> Khod. и др. | ~ 200 „ |

Отмеченная рудоносная толща прослеживается и далее к югу, но возраст устанавливается с большим трудом и условно. Так, например, в Кировградском районе толща кварцевых альбитофириров, альбитофириров, диабазов и их туфов, включающая также порфиритоиды,

кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и глинисто-серицитовые сланцы, контактирует с породами шуралинской свиты, относящейся к верхнему лудлову—нижнему девону. Не исключена возможность, что породы шуралинской свиты залегают с перерывом на рудоносной толще и нижний лудлов выпадает здесь из разреза.

В Восточно-Уральской зоне фаунистически охарактеризованные отложения венлока установлены пока только в Алапаевско-Теченском районе. Н. Ф. Мамаев (1947) по р. Багаряк (между поселками Усманово и Зотино) описал его разрез. В основании венлокского яруса залегают базальтовые порфириды, слагающие высокий обрывистый левый берег р. Багаряк у западной окраины пос. Усманово. С востока эти порфириды имеют тектонический контакт с известняками визейского яруса, причем порфириды в контакте рассланцованы и частично превращены в зеленые сланцы. Эти порфириды чередуются с мелко-обломочными туфами плагиоклазовых и пироксено-плагиоклазовых порфиритов и с туфоконгломератами смешанного состава, содержащими обломки мраморизованного известняка, кварца, кремнистой породы и различных зеленокаменных пород, сцементированных вулканогенным материалом. Мощность рассмотренных образований около 300 м. У устья лога на правом склоне р. Багаряк в 1,2 км выше окраины пос. Усманово на описанные туфы согласно налегают светлые толстослоистые мраморизованные известняки, небольшие прослои которых имеются и среди туфов близ контакта с этой толщей.

Выше по реке наблюдается следующая последовательность в напластовании пород (снизу вверх):

1. Серые и темные тонкосланцеватые глинисто-известковые и глинистые сланцы с подчиненными прослоями светло-серых тонкослоистых кальцитизированных известняков с остатками брахиопод плохой сохранности 110 м
2. Тонкослоистые серые и темно-серые известняки с пропластками темных глинисто-известковых и глинистых сланцев, содержащих членики криноидей около 220 „
3. Темные и серые глинисто-известковистые сланцы, чередующиеся с прослоями слоистых глинистых известняков, содержащих фауну строматопор и кораллов, из которых Н. Н. Яковлевым определен *Favosites gothlandicus* var. *basaltica* (Goldf.). В этих же известняках были обнаружены многочисленные, но плохой сохранности брахиоподы: *Meristella* sp., *Conchidium* sp., *Lissatrypa* sp. и др. около 50 „
4. Серые тонкослоистые, мелкозернистые полимиктовые и кварцево-известковистые песчаники с псаммитовой структурой, чередующиеся с темными глинисто-известковистыми сланцами около 30 „
5. Тонкослоистые кальцитизированные глинистые известняки, чередующиеся с прослоями мощностью по 5—25 м глинисто-известковистых сланцев и полимиктовых песчаников до 320 „
6. Темные толсто- и тонкослоистые известняки, частью глинистые, с тонкими пропластками глинисто-известковых сланцев и полимиктовых песчаников с известковистым цементом около 280 „
7. Зеленовато-серые массивного облика мелко- и крупнообломочные литокластические туфы кварцсодержащих и роговообманковых порфиритов с тонкими покровами кварцевых порфиритов и с прослоями мощностью до 2—3 м темно-серых глинистых известняков. Выходы этих пород наблюдаются в скважинах по левому берегу р. Багаряк, в 1,2—1,5 км ниже пос. Колпаково. В одном из этих обнажений наблюдается характерное для этой толщи чередование пород (с востока на запад):
 - а) светлый толстослоистый, слабомраморизованный известняк с члениками криноидей и кораллами плохой сохранности; видимая мощность их около 5 м;
 - б) светло-зеленоватый литокластический туф кварцсодержащего плагиоклазового порфирита; мощность до 10 м;
 - в) темно-серый тонкослоистый глинистый известняк с пропластками глинисто-известкового сланца; мощность 14 м;

- г) зеленовато-серый кварцсодержащий плагиоклазовый порфирит или его туф; мощность 8 м;
- д) темный глинистый тонкослоистый известняк; мощность до 3 м;
- е) зеленоватый плагиоклазово-роговообманковый порфирит; мощность около 10 м;
- ж) темный тонкослоистый глинистый известняк, содержащий тонкие пропластки темного глинисто-известкового сланца; мощность около 12 м;
- з) литокластический туф кварцсодержащего плагиоклазово-роговообманкового порфирита; видимая мощность около 15 м.
8. Светлые тонкослоистые известняки с покровом плагиоклазового порфирита или его литокластического туфа до 185 м
9. Темные глинистые и глинисто-известковые сланцы с подчиненными прослоями темно-серых глинистых известняков, содержащих местами обильную фауну табулят, из которых Н. Н. Яковлевым определен *Favosites jakowlewi* Tchern. около 85 „
10. Роговообманковые порфириты до 80 „
11. Туфы биотито-роговообманковых и кварцсодержащих порфиритов, чередующиеся с порфиритами и содержащими пропластки темного сланцевого известняка с расплюснутыми колониями *Favosites* 100 „
12. Биотито-роговообманковые порфириты 60 „

Общая мощность всей толщи свыше 1500 м.

Описанные образования фациально замещаются толщей базальтовых, андезито-базальтовых, частично андезитовых и дацитовых порфиритов и их туфов. Порфиритам подчинены кварцевые и бескварцевые альбитофиры и их туфы, порфириоиды, кварцево-серицитовые сланцы, зеленые сланцы и порфиритоиды.

Названные порфириты и метаморфические образования широко распространены и в других районах Восточно-Уральской зоны — Свердловско-Арамилском, Кировград-Невьянском и Денисовско-Варваринском.

Верхний отдел

Лудловский ярус

Лудловские образования, охарактеризованные органическими остатками, широко развиты в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба.

На севере, в Ивдельско-Североуральском районе, они выходят на поверхность в западной части Тагильского мегасинклиория. Наиболее типичные разрезы вскрыты реками Лозьвой, Вижаем, Сев. Тошемкой, Сосьвой, Ваграном.

В береговых обнажениях р. Вижая нижнелудловский ярус представлен пирокластическими и вулканогенно-осадочными образованиями и подчиненными им известняками. В состав нижнего лудлова входит мощная толща перемежающихся между собой вулканических брекчий, конгломератов, граувакковых песчаников, туфогенных песчаников, известково-глинистых сланцев. Конгломераты, встречающиеся в разрезе несколько раз, содержат гальки известняка, туффитов, базальтовых порфиритов и туфов. Граувакковые песчаники сложены главным образом из материала базальтовых эффузивов.

Рассматриваемая толща, включающая прослой известняка с кораллами, перекрывается слоем (около 40 м) красного пятнистого известняка с нижнелудловской фауной: *Brooksina striata* (Eichw.), *Lissatrypa linguata* (Busch.) и др. Несколько ниже р. Яхтели стратиграфически выше отмеченных известняков залегает толща агломератовых туфов, граувакковых конгломератов и песчаников, туфогенных песчаников и туффитов. Граувакковые конгломерат-песчаники содержат

окатанные гальки порфиритов (авгитовых), известняка и обломки амигдалоидных палеолав.

Верхнелудловский ярус в разрезе по р. Вижаю выражен известняками со *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Lissatrypa columbella* (В агг.) и др.

Маркирующим горизонтом в нижнелудловских породах, развитых по берегам р. Северной Тошемки, являются пятнистые розовые и красные известняки с нижнелудловскими брахиоподами *Brooksina striata* (Eichw.) и др. Стратиграфически ниже данных известняков располагаются последовательно (снизу вверх) конгломераты, тонкозернистые граувакковые песчаники, андезито-базальтовые порфириты и конгломераты.

Нижнелудловские известняки в данном разрезе (р. Ташемка выше р. Саумы) перекрываются слоистой свитой граувакковых, частью туфогенных и известковистых песчаников. Стратиграфически выше песчаников лежит довольно мощная толща конгломератов с галькой и валунами базальтовых пироксено-плагноклазовых порфиритов, размером от горошины до 0,5 м в диаметре. Цемент состоит из грубозернистого грауваккового, частью, вероятно, туфогенного материала состава тех же порфиритов. По данным Е. П. Молдаванцева и А. Н. Ходалевиича, толща конгломератов согласно перекрывается серыми и розовыми пятнистыми брекчиевидными известняками, содержащими верхнелудловскую фауну: *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Atrypa granulifera* В агг., *Lissatrypa kuschwensis* (Tschern.), *Spirifer kuschwensis* Tschern., *Sp. approximans* В агг., *Meristella upsilon* var. *juno* В агг. и др.

В устье р. Саумы известняки верхнего лудлова постепенно переходят в известняки нижнего девона.

Таким образом, в разрезах рек Вижая и Северной Тошемки совершенно четко выделяются ниже- и верхнелудловские известняки и располагающиеся между ними толщи туфогенных и нормальноосадочных пород, возраст которых остается не совсем ясным. Наиболее правильно, по-видимому, их считать базальной толщей верхнего лудлова, фиксирующий момент трансгрессии позднеудловского моря.

Разрез лудловских образований по р. Лозье (в районе 2-го Северного рудника), по данным А. С. Мельникова и др., рисуется в следующем виде (снизу вверх).

В основании нижнего лудлова располагается толща конгломератов, граувакковых песчаников и сланцев, содержащих мелко- и крупно-обломочный материал андезито-базальтовых порфиритов, диабазовых порфиритов, амигдалоидных палеолав, пятнистых светло-серых известняков, а также включающих покровы указанных эффузивов и пласты известняков с богатой раннелудловской фауной: *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Spirifer (Eospirifer) irbitensis* Tschern., *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.), *Pentamerifera taltiensis* (Tschern.), *Brooksina striata* (Eichw.), *Conchidium biloculare* (L.), *Barrandella linguifera* (Sow.) и др.

Разрез нижнего лудлова венчается пачкой известково-глинистых, песчано-глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев и песчаников с *Encrinurus beaumonti* В агг. var. *losvensis* Web.¹

На сланцах и песчаниках с перерывом залегают известняки верхнего лудлова, в основании которых иногда наблюдаются песчаники и

¹ Толща песчаников и сланцев с *Encrinurus beaumonti* В агг. var. *losvensis* Web. до недавнего времени относилась к венлоку.

конгломераты. Обломочный материал конгломератов (галльки) состоит из базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, частью известняков. Под микроскопом среди окатанных галлек (кроме известняка) устанавливаются: 1) порфирит базальтовый с микродиабазовой основной массой, богатой пироксеном и магнетитом; 2) порфиroidный диабаз; 3) диабазовый порфирит и другие породы. Цементом конгломерата является песчаный материал из перечисленных пород. В известняках близ контакта с конгломератами встречены *Lissatrypa linguata* (Buch.) и перекристаллизованная коралловая фауна.

В восточной части Ивдельского района фаунистически охарактеризованные отложения силура отсутствуют.

В Североуральском районе и несколько южнее намечаются две меридионально вытянутые полосы, различающиеся между собой по характеру силурийских и девонских образований. Западная полоса включает в себя Петропавловскую и Кумбинскую зоны, а восточная соответствует в общих чертах Турьинской зоне, выделенных в свое время А. В. Пейве (1947).

Представление о разрезе верхнего силура западной полосы можно получить на основании следующих данных.

В разрезе по р. Сосьве (ниже д. Воскресенка) нижнелудловские образования начинаются сильнобрекчированными сиреневыми и фиолетовыми известняками с *Brooksina striata* (Eichw.). Эти же известняки, но с более богатой фауной известны еще в ряде пунктов. Например, в окрестностях Покровск-Уральского найдены: *Conchidium biloculare* L., *Pentamerifera taltiensis* (Tschern.), *Brooksina striata* (Eichw.), *Barrandella krasnopolskii* (Tschern.) и др.

Следующим стратиграфическим горизонтом в разрезе р. Сосьвы являются известняки с *Conchidium vogulicum* (Verp.), *C. pseudo-knighti* (Tschern.) и др. («банковый» горизонт, по А. Н. Ходалевичу; колонгинская свита, по С. М. Андронову).

С. М. Андронов для данного горизонта приводит следующий разрез по р. Колонге (снизу вверх):

1. Конгломераты темно-серые и зеленовато-серые с гальками кремнистых сланцев и окремненных порфиритов, а также розоватых известняков воскресенской свиты	20 м
2. Сланцы глинисто-песчаные вишнево-красного и шоколадного цвета с большим количеством окатанных зерен магнетита	4 „
3. Конгломераты темно-серые и темно-зеленые с гальками серого, розового и красного известняка, глинистых сланцев и порфиритов. Среди конгломератов наблюдаются очень тонкие прослои (мощностью до 10—15 см) глинистых песчаников, насыщенных окатанными зёрнами переотложенного магнетита	23 „
4. Сланцы глинистые шоколадного цвета с переотложенными зёрнами магнетита	10 „
5. Известняки серовато-зеленые, глинистые с прослоями глинистых сланцев	3 „
6. Известняки темно-серые амфиоровые слоистые с <i>Conchidium vogulicum</i> (Verp.)	70 „
7. Сланцы глинистые, песчаники и конгломераты с подчиненными прослоями темно-серых глинистых известняков	60 „
8. Известняки темно-серые слоистые с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников. Известняки содержат большое количество <i>Lissatrypa camelina</i> (Buch.)	50 „
9. Сланцы глинистые, песчаники и мелкогалечные конгломераты с подчиненными прослоями глинистых известняков	50 „
10. Известняки темно-серые слоистые с редкими тонкими прослойками глинистых сланцев	40 „

Мощность всей колонгинской свиты в данном участке 330—350 м. Несколько севернее р. Сосьвы в районе оз. Чащево (по данным

А. С. Мельникова) вскрывается следующий разрез нижнелудловского яруса (снизу вверх):

1. Диабазовые порфириты	100—150 м
2. Амигдалоидные пироксен-плагиоклазовые порфириты, включающие в верхней части туфы и туфоконгломераты, а в нижней — туфобрекчии с крупными глыбами диабазовых порфиритов	250—300 „
3. Брекчированные амигдалоидные палеолавы и их туфы с крупными глыбами известняка	150 „
4. Слоистые туфопесчаники; мелкообломочные слоистые и массивные туфы, туфоконгломераты	80—100 „
5. Розовые и светло-серые известняки с <i>Brooksina striata</i> (Eichw.)	100 „

Отложения «верхнелудловского» яруса залегают трансгрессивно и, по-видимому, с угловым несогласием на отложениях нижнего лудлова. В разрезе по р. Сосьве и на широте Черемуховского месторождения боксита в основании располагается довольно мощная толща (500 м) грубо- и тонкообломочных пород. В состав ее входят вулканогенные брекчии, мелкообломочные туфы, туфопесчаники и туффиты, включающие непостоянные и тонкие прослой глинисто-кремнистых сланцев. Наиболее широко распространением пользуются вулканогенные брекчии и туфы, состоящие из обломков известняков, пироксено-плагиоклазовых порфиритов, туфопесчаников и туффитов, сцементированных мелкообломочным туфом или туфолавой базальтового состава. Местами отмечаются туфоконгломераты, заключающие хорошо окатанные валуны и гальки известняков с *Conchidium* cf. *vogulicum* (Vern.) и *Lissatrypa camelina* (Buch.).

Стратиграфически выше следует толща пироксено-плагиоклазовых и оливиновых базальтовых и андезитово-базальтовых порфиритов, представленных массивной породой со стекловатой основной массой зеленовато-бурого или черного цвета. Еще выше залегают вулканогенные брекчии, туфы, туфопесчаники с линзами известняков, содержащих *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Spherirhynchia vagranica* (Khod.), *Lissatrypa linguata* (Buch.).

Разрез верхнего лудлова завершается темно-серыми и серыми известняками с *Protathyris* aff. *didyma* (Dalm.). В разрезе по р. Колонге (близ устья реки) верхнелудловские образования начинаются маломощной пачкой (около 25 м) переслаивающихся между собой известняков и песчано-глинистых образований, залегающих на банковом горизонте. В основании пачки лежат известняки, переслаивающиеся с темными песчано-глинистыми сланцами (мощность известняков от 2 до 20 см, а сланцев от 2 до 10 см).

Описанные породы перекрываются конгломератовидными светло-серыми и розовыми известняками мощностью около 5 м. На известняках согласно залегают песчано-глинистые темные сланцы (мощность 5 м) с маломощными прослоями 1—2 см органогенного серого известняка.

Разрез верхнелудловского яруса здесь (р. Вагран) заканчивается толщей известняков, которые в разрезе р. Колонги согласно перекрывают только что описанную пачку пород, а севернее ложатся на эффузивно-пирокластические породы верхнего лудлова или на известняки с *Protathyris* aff. *didyma* (Dalm.).

Рассматриваемые известняки С. М. Андронов объединяет под названием петропавловской свиты. Силурийская (нижняя) часть петропавловской свиты, представленная светло-серыми с розоватым оттенком известняками, имеет мощность 150—200 м и относится к верхнелудловскому ярусу на основании нижеследующих органических остатков,

найденных в ней: *Bilobites bilobus* (L.), *Gypidula olga* Khod., *G. uralica* Khod., *G. optata* (Barr.), *G. colongensis* Khod., *G. problematica* (Barr.), *Clorinda pseudolinguifera* Kozl., *Leptaena emarginata* Barr., *Decorpugnax berenice* (Barr.), *Sphaerirhynchia tarda* (Barr.), *S. vagranica* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *L. kuschvensis* (Tschern.), *L. latisinuata* (Barr.), *L. tectiformis* (Tschern.) и др. Верхняя часть петропавловской свиты относится к нижнему девону.

В южном направлении (на широте г. Карпинска) верхнелудловские известняки замещаются толщей перемежающихся между собой песчаников, конгломератов, туффитов, кремнистых, глинистых и известково-глинистых сланцев с линзами андезито-базальтовых порфиритов. Возраст этой толщи определяется наличием в ней прослоев известняков с позднелудловской фауной.

Фаунистически охарактеризованные отложения верхнего силура в восточной полосе рассматриваемых районов, которая, по А. В. Пейве, соответствует Турьинскому прогибу, развиты слабо. В связи с этим мы должны прежде всего остановиться на характеристике отложений в районах сопки Крутоловской и Коноваловской.

Несколько западнее сопки Крутоловской отмечаются выходы красных брекчиевидных и светло-серых известняков нижнего лудлова, которые надвинуты на среднедевонские образования. В известняках обнаружены: *Conchidium* sp., *Brooksina* sp., *Lissatrypa* sp., *Scutellum* sp. С. М. Андроновым в этих же известняках найдены: *Conchidium soshkini* Andron., *Brooksina striata* (Eichw.), *Br. alaskensis* Kirk. Стратиграфически выше описанных нижнелудловских известняков следует толща, сложенная диабазовыми порфиритами, туфобрекчиями, туфогенными сланцами и песчаниками с линзами известняка, содержащего *Lissatrypa linguata* (Buch.).

С. М. Андронов в линзе известняков западного подножия Крутоловской сопки обнаружил *Conchidium vogulicum* (Verp.), *C. pseudoknighti* (Tschern.), *Gypidula olga* Khod., *Lissatrypa camelina* (Buch.) и др.

Отмеченные нижнелудловские образования несогласно перекрываются терригенными породами эйфельского яруса.

Южнее наиболее интересный разрез верхнесилурийских образований вскрывается в Верхнетуринско-Исовском районе. В Исовском карбонатном массиве прослеживаются ниже- и верхнелудловский ярусы, охарактеризованные органическими остатками.

Венлокские и нижнелудловские известняки связаны между собой постепенным переходом. В основании нижнего лудлова залегают светло-серые, розовые и пестрые, часто брекчиевидные известняки с остатками разнообразных брахиопод, кораллов и др.: *Favosites boverbankyi* М. Е. Н., *Brooksina striata* (Eichw.), *Br. turkestanica* Nik., *Pentamerus magnus* Khod., *Conchidium biloculare* (L.), *Wyella uralica* Khod., *Lissatrypa linguata* (Buch.).

Верхний горизонт нижнего лудлова сложен темно-серыми и слоистыми известняками с массовыми скоплениями амфиопор и брахиопод — *Conchidium vogulicum* (Verp.) и *C. pseudoknighti* (Tschern.).

Верхний лудлов представлен светло-серыми и розовыми известняками с *Favosites amphiporoides* Yanet, *Heliolites yavorskii* Tschern., *Entelophyllum articulatum* Wdkd., *Gypidula colongensis* Khod., *G. olga* Khod., *G. optata* (Barr.), *Camarotoechia* aff. *kuschvensis* (Tschern.), *Lissatrypa linguata* var. *columbella* Barr., *L. latisinuata* (Barr.), *L. tectiformis* Tschern., *Proreticularia pentameriformis* (Tschern.) и др. Описанные известняки нижнего и верхнего луд-

лова во всех направлениях фациально замещаются вулканогенными образованиями с подчиненными им осадочными породами.

О фациальном замещении верхнесилурийских карбонатных пород вулканогенными образованиями мы можем судить по ряду разрезов, где последние включают фаунистически охарактеризованные осадочные породы. Так, например, в Новолялинском районе, по данным Т. В. Диановой (1958), наблюдается следующая последовательность пород в нижнем и верхнем лудлове. Здесь широким развитием пользуется так называемая андезитовая свита, представленная пироксеноплагиоклазовыми, роговообманко-плагиоклазовыми и кварцевыми порфиритами, альбитофирами и пирокластическими аналогами этих пород. В ее составе принимаю участие также вторичные кварциты, кварцево-серпичитовые и кварцево-каолиновые породы. Эта свита эффузивных образований залегает на венлокских известняках в районе р. Восьмиверстки, в которых были обнаружены: *Favosites goehlandicus* Lam., *Coenites crassimuralis* Yanet, *Brooksina conjugula* Khod., *Barrandella krasnopolskii* (Tschern.), *Camerella turjensis* Khod. и др.

Верхняя возрастная граница свиты определяется налеганием на нее верхнелудловских известняков (Симоновское зимовье). Таким образом, нижняя часть андезитовой свиты может быть отнесена к венлоку, а верхняя — к нижнему лудлову. Раннелудловский возраст части свиты подтверждается также и тем, что в цементе туфоконгломератов, входящих в состав свиты, собрана фауна нижнего лудлова — *Pentamerus* sp. (cf. *oblongiformis* Nikif), *Conchidium* sp., *Spirigerina marginalis* (Dalm.) и др. В состав верхнего лудлова входят эффузивные и осадочные породы.

По р. Лобве у Симоновского зимовья (Г. Ф. Червяковский) на андезитовых порфиритах располагаются последовательно (снизу вверх) следующие образования:

1. Спилиты и микропорфириты	15—20 м
2. Туффиты, содержащие в нижних частях прослой конгломератов	50 „
3. Известняки с <i>Favosites fidelis</i> Barr., <i>F. (Squamofavosites) rusanovi</i> (Tschern.), <i>Lissatrypa linguata</i> (Buch.), <i>Septatrypa megera</i> (Barr.) и др.	50 „
4. Конгломераты	15—20 „
5. Андезито-базальтовые порфириты	>80 „
6. Диабазовые порфириты	>60 „

У устья р. Северной Половинной и у пос. Ключи на диабазовых порфиритах лежат известняки жединского яруса с *Gypidula uralotjanshanica* Khod. et N. Breiv., *G. optata* (Barr.), *Clorindina perdecora* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Septatrypa thetis* (Barr.), *Karpinskija vagranensis* Khod. и др.

В ряде же пунктов Новолялинского района, к востоку и юго-востоку от пос. Старая Ляля, диабазовые и базальтовые порфириты перекрываются трахитовыми породами и их туфами, относящимися к нерасчлененному верхнему лудлову—нижнему девону.

Южнее, в Тагильско-Горбуновском районе, верхний силур выражен мощной толщей (до 100 м) базальтовых и андезито-базальтовых, реже андезитовых порфиритов и их туфов, алевролитов, туфопесчаников, туфоконгломератов и известняков. Известняки низов нижнего лудлова, слагающие восточную часть горбуновского известнякового массива и тесно связанные с венлокскими известняками, представлены светлыми и пятнистыми разностями с остатками кораллов и брахиопод: *Favosites* cf. *bowerbankyi* M. E. H., *Tryplasma* cf. *hedströmi* Wdkd., *Conchidium* cf. *biloculare* (L.), *Lissatrypa linguata* (Buch.) и др.

Возраст андезито-базальтовых порфиров и других отмеченных выше пород определяется на том основании, что в нижней части они переслаиваются с только что описанными светло-серыми пятнистыми известняками, а выше, по данным М. В. Шурыгиной, включают прослойки темно-серых известняков с *Conchidium vogulicum* (Vern.).

Верхнелудловские образования в Тагильско-Горбуновском районе развиты не менее широко, чем нижнелудловские. Известняки верхнего лудлова фиксируются в ряде пунктов (Лебяжинский железный рудник, район пос. Большая Лая, р. Бандея) и содержат: *Favosites bonus* Yonet (in litt.), *F. fidelis* (Barr.), *Entelophyllum articulatum* (Whal.), *Gypidula optata* (Barr.), *Sphaerirhynchia tarda* (Barr.), *S. vagranica* (Khod.), *Lissatrypa* (?) *tectiformis* (Tschern.) и др.

Стратиграфически выше известняков (частично фациально замещающая их) располагается довольно мощная туринская свита трахитовых порфиров и их туфов с прослоями алевролитов и линзами верхнелудловских известняков в низах толщи. Верхняя часть туринской свиты относится к нижнему девону.

В пределах Восточно-Уральской зоны фаунистически охарактеризованный верхний силур развит в Еманжелинском, Карталы-Аят-Варненском, Кировград-Невьянском, Алапаевско-Теченском и Денисовско-Варваринском районах.

В Еманжелинском и Карталы-Аят-Варненском районе интересный разрез верхнего силура расположен к западу от Еманжелинки. Здесь так же, как и в ряде других районов восточного склона Урала (по данным Л. Н. Ромашовой), в состав нижнелудловского яруса входят известняки с *Brooksina striata* (Eichw.) и известняки с *Conchidium vogulicum* (Vern.), общей мощностью около 350 м.

Верхнелудловский ярус представлен известняками со *Spirigerina marginalis* (Dalm.) и др. Мощность 200 м.

Южнее выходы верхнего силура фиксируются между р. Верхний Тогузак на севере и р. Тоболом (верховья) на юге, западнее меридиана пос. Денисовка. По данным И. И. Савельева (1937), К. И. Дворцовой, Н. Ф. Мамаева (1949), здесь развита мощная толща серых известняков, содержащая на р. Карталы-Аяте (у хут. Привольного) органические остатки нижнелудловского возраста: *Brooksina* cf. *striata* (Eichw.), *Lissatrypa linguata* (Buch.) и др.

Остатки брахиопод (*Conchidium* ex gr. *knighti* Sow.) верхнего горизонта нижнелудловского яруса обнаружены А. И. Кротовым и А. И. Еремеевой в известняках, расположенных северо-западнее Сара-Обинского железорудного месторождения. Несколько более богатый состав органических остатков нижнего лудлова был найден Н. Ф. Мамаевым в массиве известняков по р. Средний Тогузак у пос. Краснополянского, среди которых определены: *Conchidium pseudoknighti* (Tschern.), *C. vogulicum* Vern., *Barrandella linguifera* (Barr.), *Brooksina* aff. *turkestanica* Nikif., *Paseolus exilis* (Eichw.) и др. Эти и другие известняки рассматриваемого района фациально замещаются порфиритами андезито-базальтового и андезито-дацитового состава и их туфами, о чем свидетельствует развитие среди эффузивных прослоев и линз фаунистически охарактеризованных известняков. Например, на р. Аяте у хут. Варваринского в вулканогенных породах фиксируются мощные прослои известняков с *Conchidium* cf. *vogulicum* (Vern.) и др.

Для характеристики верхнего силура Алапаевско-Теченского района мы рассмотрим разрезы по рекам Багаряку и Истоку. По р. Багаряку осадочно-вулканогенная толща верхнего силура развита у пос. Колпаково и выше по течению реки. Она состоит из чередую-

щихся мраморизованных известняков, кварцево-серицитовых и хлоритовых сланцев и плагиоклазо-пироксеновых порфиритов, сопровождающихся туфами и туфоконгломератами.

По наблюдениям Н. Ф. Мамаева, эти породы в окрестностях Колпаковского рудника, расположенного в 700 м западнее поселка, подразделяются на три толщи.

Нижняя толща сложена чередующимися между собой хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми сланцами, мраморизованными известняками, порфиритами и их туфами. Эти породы образуют ряд обнажений у пос. Колпаково и у устья лога Грязнухи. Общая мощность нижней сланцево-карбонатной толщи не менее 90 м. Среди пород этой толщи на Колпаковском месторождении встречена линза серного колчедана мощностью до 5 м. По своему стратиграфическому положению данная толща может соответствовать основанию нижнего лудлова.

Средняя толща сложена светлыми мраморизованными известняками и подчиненными им андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами, в породах нередко встречается вкрапленность сульфидов, приуроченная преимущественно к кварцевым и кварцево-карбонатным прожилкам, развитым обычно по сланцеватости пород. Выступают эти породы выше устья лога Межовка и выше по реке, у коленообразного ее изгиба, где серые массивные мраморизованные известняки образуют крупные скальные выходы. В этих известняках Т. В. Пронина обнаружила *Conchidium pseudoknighti* (Tschern.), *Pentamerus oblongiformis* Nikif. и другие нижнелудловские формы. Мощность толщи не менее 200 м.

Верхняя толща состоит из андезито-базальтовых порфиритов, их туфов, туффитов и туфоконгломератов, имеющих довольно значительные выходы по р. Багаряку и выше устья лога Межовка. Мощность толщи не менее 150 м. По своему положению она, видимо, может соответствовать верхнему лудлову.

Севернее долины р. Багаряка лудловские отложения известны по р. Истоку. Здесь, между с. Барабановским и пос. Гашенево, выступает толща смятых в относительно пологие и симметричные складки известняков. Известняки по характеру фаунистических остатков подразделяются на три толщи.

1. В основании залегают темно-серые и серые толстослоистые и массивные известняки, содержащие фауну брахиопод самых низов лудлова: *Brooksina striata* (Eichw.), *Conchidium* sp., *Capelliniella* sp., *Clorinda pseudolinguiifera* Kozl. и др.

В составе этой толщи широко развиты массивные известняки, переполненные колониями строматопор и табулят. Выходы этих известняков имеются у западной окраины пос. Гашенево, а также в середине пос. Барабановского. Мощность их около 275 м.

2. Стратиграфически выше располагаются серые и светло-серые слоистые, а частью темно-серые массивные известняки с многочисленной фауной брахиопод верхних горизонтов нижнего лудлова: *Conchidium pseudoknighti* (Tschern.), *C. knighti* (?) Sow., *Pentamerus oblongiformis*? (Nikif.) и др. Многочисленные выходы этих известняков расположены по р. Истоку. Мощность их не менее 125 м.

3. Верхним членом рассматриваемой толщи являются светлые, светло-серые и темные обычно массивные и реже толстослоистые известняки, местами переполненные мелкой брахиоподовой, а также коралловой фауной верхнего лудлова: *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Atrypa granulifera* Barr., *Lissatrypa kuschoensis* (Tschern.), *Spirifer indifferens* Barr., *Schelwienella pecten* (L.) и др.

Мощность известняков верхнего лудлова не менее 50 м. Таким образом, общая мощность известняков верхнего силура по р. Истоку достигает 400—450 м.

На простирации к югу верхнесилурийским известнякам р. Истока, очевидно, будет соответствовать одновозрастная им верхняя осадочно-вулканогенная толща верхнего силура, развитая по р. Багаряку и описанная выше. Сопоставление этих разрезов указывает на замещение карбонатных осадков верхнего силура района пос. Барабаново к югу вулканогенными образованиями, имеющими в разрезе долины р. Багаряка преобладание над известняками, с которыми они чередуются.

В Свердловско-Арамилском и Кировград-Навьянском районах фаунистически доказанные верхнесилурийские отложения почти полностью отсутствуют. В Свердловско-Арамилском районе к нерасчлененному верхнему силуру относится мощная (до 1000 м) толща порфиров андезито-базальтового, базальтового, реже андезитового состава, их туфы, туфопесчаники и конгломераты. Местами в его составе принимают участие филлитовые, филлитовидные и углисто-глинистые сланцы. В Кировград-Невьянском районе развиты эффузивы того же состава, но здесь в верхних частях разреза появляются трахитовые порфиры и их туфы, а также известняки с *Tryplasma karcevi* В ul v.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ ВЕРХНЕЛУДЛОВСКИЙ ПОДЪЯРУС И НИЖНИЙ ДЕВОН ВОСТОЧНОГО СКЛОНА

Как известно, к жединскому ярусу нижнего девона на Урале относятся толщи разнообразных пород, содержащие смешанную силуро-девонскую фауну. В связи с этим четкая граница между силурийскими и нижнедевонскими образованиями отсутствует даже в карбонатных толщах, сравнительно хорошо охарактеризованных фауной. Особенно затруднительно проведение границы между силуром и девонem в эффузивных толщах, которые по соотношению с подстилающими и покрывающими образованиями, а местами и по фауне в прослоях карбонатных толщ могут быть с равной степенью вероятности отнесены и к верхам силура и к низам девона. В связи со сказанным все такие толщи на геологических картах обычно показываются как нерасчлененные отложения верхнелудловского яруса и нижнего девона.

Сюда прежде всего относятся известняки петропавловской свиты, которая впервые была зафиксирована в районе г. Североуральска в западной части Петропавловской бокситоносной полосы. Эти известняки протягиваются прерывистой полосой в пределах Североуральского и Карпинского районов. Далее к северу они отмечаются в районе рек Южной и Северной Тошемки (устье р. Саумы). Характерным для данных известняков является то, что в нижних горизонтах находится типичная силурийская фауна, а в верхних — состав ее носит смешанный силуро-девонский характер. Мощность известняков нерасчлененных верхов лудлова и нижнего девона достигает 300 м.

В восточных частях Ивдельского, Североуральского и Серовского районов к нерасчлененным отложениям верхов лудлова и нижнего девона относятся вулканогенно-осадочные толщи, перекрывающиеся или кобленскими, или эйфельскими образованиями. Так, например, сюда отнесены авгитовые порфириты и их туфы базальтового состава, обнажающиеся по р. Лъзове в районе Владимирского переката.

Южнее к этому же возрасту относятся агломератовые и плотные туфы пироксено-плаггиоклазовых порфиритов, имеющие выходы в пределах сопот Петровская, Святая и др. Туфы представляют собой плотные зеленоватые породы, состоящие из обломков пироксено-плаггиокла-

зовых порфиритов. Обломки слабоокатанные или угловатые, величиной от мелких песчинок до десятков сантиметров. Помимо обломков порфиритов, в туфах встречаются известняки в виде мелких обломков или крупных глыб. В известняках обнаружены остатки брахиопод — *Gypidula optata* (Varr.), *Spirigerina marginalis* (Daln.), которые с равным успехом могут быть отнесены или к верхнему лудлову, или к жединскому ярусу нижнего девона.

Особенно широким развитием в пределах восточного склона Среднего Урала пользуется толща трахитовых порфиров, трахиандезитовых, трахибазальтовых порфиритов и их туфов (туринская свита), располагающаяся всегда в пограничных зонах силура и девона. Нижняя часть ее относится обычно к верхнелудловскому ярусу, а верхняя — к нижнему девону.

* * *

*

На основании всего вышеизложенного можно сделать вывод, что на восточном склоне Урала в составе силурийских отложений принимают участие как эффузивные, так и нормальноосадочные породы, находящиеся в сложных взаимоотношениях друг с другом. В связи с этим расшифровка палеогеографических условий в силурийское время является крайне трудной задачей.

Ландоверийский ярус выделяется в большинстве случаев условно, но, несмотря на это, нет никакого сомнения в том, что толщи основных эффузивов (во всяком случае их нижние горизонты), расположенные в западной части зеленокаменной полосы, принадлежат к этому ярусу. Это подтверждается тем, что в пределах бывшей Павдинской дачи они сопрягаются с туффитами и глинистыми сланцами, содержащими ландоверийские граптолиты. Таким образом, имеется основание предполагать, что в ландоверийский век рассматриваемая часть Урала представляла собой прогибающуюся область, занятую морем, на дне которого происходило формирование мощных пироксено-плагноклазовых и диабазовых порфиритов, диабазов и спилитов. Вулканические извержения происходили в подводных условиях и сопровождалась накоплением туфов и отчасти терригенных образований. В конце ландоверийского века появляются и карбонатные отложения.

В венлокское и раннелудловское время продолжалось излияние лав основного состава и формирование туфогенных и осадочных пород. В составе осадков уже заметную роль начинают играть карбонатные породы. В некоторых районах разрезы венлока и нижнего лудлова слагаются почти исключительно известняками (Туринский район). В других районах известняковыми толщами представлены нижний и верхний лудлов (Североуральский район). В большинстве же случаев карбонатные породы играют подчиненную роль.

В течение силурийского периода область Тагильского и Магнитогорского погружений развивалась как единая геосинклинальная зона. В ее пределах в раннелудловское время спорадически возникали поднятия, оконтурить которые в настоящее время почти не удается. В середине раннего лудлова имели место движения, которые вызвали местами перерыв, отмечающийся появлением терригенных и бокситоподобных пород в основании известняков с *Conchidium vogulicum* (Vern.). Конец нижнего лудлова характеризуется новыми положительными движениями, вызвавшими почти повсеместную регрессию моря. Во всех разрезах, где только удастся наблюдать контакты между верхнелудловскими и нижележащими образованиями, имеются базальные конгломераты в основании верхнего лудлова. Несмотря на значи-

тельность этих движений, существенной перестройки в развитии геосинклинальных зон не произошло. Как в позднем лудлове, так и в раннем девоне геосинклинали испытывали новый этап погружения, с образованием сравнительно мощных вулканогенных и осадочных толщ.

Характеризуя южную часть восточного склона Урала, Н. Ф. Мамаев считает, что в силурийский период проявилась интенсивная вулканическая деятельность, особенно в пределах ее западных районов — Орско-Домбаровском и Учалинском. Она началась здесь с мощных трещинных излияний плагиоклазовых порфиров, диабазов и спилитов, в связи с общим опусканием Уральской геосинклинальной области. Излияние лав сопровождалось также формированием массивов габбро и пироксенитов, соответствующих отчасти корням эффузивных покровов. Вулканические извержения происходили в подводных условиях и сопровождались накоплением маломощных покровов туфов. В происшедшем затем уже в конце раннего лудлова кратковременном ослаблении вулканизма, связанным с поднятием местности и, возможно, со складкообразованием, наметилась некоторая локализация излияния, вследствие возникновения вулканов кратерного типа. В это время происходит излияние лав основного и кислого состава (спилиты и альбитофиры), сопровождающееся первичной, по-видимому, минерализацией в виде сульфидов меди, железа и цинка, образывавших иногда линзообразные тела. К концу силура происходит следующее интенсивное прогибание местности и оживление вулканической деятельности с образованием лав пироксеновых и плагиоклазо-пироксеновых порфиров, которые сопровождались накоплением туфов и туффигов. Вулканическая деятельность в это время распространилась довольно широко, охватив всю область Магнитогорского погружения.

В период относительного покоя создались благоприятные условия для накопления известняковых осадков в виде рифовых или пластообразных тел с обильной фауной. Такие же условия продолжали существовать и в раннем девоне. В восточных районах (Тогузакско-Аятском и Аятско-Тобольском) начало силура ознаменовалось проявлением вулканизма в виде излияния в морской среде мощных лав диабазов и спилитов. В более спокойных участках моря, начиная с ландовери, происходило накопление песчано-глинистых отложений с граптолитами. В северо-западной части площади в это же время отлагались более грубые песчано-глинистые образования (частью известковые), указывающие на близость участков суши. Последняя, в частности, существовала в области современного Урало-Тобольского водораздела в виде значительного меридионального поднятия, отделявшего Магнитогорское погружение от восточного Верхнетобольского. В конце лудловского века и в начале раннего девона (Челябинский район) произошло почти полное прекращение вулканической деятельности, и в спокойных морских бассейнах отлагаются, главным образом, известковые осадки.

Участок Уральской геосинклинальной области, находящийся сейчас на месте западного склона Урала, развивался в силурийском периоде в сравнительно спокойной тектонической обстановке. В стратиграфическом очерке уже отмечалось, что фациальные особенности осадков изменяются довольно определенно в широтном направлении. В Западном Приуралье и восточной части Русской платформы, где в силуре существовала суша, силурийские образования отсутствуют. Береговая линия силурийского моря имела извилистые очертания и изменялась как во времени, так и в пространстве. Например, в Усвинско-Вишерском районе морские условия в течение всего силурийского периода существовали в восточной части. В ландоверийский и венлок-

ский века морские условия с востока на запад постепенно сменялись прибрежно-морскими (среднее течение р. Язьвы и верховья р. Молмыса) и, наконец, типичными континентальными (Полюдов Камень и Колчимская гряда). Такая же закономерность изменения фаций отмечается и в пределах Уфимского амфитеатра. Западная зона (Нижние Серги, Михайловский завод, Шемаха) в течение силура представляла собой прибрежную зону, где происходило формирование аркозово-кварцевых и кварцевых песков за счет размыва древних гранитов, слагавших приподнятую в то время восточную окраину Русской платформы. Во время сокращения привноса терригенного материала здесь же отлагались глинистые и доломитизированные известняки.

В восточной фациальной зоне (участки, прилегающие непосредственно к железнодорожной линии Нижние Серги — Нязепетровская) в это же время существовали нормально-морские условия и отлагались в основном карбонатные породы. В конце силура западная зона испытывает поднятие и вдоль ее подводного восточного края в раннем девоне начинают формироваться барьерные рифы.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения, выделенные впервые на Урале в 1845 г., пользуются широким развитием как на восточном, так и на западном его склонах. Стратиграфия девонских образований разработана еще недостаточно подробно (табл. 10*).

Создание первой схемы стратиграфии девонских отложений Урала и ряда классических монографий, посвященных описанию фауны, принадлежит Ф. Н. Чернышеву. Эта схема, составленная для западного склона Урала и принятая всеми исследователями того времени, имела в общих чертах следующий вид:

- D₃¹ — известняки с *Clymenia*, *Spirifer archiaci* и др.
- D₃^{1b} — известняки с *Manticoceras intumescens* и др.
- D₃^{1a} — известняки с *Rhynchonella cuboides*
- D₂^{2b} — горизонт со *Spirifer anossofi* и *Stringocephalus burtini*
- D₂^{2a} — горизонт с *Pentamerus baschkiricus* и *P. pseudobaschkiricus*
- D₂¹ — горизонт песчаников, сланцев и ленточных мергелей
- D₁² — горизонт с *Leperditia barbotana*, *Meristella didyma*, *Karpinskia conjugula*, *Pentamerus optatus* и др.
- D₁^{1d} — глинистые сланцы и сахаровидные песчаники, содержащие (в районе Шемахинского завода) *Favosites goldfussi*, *Orthis subcarinata* и др.
- D₁^{1c} — известняки с *Hercynella bohémica*, *Pentamerus optatus*, *Karpinskia conjugula* и др.

В девонских отложениях восточного склона Урала, по мнению Ф. Н. Чернышева, можно было выделить не только три отдела, но и более мелкие подразделения. Работы всех перечисленных выше исследователей не потеряли своего значения до настоящего времени, несмотря на то что схема девонских отложений, принятая ими, претерпела значительные изменения.

После Великой Октябрьской социалистической революции изучение девонских отложений Урала неразрывно связано с именем академика Д. В. Наливкина, который на основании новых геологических данных критически пересмотрел схему, созданную Ф. Н. Чернышевым.

В своих работах Д. В. Наливкин (1925, 1929, 1930) устанавливает широкое развитие фаунистически охарактеризованных верхнесилурийских отложений и дает сопоставления (табл. 11) различных брахиоподовых и гониатитовых фаций, развитых на Урале (1925).

Все последующие исследования девонских отложений Урала, связанные с проведением детальных геологических съемок, поисково-раз-

Таблица 11

Схема разреза девона Урала (по Д. В. Наливкину)

Ярусы	Брахиподовые фацции		Гониатитовые фацции
Фаменский	Светлые, зернистые известняки с <i>Productus</i> и <i>Pugnax</i> (р. Барма, левый приток Аскына)	Желтоватые и темные битуминозные известняки со <i>Spirifer archiaci</i> (р. Миньяр)	Климениевые и хейлоцеровые слои (Южный Урал)
Франский	Светлые, зернистые известняки с <i>Rhynchonella cuboides</i> , <i>Atrypa</i> , <i>Penia-merus</i> (р. Аскын, оз. Колтубан)	Черные битуминозные известняки со <i>Spirifer katavensis</i> (Усть-Катав, Серпеевка)	Мантикоцеровые слои (западный склон Южного Урала)
Живетский	Светлые известняки с разнообразной фауной <i>Spirifer undiferus</i> (Богословск, р. Бобровка)	Черные битуминозные известняки со <i>Stringocephalus</i> и <i>Spirifer anosofi</i> (р. Ай, Батырский Мыс)	?
Эйфельский	Известняки верховьев р. Юрюзани		Слои с <i>Anarcestes lateseptatus</i> (р. Бобровка)
Кобленцкий	Светлые крупнозернистые известняки с <i>Karpinskia consuelo</i> (реки Реж, Синячиха, Бобровка)		?
Жединский	Известняки с <i>Karpinskia conjugula</i> (пос. Терлянский, реки Синячиха, Бобровка, Реж)		
Верхний силур	Известняки с <i>Atrypa marginalis</i> , <i>Joungia</i> , <i>Callicrinus</i> (гора Благодать, р. Тальтия, Николо-Павдинская дача)		?

ведочных и тематических работ, значительно уточняют и дополняют схему Д. В. Наливкина.

Разработка стратиграфических схем девона для западного склона Урала в последние годы связана с именами Д. В. Наливкина (1926), Б. П. Марковского (1946, 1948), Г. А. Смирнова (1948), Н. Г. Чочиа (1948, 19506), Чочиа, Андрианова (1952), С. М. Домрачева (1948, 1953), В. Н. Крестовникова (1951), М. Г. Брейвеля, В. Г. Варганова, А. Н. Ходалевича, А. П. Тяжевой и др. Этими исследователями был собран богатейший материал, позволивший уточнить схему стратиграфии девона, изучить фациальный характер его разреза, выяснить закономерности изменения мощностей.

В начале 1951 г. во ВНИГРИ состоялось Всесоюзное совещание, на котором была выработана общая унифицированная схема стратиграфии девонских и додевонских отложений Русской платформы и западного склона Урала. В основу принятой совещанием унифицированной схемы расчленения девона западного склона Урала, разработанной К. И. Андриановой, С. М. Домрачевым и Н. Г. Чочиа под руковод-

ством Б. П. Марковского, были положены схемы Б. П. Марковского (1948) и дополненная результатами новейших исследований схема С. М. Домрачева, В. С. Мелешенко, Н. Г. Чочиа и др.

Уточнение стратиграфии девона восточного склона Урала было произведено А. Н. Ходалевичем (1938; 1951 и др.), Е. П. Молдавцевым и А. Н. Ходалевичем (1936), Н. А. Штрейсом (1951), Н. Ф. Мамаевым (1949), А. А. Прониным (1950), С. М. Андроновым, М. Г. Брейвель, А. И. Брейвель, М. В. Шурыгиной, Ф. Е. Янет и другими геологами.

Решением межведомственного совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем для Урала в 1956 г. по девону восточного склона была принята следующая схема.

Нижний девон. Жединский ярус, слои с *Karpinskya vagranensis* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Septatrypa megaera* (Barr.).

Кобленцкий ярус; слои с *Pugnoides operosa* Khod.

Средний девон. Эйфельский ярус был подразделен на два подъяруса: нижнеэйфельский, включающий слои с *Gypidula ivdelensis* Khod., *G. intima* Khod., *Eospirifer superbus* (Eichw.), и верхнеэйфельский — слои с *Conchidiella baschkirica* (Vern.), *C. pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. karpinskii* (Tschern.).

Живетский ярус: слои с *Agoniatites*, *Hypothyridina procuboides* (Kays.), *Stringocephalus burtini* Defr. и др.

Верхний девон. Франский и фаменский ярусы остались нерасчлененными. К франскому ярусу отнесли слои с *Pugnoides triaequalis* (Goss.), *Theodossia anossofi* (Vern.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Reticulariopsis koltubanica* (Nal.), а к фаменскому ярусу — слои с *Climenia*, *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *Liorhynchus baschkiricus* (Tschern.), *L. ursus* Nal.

Эта схема в основном остается в силе и сейчас, но в последнее время в результате ряда дополнительных исследований был изменен объем живетского яруса в сторону его увеличения. Стрингоцефаловые слои в большинстве случаев залегают с явно выраженным перерывом на эйфельских образованиях, но в ряде разрезов был установлен постепенный переход между этими ярусами, с появлением переходных слоев, содержащих смешанную эйфельско-живетскую фауну. Эти слои, получившие название зоны *Bornhardtina uncitoides*, были включены в состав живетского яруса как его нижняя зона. Такое подразделение девонских образований нашло более полное отражение в унифицированных и стратиграфических схемах, принятых на Уральском стратиграфическом совещании в 1963 г.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА И ПРИУРАЛЬЕ

Нижний отдел

По западному склону среднего Урала нижнедевонские отложения выражены двумя фациями:

- 1) морской, представленной герцинскими рифогенными известняками — барьерным рифом нижнедевонского моря;
- 2) лагунной, представленной доломитами.

Континентальная фация развита западнее, уже в пределах Русской платформы, и по западному склону Урала не установлена.

На юге, в пределах центральной части Уфимского амфитеатра на пространстве от г. Нязепетровска до с. Атиг, развиты герцинские рифовые (частично слоистые), преимущественно водорослевые, а также криноидные серые и светло-серые известняки и доломитизированные известняки, среди которых, в результате работ А. Н. Ходалевича (1949), П. М. Есипова, В. Н. Крестовникова, М. Г. Брейвеля,

В. Г. Варганова и др., изучавших фауну брахиопод, выделены жединский и кобленцкий ярусы.

Для жединского яруса отмечен следующий комплекс фауны (по А. Н. Ходалевицу): *Bilobites* cf. *bilobus* L., *Gypidula uralotjanschanica* Khod., *Septatrypa thetis* (Barr.), *Atrypa* (*Atrypinella*) *barba* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.), *Karpinskia vagranensis* Khod., *K. ex gr. conjugula* Tschern. и др. Мощность его определяется в пределах 100 м.

Для кобленцкого яруса отмечены следующие формы: *Machae-raria*(?) *atrypoidea* (Nik.), *Pugnoides operosa* Khod., *Wilsonella princeps* (Barr.), *Camarotoechia pseudolivonica* (Barr.), *Atrypa vijaica* Khod., *A. sergaensis* Khod., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K. conjugula* Tschern., *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk., *Pseudochonophyllum pseudoheliantoides* Schen. Мощность его свыше 100 м.

В западной части Уфимского амфитеатра нижний девон представлен зернистыми серыми доломитами и доломитизированными известняками, развитыми от д. Арасланово на юге до разъезда Солдатка на севере. Всюду доломиты ложатся согласно на один и тот же горизонт остракодовых глинистых известняков и сланцев, завершающих толщу глинистых известняков с *Protathyris didyma* Dalm. (М. Г. Брейвель и др., 1961 г.). В разрезе по Михайловскому пруду и по берегам р. Атига из нижних слоев доломитов были собраны следующие органические остатки жединского возраста: *Paraamphipora vesiculosa* Yav., *Amphipora intexta* Yav., *Favosites paradoxus* Dubat., *F. ex gr. clarus* Yagnet, *Striatopora*(?) aff. *tschichatschevi* Peetz., *Cylindrophyllum* cf. *planovesiculosum* Tschern.

Севернее пос. Атиг, вдоль всего Среднего Урала вплоть до верховьев р. Колвы на севере, по всей долине р. Чусовой, по Косье, Усьве фаунистически охарактеризованных отложений нижнего девона нигде не встречено. К последнему еще недавно относилась мощная пестроцветная зелено-серо-вишневая песчаниково-сланцевая толща (серебрянская серия Г. Н. Фредерикса). В результате работ последних лет Н. Г. Чочиа и К. И. Андриановой (1952) удалось бесспорно доказать залегание этой толщи (чурочной свиты) под фаунистически охарактеризованными ландоверийскими отложениями, а К. А. Львову в 1952 г., проследившему эту толщу при картировании на юг до Кизеловского района, — установить залегание на ней пород с верхнеордовикской (ландейло—карадок) фауной. Таким образом, эта толща оказалась заведомо древнее верхнего ордовика и относится в настоящее время К. А. Львовым к нижнему ордовику, а Н. Г. Чочиа, К. И. Андриановой, Е. В. Владимирской, а также Б. М. Келлером (1952) — к кембрию.

Нижний девон если и существовал раньше на всем этом огромном пространстве, то был уничтожен перед началом отложений базальтовых толщ такатинских или пашийских слоев.

Средний отдел

Эйфельский ярус

Отложения эйфельского яруса широко развиты по всему западному склону Урала — от его южной границы до бассейна р. Печоры на севере. Ярус подразделяется на нижний и верхний подъярусы (см. табл. 10*¹).

¹ В табл. 10* все нижеописываемые слои даны в ранге свит. (Прим. ред.)

В составе эйфельского яруса выделяется два основных типа разреза. В первом из них разрез начинается рифогенными и слоистыми известняками и отмечается в наиболее восточных участках области распространения отложений эйфельского яруса в Уфимском амфитеатре на пространстве от г. Назепетровска до пос. Атиг. Второй тип разреза, развитый на большой территории, начинается светлыми кварцевыми песчаниками такатинских слоев.

В Уфимском амфитеатре нижнедевонские известняки постепенно переходят в светлые массивные и грубослоистые известняки с остатками фауны кораллов, брахиопод и др. По рекам Нижний Шемахе, Серге, Бардыму и др. В. Н. Крестовниковым (1951), А. Н. Ходалевицем (1949), М. Г. Брейвелем и др. выделены: *Alveolites* cf. *levis* Tschern., *Favistella massivum* Soshk., *Fasciophyllum conglomeratum* Schlut., *F. prismaticum* Soshk., *F. cylindricum* Soshk., *F. schluteri* Soshk., *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Karpinskya fedorovi* Tschern., *Eospirifer superbis* (Eichw.), *Eosparmanovi* (Khod.) и др.

Мощность известняков до 150 м.

Возрастным аналогом (?) рассмотренных нижеэйфельских известняков являются такатинские слои.

Такатинские слои распространены по всему западному склону Среднего Урала (кроме участков развития герцинских известняков и небольшого участка к югу от г. Назепетровска) и по всему Западнему Приуралью, за исключением области Уфимского плато, участка Полюдова Камня и района г. Чердыни. Это название дано по р. Такаты, левому притоку р. Зилим, по предложению Э. Х. Алкснэ, А. И. Олли и А. П. Тяжевой, выделивших эту толщу как верхнюю из пяти, составляющих ашинскую свиту. Литологически представлены довольно однообразной толщей кварцевых, реже аркозовых белых и светло-серых песчаников, часто косослоистых, местами переходящих в гравелит или мелкогалечные конгломераты. По р. Чусовой и в районе Краснокамска в них отмечается бокситовое оруденение и оолитовые образования. Среди песчаников, главным образом в верхах свиты, иногда наблюдаются тонкие прослой глины и аргиллитов. Фауну в песчаниках этих слоев, кроме рыб, отнесенных к роду *Lunaspis* sp., встречающихся (по Д. В. Обручеву) в D₁, обнаружить не удалось. Среди остатков флоры была определена *Hostimella hostimensis* P. (присутствующая и в фаменском ярусе), *Psilophytales* sp., *Pteridorachis* sp.

Такатинские слои залегают с размывом и участками с угловым несогласием (Колво-Вишерский район) на самых разнообразных толщах — от протерозоя до силура. Вверх по разрезу песчаники такатинских слоев постепенно переходят в песчаниково-аргиллитовые ваяншкинские слои или глинистые известняки вязовских слоев. Мощности такатинских слоев изменяется в весьма широких пределах — от 0 (в отмеченных выше пунктах, где эти отложения отсутствуют) до 275 м на востоке Колво-Вишерского района. К северу от широты г. Перми намечается отчетливая закономерность увеличения их мощности в северо-восточном направлении.

Верхнеэйфельский подъярус начинается или ваяншкинскими, или вязовскими слоями.

Ваяншкинские слои распространены вдоль западного склона Среднего Урала и по Среднему Приуралью неповсеместно. В качестве отдельной стратиграфической единицы выделены в 1936 г. на Южном Урале А. К. Белоусовым под названием пестроцветной толщи. Ф. Н. Чернышев (1889) и Д. В. Наливкин (1926) описали эти слои (вместе с частью выше- и нижележащих) как «свиту ленточных мерге-

лей». Впервые С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа были названы по с. Ваняшкино на р. Ай, где наблюдаются и лучшие обнажения для всего западного склона Урала.

Представляют собой терригенно-карбонатную фацию вязовских слоев, так как в ряде разрезов отсутствуют, замещаясь вязовскими известняками. В тех же разрезах, где присутствуют и ваяшкинские и вязовские слои, ваяшкинские всегда лежат ниже, непосредственно на такатинских. Выделены (с юга на север) в средней части Уфимского амфитеатра в районе г. Нижние Серги и севернее в нескольких разрезах Колво-Вишерского края (реки Вишера, Акчим и Колчим). В остальных районах в долине р. Чусовой и Кизеловском бассейне они либо фациально замещаются остракодовыми известняками вязовских слоев, или их аналогом — известняками ширококовской свиты, либо уничтожены размывом, предшествовавшим отложению яйвенской пачки (в тех разрезах, где она развита). Нижняя граница ваяшкинских слоев характеризуется постепенным, через переслаивание, переходом от такатинских песчаников. Вверх по разрезу переход к остракодовым известнякам вязовских слоев также постепенен.

Ваяшкинские слои сложены песчаниками, алевролитами, глинами (глинистыми сланцами), доломитами, реже глинистыми известняками. Песчаники приурочены главным образом к низам толщи, а глины — преимущественно к средней части разреза. Цвет глин, обычно доломитовых, весьма разнообразный — зеленый, серый, желтый, фиолетовый, красный. Доломиты и известняки обычно развиты лишь в их верхней части. В этих слоях найдены неопределимые брахиоподы (р. Акчим), остракоды *Leperditia* sp., следы ползания червей и растительные остатки.

Мощность ваяшкинских слоев на Среднем Урале колеблется в пределах от 0 до 12 м.

Вязовские слои в качестве отдельного стратиграфического горизонта были впервые описаны Ф. Н. Чернышевым (1889) в Юрюзано-Айском районе. В 1948 г. С. М. Домрачев, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа назвали эти отложения вязовской свитой, по наименованию ст. Вязовая, в районе которой расположены лучшие ее обнажения.

Слои развиты на значительном протяжении западного склона Среднего Урала и в Приуралье, начиная от центральной части Уфимского амфитеатра на юге, до Колво-Вишерского края на севере. По рекам Косьве, Усьве и Вильве вязовские слои представлены глинистыми известняками ширококовской свиты. В районе г. Кизела они отсутствуют, уничтоженные размывом, предшествовавшим отложению яйвенской пачки. В Колво-Вишерском районе отсутствуют. Здесь им отвечает маломощная (1—3 м) пачка темных известняков, остракод в составе которой не найдено. Представляют собой одну из характерных толщ Западного Приуралья со своеобразным комплексом фауны остракод. Верхняя граница вязовских слоев довольно отчетлива. Наиболее резко она выражена при налегании на вязовские слои песчаников яйвенской пачки. В случае отсутствия последней границы отмечается фациальным изменением (появлением доломитизированных толстослойстых известняков с *Conchidiella* и *Stropheodonta*).

Вязовские слои слагаются темно-серыми, почти черными, несколько глинистыми остракодовыми известняками. В нижней части толщи наблюдаются прослой доломитов и сланцевых глин. В районе рек Косьвы и Вильвы вязовские слои сильно обогащаются глинами. Они сложены здесь в основном (до 78% общей мощности разреза) глинистыми сланцами, иногда песчанистыми, переслаивающимися с глини-

стыми известняками, мергелями, доломитами. В последних содержатся многочисленные обломки брахиопод, остракод и пелеципод. С. М. Домрачевым эта глинистая разновидность в 1950 г. была названа ширококовской пачкой. Фауна вязовских слоев многочисленна, но однообразна. Важнейшими формами являются: *Favosites (Pachyfavosites) markovskii* Sok., *Mölleritia mölleri* (Schmidt), *M. barbotana* (Schmidt). Из ширококовской пачки определены остракоды: *Bajrichiella* sp. nov., *Knoxiella inserica* Pol. (in litt.), *Bythocypris* aff. *paisonia* Wilson, *Halliella* ex gr. *fussurella* Ulrich et Bassl. и др.

Мощность вязовских слоев подвержена резким колебаниям, которые обусловлены отчасти фациальным замещением их низов ваянскими песчаниками и глинами, а в тех разрезах, где присутствует яйвинская пачка, — размывом верхней их части или целиком всей толщи. Она колеблется от 0 до 45 м (среднее течение р. Чусовой). Мощности ширококовской пачки колеблется от 12 до 22 м.

Яйвинская пачка, представляющая собой фацию нижней части кальцеоловых слоев, впервые выделена в 1941 г. П. А. Софроницким в районе горы Половинка. Установлена на западном склоне Урала совсем недавно — в 1948—1950 гг. А. П. Тяжевой, С. М. Домрачевым и К. И. Адриановой. Последняя, выделив ее в 1950 г. по данным М. А. Пояркова и Н. В. Поярковой в разрезе р. Кади (приток Яйвы) и описав ее верхний и нижний контакты, назвала яйвенской пачкой, принимая как самостоятельный стратиграфический горизонт. К настоящему времени эта пачка описана в ряде пунктов на Южном Урале, в разрезах верхнего течения р. Белой, по Урюку, Нугушу, Зигану, Сиказе, Басе и Инзеру. На Среднем Урале, в границах рассматриваемого района, она отмечается лишь в Кизеловском бассейне (скв. Г-13 в районе горы Половинка) в пределах г. Кизела и по р. Кади, где представлена оолитовыми железняками. По-видимому, она развита значительно шире, но пропускалась вследствие исключительно плохой обнаженности девонских разрезов на Среднем и Северном Урале. На прилегающей части Русской платформы она описана к настоящему времени в Краснокамско-Полазненском районе и в ряде других пунктов.

В Кизеловском районе эта толща залегает на такатинских слоях, в районе р. Яйвы на известняках вязовских слоев. Представлена кварцевыми песчаниками, слабо сцементированными, светло-серого, зеленовато-серого, желтовато-серого и ржаво-желтого цвета, содержащими участками углистые включения, прослой серых и зеленовато-серых глинистых сланцев, железистых песчаников и конгломератов. В самых верхах пачки появляются прослой серых песчаников, глинистых известняков, мергелей и глинистых сланцев, отмечающие постепенный переход к вышележащим кальцеоловым или, там, где они не выделяются, бийским слоям.

В районе г. Кизела и горы Половинка, кроме того, широко развиты алевритистые сидериты, оолитовые доломиты, сидеритизированные глины и оолитовые железные руды. Фауна и флора в составе пачки встречается крайне редко.

Мощность пачки в разрезе по р. Кади 14 м, в районе Кизел — Половинка 3—6 м.

Кальцеоловые слои получили свое название от коралла *Calceola* ex gr. *sandalina* L.; впервые были установлены К. В. Марковым, затем изучены Н. А. Гедройцем и П. А. Сафроницким, Н. В. Дорофеевым в 1944 г. и в 1947 г. А. Н. Крестовниковым.

Подобно предыдущей пачке, начали выделяться как самостоятельная стратиграфическая единица из состава бийских слоев с 1951 г.,

после решения девонского совещания, так как только в 1949 г. С. М. Домрачевым было точно установлено их истинное стратиграфическое положение. На Среднем Урале установлены только начиная с Кизеловско-Чусовского района, где они описаны по р. Межевая Утка и в разрезах «Кын» и «Поляковка» в районе пос. Кусье-Александровский и Пашия, по рекам Вижаю, Вильве, Усьве, Косьве и в районе пос. Половинка по рекам Яйве и Кади.

В Колво-Вишерском крае они выделены по р. Акчим и в бассейне верхней Печоры — по р. Унье. Литологически представлены серыми глинистыми известняками и мергелями с прослоями глинистых сланцев и глин. Изредка встречаются глинистые доломиты. В некоторых разрезах отмечается обогащение пиритом и битумом. Переход как к вышележащим, так и к нижележащим отложениям постепенный.

В кальцеоловых слоях содержатся разнообразные органические остатки: *Favosites goldfussi* d'Orb., *Calceola sandalina* var. *acuminata* Mors., *Pseudozonophyllum versiforme* Soshk., *Schizophoria striatula* Schloth., *Stropheodonta uralensis* (Vern.), *Ilmenia subumbona* (Hall), *Mölleritia barbotana* (Schmidt.) и др.

Мощность кальцеоловых слоев колеблется от 2 до 22 м. Наибольшая мощность их отмечена в Кизеловском районе и в нижнем течении р. Чусовой.

Бийские слои впервые в качестве самостоятельного горизонта были выделены в 1883 г. Ф. Н. Чернышевым. Названы С. М. Домрачевым, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа в 1947 г. по наименованию р. Бий, по которой у с. Айлино расположены лучшие ее обнажения.

Широко распространены по всему западному склону Среднего Урала и в Приуралье, за исключением площади крупного острова, расположенного в западной части Уфимского амфитеатра и в пределах Уфимского плато, а также в районе Полюдова Камня, где осадки этих слоев не отлагались. Небольшие участки суши (острова) отмечаются к югу от г. Верхнего Уфалея и к северу от Чусового, где они, по-видимому, связаны с предпашийским размывом, уничтожившим эти отложения. Переход от нижележащих кальцеоловых слоев совершается постепенно. Там, где последние не выделены, им соответствует нижняя часть разреза бийских слоев.

Бийские слои на всей огромной площади, где они развиты, представлены довольно однообразной толщей осадков. Это серые, реже темно-серые известняки, обычно толстослоистые или массивные, иногда слегка доломитизированные, а также доломиты. Последние развиты, как правило, на отдельных изолированных участках, сменяясь по простиранию известняками. В некоторых разрезах наблюдается окремнение. В районе р. Усьвы, в единственном пункте западного склона Урала, в составе слоев отмечается появление прослоев глинистых сланцев и мергелей. Среди известняков встречны амфиоровые, строматопоровые, криноидные (характерны криноиды с крестообразным и двойным каналом), фавозитовые, брахиоподовые и смешанные известняки. Брахиоподы *Conchidiella baschkirica* (Vern.), *C. pseudobaschkirica* (Tschern.), *Stropheodonta uralensis* Vern., наиболее характерные для этих слоев, образуют банки. Из кораллов чаще всего встречаются *Favosites goldfussi* d'Orb. и его многочисленные варианты. Известны находки трилобитов *Dechenella markovkyi* Мах.

Совершенно необычен разрез верхнеэфельского подъяруса, описанный в средней части Уфимского амфитеатра в пределах отмеченной выше островной зоны к югу от г. Нижнего Уфалея. Здесь развиты наземные фации — грубозернистые кварцевые песчаники и конгломераты,

часть разреза которых должна соответствовать по времени отложениям бийских слоев.

В пределах Уфимского амфитеатра, где развиты карбонатные фации нижнего и среднего девона, в основании бийских слоев встречены маломощные линзовидные тела боксита (правый берег р. Серги против устья р. Бардым и выше устья р. Атиг).

Вверх по разрезу бийские слои сменяются отложениями нижнеживетских афонинских слоев, а там, где последние отсутствуют, на них с размывом залегают чусовские песчаники и глины. Кроме того, существуют разрезы, где отсутствуют и афонинские и чусовские слои. Здесь известняки бийских слоев сменяются верхнеживетскими светлыми известняками, обычно относимыми к чеславским слоям. Мощность бийских слоев колеблется от 3 до 90—100 м (в среднем течении р. Чусовой, по рекам Кади и Яйве) и даже до 220 м (р. Демид в северной части Уфимского амфитеатра).

Живетский ярус

Афонинские слои впервые под названием инфрадоманика были выделены Б. П. Марковским (1946) в бассейне р. Чусовой. На Всесоюзном совещании по девону в 1951 году инфрадоманик был переименован в афонинские слои по названию камня «Афонинские брови» на р. Чусовой, где их впервые изучил Б. П. Марковский. К настоящему времени они выделены в большинстве районов западного склона Урала.

На Среднем Урале они описаны в пределах Уфимского амфитеатра, в одном пункте на р. Демиде, к западу от г. Нижние Серги; в Кизеловско-Чусовском районе афонинские слои почти непрерывно прослежены на пространстве от р. Нотихи (верхнее течение р. Чусовой) до ст. Половинка между городами Кизелом и Губахой; севернее они выделены в Колво-Вишерском крае в верхнем течении р. Вишеры и по р. Язвье. Во всех остальных районах они отсутствуют — уничтожены предпашийским размывом или замещаются глинами (район Краснокамска) или известняками.

Эта толща сложена переслаивающимися темно-серыми, серыми и черными битуминозными стилиолиновыми и тентакулитовыми известняками, глинистыми известняками, мергелями, кремнями и глинами.

В районе Усть-Утки, Усьвы, Широкой, Половинки в разрезе появляются, кроме того, битуминозные и горючие известково-глинистые сланцы, а также битуминозные доломиты. Граница с бийскими известняками является отчетливой, признаков размыва или перерыва нет.

Афонинские слои содержат весьма характерный комплекс фауны доманикового типа — *Lingula*, *Buchiola*, отмеченные выше *Pteropoda*, *Ostracoda*, *Agoniatites*, трилобиты, значительно реже кораллы. Отсюда определены: *Schizophoria striatula* Schl., *Gypidula brevis* Phill., *Spinatrypa aspera* (Schl.), *S. bifidaeformis* Tschern., *Atrypa zonata* Schnur., *Liorhynchus kellogi* Hall., *Productella* ex gr. *subaculeata* Murch., Pr. aff. *sericea* Buch., *Calceola sandalina* L. var. *westfalica* Lotz., *Agoniatites inconstans* Phill., *Tornoceras simplex* Buch., *Dechenella romanovskyi* Tschern.

Мощность этих отложений колеблется в пределах от 5—6 (Серебряная, Пашийка) до 75—110 м (Кизеловский район, верховья р. Вишеры).

Чусовские слои были выделены в 1941 г. Б. П. Марковским (1946) в бассейне р. Чусовой (по рекам Межевой Утке, Сулему, Серебряной) в свиту песчаников и глин с линзами бокситоподобных пород. Годом раньше А. П. Тяжева на Южном Урале, в южной части

Уфимского амфитеатра, выделила толщу песчаников, занимающих то же стратиграфическое положение.

На Среднем Урале чусовские слои описаны начиная от верховьев р. Чусовой (ст. Перескачка) до района Кизеловского бассейна, где соответствующая часть разреза размыта перед отложением пашийских слоев. Еще севернее, в Колво-Вишерском районе, эти отложения установлены только в одном пункте, в верхнем течении р. Вишеры. Во всех остальных пунктах, там, где они не уничтожены предпашийским размывом, им соответствуют самые низы известняков чешских слоев.

Литологически чусовские слои представлены чередованием песчаников белых, кварцевых и кварцитовидных, приуроченных обычно к низам разреза, алевролитами, аргиллитами, глинами, доломитами и глинистыми известняками, иногда известняковыми конгломерато-брекчиями. В известняках, а также в глинах и песчаниках обычно встречается довольно богатый комплекс морской фауны и остатки флоры. В районе д. Усть-Утки на р. Чусовой и по р. Серебрянке среди этих пород располагаются в виде небольших линз красные бобовые железные руды и оолитовые шамозиты.

Наибольшее количество доломитовых и известняковых прослоев, чередующихся с глинами, приурочено к самым восточным разрезам чусовских слоев. Между чусовскими и нижележащими афонинскими или бийскими слоями обычно наблюдается перерыв, выраженный более или менее резко, причем кровля подстилающих отложений несет следы размыва. Однако существуют разрезы, где размыва в основании чусовских слоев не отмечается, хотя и здесь граница их с подстилающими осадками является весьма отчетливой. Переход от чусовских слоев вверх по разрезу происходит хотя и быстро (0,1—0,2 м по разрезу), но постепенно.

Характерными формами, встречающимися в чусовских слоях, являются *Eoreticularia pseudopachyrincha* (Tschern.), *Spirifer aviceps* Keys., *Megantheris damesii* Holz., *Spinatrypa* ex gr. *aspera* Schloth., *Dechenella polonica* Gürich., *Uchtovia* sp.

Мощность чусовских слоев испытывает резкие колебания. В ряде районов, как мы отмечали выше, слои полностью выклиниваются. Обычная мощность их колеблется в интервале от 3 до 17 м. Максимальные мощности чусовских слоев для Среднего Урала от 26 до 35 м приурочены к району верхнего течения р. Чусовой.

Чешские слои впервые были описаны Ф. Н. Чернышевым (1887), а затем Д. В. Наливкиным (1926) на Южном Урале под индексом D₂^b. Позднее Б. П. Марковский (1948) выделил эти отложения в бассейне р. Чусовой, назвав их слоями со *Stringocephalus burkini* Defr. В 1947 г. С. М. Домрачев, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа называют их чешской свитой по наименованию д. Чешлавки на р. Ай (Южный Урал), где располагаются классические их обнажения.

Чешские слои широко развиты по Среднему Уралу. Отсутствуют они лишь в тех районах, где уничтожены предпашийским размывом (частично Пашийский район, северная часть течения р. Чусовой, Кизеловский район, Уфимское плато, Колво-Вишерский район).

Чешские слои представлены известняками серыми, обычно несколько битуминозными, слоистыми, с примесью глинистого материала. Содержат многочисленную фауну брахиопод и кораллов, а также водоросли. В северной и центральной частях амфитеатра описаны светлые амфиоровые и водорослевые известняки. Участками наблюдается слабая доломитизация известняков. Изредка отмечается появление доломитов, а на р. Сулем они слагают верхи разреза описываемой толщи.

В разрезах восточной части Колво-Вишерского и Пашийского районов, на участках, где чеславские слои уцелели от размыва, в них отмечаются тонкие прослой плотных глинистых сланцев и мергелей. Важнейшими и наиболее распространенными формами из этой свиты являются: *Gypidula biplicata* (Schnurr), *Leiorhynchus kellogi* Hall., *Atrypa desquamata* Sow., *Spinatrypa aspera* (Schloth.), *Stringocephalus burtini* Defr., *Dechenella romanovskyi* Tschern. и др.

Чеславские слои перекрываются залегающими на них с размывом отложениями франского яруса. Мощность слоев меняется обычно от 4 до 70 м.

Верхний отдел

Франский ярус

Отложения нижнефранского подъяруса преимущественно терригенные, распространены на всей территории западного склона Среднего Урала и в прилегающей части Приуралья, за исключением района Уфимского плато, где они выпадают из разреза.

Отложения подъяруса на Среднем Урале подразделяются на пашийские, кыновские, саргаевские и доманиковые слои.

Пашийские слои в качестве отдельного стратиграфического подразделения в прошлом столетии впервые выделены А. А. Краснопольским под названием рудоносной толщи. Название «пашийская свита» предложено А. К. Белоусовым по наименованию Пашийского завода. Франский ее возраст впервые убедительно доказал в 1936 г. Б. П. Марковский. Современное наименование введено «Решением Всесоюзного совещания» (1951).

По литологическому составу, мощности и органическим остаткам пашийские слои обнаруживают значительную изменчивость. Вдоль Урала удается наметить три основных типа разреза, в одном из которых выделяются два подтипа.

I. Известково-глинистый тип разреза, характеризующийся присутствием остатков морской фауны (кораллы, брахиоподы, остракоды).

II. Известняково-глинисто-песчаниковый тип разреза также с остатками морской фауны (кораллы, брахиоподы и др.).

III. Глинисто-песчаниковый тип, подразделяющийся на подтипы: а) глинисто-песчаниковый с железными рудами, иногда с морской фауной и флорой; б) безрудный глинисто-песчаниковый с отпечатками псилофитовой и археоптерисовой флоры и редко с ядрами брахиопод и кораллов.

Неоднократное чередование этих типов разрезов вдоль Урала не позволяет присвоить им географические названия.

Известняково-глинистый тип развит на Среднем Урале в верховьях р. Чусовой, в районе разезда Перескачки — пос. Староуткинск. Разрез представлен пачкой глинистых темно-серых плитчатых известняков и глинистых сланцев с остатками кораллов *Campophyllum litvino-vitschae* Sosnk., брахиопод *Atrypa douvillei* Mans. и остракод.

Мощность изменяется в интервале от 7 до 8 м. Нижняя граница отчетливая, но без следов размыва и перерыва. Она проходит по кровле чеславских слоев живетского яруса. Верхняя граница литологически неясна и в некоторых случаях (пос. Староуткинск) принимается условно.

Известняково-глинисто-песчаниковый тип разреза выделяется к северо-западу от разрезов первого типа на р. Чусовой, от р. Сулема до р. Серебрянки, в Уфимском амфитеатре в районе д. Шуранки и на

севере в верхнем течении р. Койвы. Разрез состоит преимущественно из кварцевых песчаников и алевролитов темно-серых, серых, желтовато-серых, толстослоистых, плотных, часто с пиритом в цементе, и подчиненных им глинистых сланцев, глин и аргиллитов серых и зеленовато-серых и известняков.

Наличие известняков является наиболее характерной особенностью этих разрезов. Известняки серые и темно-серые, глинистые, часто песчанистые, с многочисленными остатками фауны: *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Neostrophophyllum heterophyllum* (E. H.), *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa douvillei* Mans.

В разрезах среднего течения р. Чусовой по рекам Сулему и Усть-Утке в основании пашийских слоев залегает пачка мергелей и глинистых сланцев с прослоями и сферическими конкрециями известняков (подпашийские слои, по Б. П. Марковскому). Они согласно, без признаков перерыва, подстилаются известняками чешлавских слоев живетского яруса. При этом отмечается наличие общих форм фауны, встречаемых как в верхних слоях чешлавских известняков, так и в подпашийских. Из них определены: *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Campophyllum litvinovitschae* Soshk., *Atrypa douvillei* Mans.

Мощности пашийских слоев описываемого типа колеблются от 16—17 м на р. Серебрянке и у д. Усть-Утка до 40—43 м на р. Сулеме и в разрезе Шуранки в Уфимском амфитеатре. На р. Койве она возрастает до 75 м. В разрезе преобладают песчаники и алевролиты, составляющие 50—70% от его суммарной мощности. Им подчинены глинистые сланцы и аргиллиты (18—30%) и известняки (от 7 до 30%). Нижняя граница отчетливая и проводится по кровле чешлавских слоев, всегда их подстилающих.

Глинисто-песчаниковый тип разреза с железными рудами установлен на Среднем Урале в Пашийском районе и бассейне р. Яйвы.

По литологическому составу в разрезе выделяются нижняя рудная пачка и верхняя песчано-глинистая. Рудная пачка состоит из пластов оолитовых железистых пород и ожелезненных глин и алевролитов или из бокситоподобных пород и конгломератов, представленных обломками красных оолитовых шамозитовых пород, сцементированных бурым железняком с примесью терригенного материала. Мощность рудной пачки невелика, она не превышает 2—8 м вместе с терригенными прослоями.

Верхняя песчано-глинистая пачка состоит из переслаивания кварцевых песчаников, алевролитов, светло-серых или темно-серых и желтовато-серых, зеленых и серых глинистых сланцев. Мощность этой пачки весьма изменчива — от нуля и до 50—60 м, что обуславливает и общую изменчивость мощности пашийских слоев.

Нижняя граница их с подстилающими породами характеризуется резко трансгрессивным залеганием с перерывом и часто с глубоким размывом на различных горизонтах живетского яруса или на песчаниках эйфельского яруса. Фауна встречается редко в виде ядер брахиопод и кораллов в рудной пачке и реже в глинах верхней пачки. В песчаниках часто присутствуют остатки псилофитов.

Безрудный — глинисто-песчаниковый тип разреза имеет наибольшее распространение на всей остальной территории. Он представлен кварцевыми песчаниками, алевролитами и глинистыми породами, аналогичными песчано-глинистой пачке вышеописанного подтипа разреза.

Очень редко встречается фауна кораллов *Megaphyllum paschiense* Soshk. и брахиопод в виде ядер *Atrypa* sp. и других точнее неопре-

делимых форм. Они найдены в разрезах бассейна р. Чусовой и на р. Нотихе, в устье р. Сыльвицы у пос. Кын, в Кизеловском районе, на реках Вишере и Колве. В этой толще часто находятся остатки псилофитов *Archaeopteris* и *Archaeosigillaria*. Мощность колеблется в довольно значительных пределах — от 3—18 м в Уфимском амфитеатре до 40—50 м в нижнем течении р. Чусовой. В западных разрезах Кизеловского района она достигает 65 м. В бассейне р. Яйвы колеблется от 3 до 12 м, а в Колво-Вишерском крае от 5 до 68 м.

Таким образом, общее увеличение мощности происходит с юга на север и с востока на запад. Суммарная мощность песчаников и алевролитов колеблется в Уфимском амфитеатре от 45 до 89 м, на р. Чусовой снижается до 12—68 м, в Кизеловском районе у г. Чусового снова возрастает от 67—91 м и достигает 51—100 м в Колво-Вишерском крае.

Нижняя граница описываемого подтипа разреза, так же как и предыдущего, характеризуется трансгрессивным характером залегания на различных по возрасту отложениях. В Уфимском амфитеатре и на р. Чусовой от верховьев до устья р. Серебрянки пашийские слои залегают на верхнеживетских чешских известняках. Исключение составляет Уфимское плато, где они залегают на ашинской свите.

Во всей же северной половине описываемой территории, севернее р. Серебрянки, глубина предпашийского размыва возрастает, достигая такатинских песчаников эйфельского яруса у г. Чусовского и севернее пос. Пашии у пос. Зыковского. Она несколько уменьшается в Кизеловском районе, где пашийские слои лежат на афонинских и снова увеличивается в бассейне р. Яйвы и в Колво-Вишерском крае. Здесь пашийские слои подстилаются в большинстве разрезов бийскими слоями, а в Чердыни — ашинской (чурочной) свитой.

В восточных разрезах Колво-Вишерского района глубина размыва уменьшается и на реках Вишере и Колве пашийские слои залегают на верхнеживетских отложениях.

Кыновские слои названы по Кыновскому заводу (Домрачев, Мелещенко и Чочиа, 1948), в районе которого по р. Серебрянке впервые на Урале найдена и описана еще Вернейлем, а позднее Ф. Н. Чернышевым (1887) руководящая форма *Cyrtospirifer purchisonianus* (V e r n.). В особый горизонт франского яруса эта свита выделялась еще в 1926 г. К. В. Марковым.

Кыновские слои тесно связаны с подстилающими их пашийскими слоями и развиты также на всем протяжении западного склона Урала от Колво-Вишерского края до р. Белой.

На Среднем Урале, как уже отмечалось, их не удается выделить лишь в верховьях р. Чусовой южнее р. Нахити. На всей остальной территории кыновские слои являются лучшим маркирующим горизонтом в разрезе франского яруса благодаря исключительной выдержанности комплекса руководящей фауны, небольшой мощности и значительной фациальной изменчивости.

Кыновские слои представлены в большинстве разрезов переслаиванием глинистых, часто пиритизированных известняков, коричневатосерых и зеленоватосерых мергелей, глинистых сланцев и аргиллитов того же цвета. При общей некоторой изменчивости состава пород в разрезе преобладают известняки и мергели, составляющие от 50 до 100% суммарной мощности. Последняя колеблется от 1—2 м на Южном Урале до 5—20 м в большинстве разрезов на остальной территории.

Исключением являются разрезы восточной части Пашийско-Чусовского района, от р. Рассольной в 8 км восточнее пос. Пашии до

пос. Кын и района рек Яйвы и Кади на Среднем Урале, где мощность кыновских слоев достигает 35—44 м и количество глинистых сланцев и аргиллитов достигает 70—80% суммарной мощности.

По составу фауны кыновские слои тесно связаны с пашийскими наличием ряда общих форм. Фауна обычно обильна и довольно разнообразна. Наиболее широко распространены следующие формы: *Megaphyllum pashiense* Soshk., *Macgea berdensis* Soshk., *Schlüteria kostetckoe*, *Schizophoria ivanovi* Tschern., *Hypothyridina semilukiana* Nal., *Atrypa velicaja* Nal., *Cyrtospirifer murchisonianus* (Vern.), *C. murchisonianus* var. *glinkanus* Nal., *Aviculopecten ingriae* Goldf.

Граница с подстилающими пашийскими слоями нерезкая и часто проводится условно в литологически однородной толще глинистых пород по появлению руководящей формы *Cyrtospirifer murchisonianus* (Vern.).

Саргаевские слои выделялись впервые на Южном Урале Б. Б. Чернышевым под названием поддоманиковых слоев и Б. П. Марковским под названием слоев с *Hypothyridina calva* Mark. Название этой толщи дано С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948) по с. Саргаево на р. Рязуаке, где Б. П. Марковский, изучая эти слои, впервые применил подобное название и дал их палеонтологическую характеристику.

Типично выраженный разрез саргаевских слоев представляет собой чередование слоистых мелкозернистых серых, реже зеленовато-серых глинистых пиритизированных известняков с подчиненными им известково-глинистыми сланцами, реже аргиллитами того же цвета. Часто встречаются водорослевые известняки с *Girvanella* sp. Комплекс фауны весьма характерен и состоит обычно из брахиопод *Hypothyridina calva* Mark., *Ladogia simensis* Mark., *Anatrypa timanica* Mark., *Lamellispirifer novosibiricus* Toll., *Elhyta fimbriata* Conr. Иногда в верхних горизонтах встречаются *Liorhynchus megistanus* Le-Hon, *Timanites acutus* Holz., переходящие выше в доманиковые слои.

Разрезы такого типа известны на Среднем Урале, в бассейне рек Усьвы и Вильвы, где мощности их изменяются в пределах от 2 до 5 м, и в Колво-Вишерском районе, где они установлены в разрезах по рекам Низьве и Петрунихе и имеют мощность 3—4 м.

В Пашийско-Кыновском районе интервал разреза, соответствующий саргаевским слоям, представлен серыми известняками и доломитами иногда битуминозными, почти не содержащими фауну. Очень редко в них встречаются *Anatrypa timanica* Mark., *Atrypa* sp., *Leperditia* sp. Мощности их условны, так как вышележащие отложения в этих разрезах также представлены немymi известняками и доломитами.

В разрезах р. Чусовой к югу от пос. Кын и до г. Староуткинска и в Колво-Вишерском крае, за исключением единственного разреза по р. Петрунихе, саргаевские слои представлены отложениями, неотличимыми от вышележащих доманиковых слоев ни по литологическому составу, ни по фауне. Поэтому выделение их в разрезах произведено условно.

Доманиковые слои впервые выделены в 1843 г. на Тимане Кейзерлингом, давшим название этим слоям по р. Доманику, правому притоку р. Ухты. Ф. Н. Чернышевым она считалась гониатитовой фацией франского яруса. Значение стратиграфической единицы ей было придано после работ Б. П. Марковского и Д. В. Наливкина в 1923—1929 гг.

Доманиковые слои выделяются в разрезах подъяруса вдоль почти всего Среднего Урала, за исключением тех участков, на которых про-

исходит фациальное замещение как саргаевских слоев, так и доманика (Пашийско-Кыновский район и, кроме того, район Колчимской антиклинали в Колво-Вишерском районе) светлыми известняками.

На остальной территории доманиковые слои представляют собой хороший маркирующий горизонт в разрезе франского яруса, широко известный в литературе под названием «доманика» и легко различающийся по характерным особенностям литологического состава и остатков фауны. Трудности в проведении его верхней границы встречаются лишь для разрезов верхнего девона, представленных осадками гониатитовых фаций, описанных ниже.

Доманиковые слои обычно представлены чередованием, часто линзовидным, тонких слоев черных и темно-серых известняков и горючих сланцев и кремней. Характерна быстрая изменчивость мощностей этих слоев по простираанию, взаимное выклинивание их и различное соотношение перечисленных литологических разностей даже в близко расположенных разрезах. Специфической особенностью разреза является обогащенность пород органическим веществом и присутствии в них битумов нефтяного ряда, наличие большого количества пирита как рассеянного, так и в виде включений, указывающего на восстановительные условия осадконакопления.

Обычно богатая фауна доманиковых слоев распределена в разрезе неравномерно, а иногда встречается редко и приурочена к определенным типам пород. Наиболее характерен птереподо-пеллециподо-гониатитовый комплекс пелагической фауны — *Styliolina fissurella* Hall., *Tentaculites tenuicinctus* Roem., *Gephyroceras uchtense* Keys., *Manticoceras ammon* Keys., *M. nodulosum* Wdkd, *Tornoceras simplex* Phill., *Bacrites subflexuosus* Muunst., *Timanites acutus* Sandb., *Buchiola retrostriata* Buch., *B. lupina* Clanke, *B. ischikaja* B. Nal., *B. scabrosa* Clarke, *Pterochaenia fragilis* Hall., *Outaria concentrica* Buch. Из брахиопод обычны *Lingula subparallella* Sandb., *Strophodontia latissima* Buch., *Chonetipustula petini* Nal., *Chonetes setigera* Hall., *Pugnax domanicensis* Mark., *Liorhynchus pavlovi* Müfke, *L. quadricostatus* Van., *L. domanicensis* Mark., *L. megistanus* Le-Hon, *Eoreticularia pachyrincha* (Vern.). В типично выраженных разрезах никогда не встречаются кораллы и криноидеи.

Мощности доманиковых слоев обычно невелики и колеблются в пределах от 3—5 до 40—45 м.

Для отложений верхнего девона западного склона Урала, залегающих выше доманиковых слоев, различаются три типа разрезов отложений, выраженных разными фациями: 1) разрезы брахиоподовых фаций, 2) разрезы гониатитовых фаций, 3) разрезы частных поднятий.

Доманиковые слои представлены одинаково характерными для них отложениями в разрезах двух первых типов, различаясь в основном лишь увеличением мощностей в гониатитовых фациях верхнего девона. Но в разрезах зон поднятий они фациально замещаются, причем в разных районах Урала различными отложениями.

На Среднем Урале в Пашийско-Кыновском районе и на Колчимской гряде в Колво-Вишерском районе, как уже отмечалось выше, весь разрез саргаевских и доманиковых слоев представлен преимущественно серыми, реже темно-серыми битуминозными толстослоистыми доломитами и известняками. Иногда в них встречаются строматопоры, ругозы, гастроподы плохой сохранности. Какая часть этой толщи отвечает доманиковым слоям, установить невозможно.

Верхнефранский подъярус начинается мендымскими слоями.

Мендымские слои впервые выделены Б. П. Марковским в 1935 г. в районе рек Зигана и Зилима; название дано по р. Мендыму

(левый приток р. Зилима), по которой имеется полный их разрез. Им же установлен возраст слоев, соответствующий зоне *Manticoceras*, на основании распространения в них фауны *Manticoceras intumescens* Beyr. Позже они были названы им (Марковский, 1946) слоями с *Manticoceras* и из нижнефранского подъяруса, куда они относились ранее, переведены в верхнефранский.

Мендымские слои, так же как и подстилающие их доманиковые, представлены почти одинаково в двух типах разрезов западного склона Урала — в брахиоподовых и гониатитовых фациях. Их возрастными аналогами в третьем типе разрезов зон частных поднятий являются самсоновские слои и синхроничные им отложения, описываемые ниже.

Географическое распространение мендымских слоев совпадает с территорией развития доманика, т. е. весьма широко.

Обычно они сложены толстослоистыми темно-серыми или черными битуминозными органогенно-обломочными известняками, реже доломитами, с подчиненными им прослоями известково-глинистых сланцев и мергелей.

Иногда в них встречаются конкреции и линзы темных кремней, часты включения и выделения битумов. В отдельных разрезах среди темных известняков появляются прослои светло-серых, иногда почти белых известняков с богатой фауной, главным образом брахиопод и гониатитов (реки Вишера, Усьва). Фауна мендымских слоев в целом близка к доманиковой, отличаясь от последней видовым составом руководящих форм брахиопод и гониатитов, появлением кораллов, обломков *Crinoidea*.

Среди них могут быть выделены:

1) гониатитовый комплекс, наиболее богато представленный в разрезах гониатитовых фаций, — *Manticoceras intumescens* Beyr., *M. cordatum* Wdkd., *M. galeatum* Wdkd., *M. adorfense* Wdkd., *M. oxy* Clarke, *Beloceras multilobatum* Beyr., *Bactrites* cf. *carinatus* Münster;

2) пеллециподо-птероподовый комплекс — *Buchiola retrostriata* Buch., *B. scabrosa* Clarke, род *Tentaculites* и род *Styliolina*;

3) брахиоподы *Lingula subparallela* Sandb., *Chonetes setigera* Hall., *Productella subaculeata* Murch., *Chonetipustula petini* Nal., *Liorhynchus* aff. *megistanus* Le-Hon., *L. biplicatus* Nal., *Atrypa uralica* Nal., *A. aschensis* Mark., *Eoreticularia pachyrincha* Vern., *Pyramidalia simplex* var. *domanicensis* Mark;

4) кораллы *Thamnophyllum miniarensense* Soshk., *Thamnopora* cf. *reticulata* Blainw. и др.

Мощность мендымских слоев невелика, но колеблется от 5—10 до 20—30 м. Нижняя граница их устанавливается обычно по смене тонкослоистых пород доманика преимущественно толстослоистыми или массивными менее глинистыми и битуминозными породами мендымских слоев и по появлению руководящей фауны, главным образом *Manticoceras intumescens*, а также кораллов и *Crinoidea*.

Самсоновские слои и их аналоги как самостоятельная стратиграфическая единица были впервые выделены С. М. Домрачевым, В. С. Мелешенко и Н. Г. Чочиа (1948) и названы по д. Самсоновке, где впервые был изучен их разрез (хр. Каратау) и точно определено стратиграфическое положение толщи.

Как уже отмечалось, в разрезах западного склона Урала, приуроченных к зонам поднятий, развиты отложения, одновозрастные мендымским слоям, но представленные осадками более мелководных фаций.

Так, в Пашийско-Кыновском районе Среднего Урала аналогом самсоновских слоев является верхняя часть разреза нижнефранского

подъяруса, в котором не представляется возможным установить точный аналог доманика и тем самым — нижнюю границу описываемых отложений. Они представлены преимущественно немymi толстослоистыми или массивными доломитами светло-серой окраски, реже серыми и темно-серыми слабобитуинозными доломитами и доломитизированными известняками с прослоями кремней (в разрезах р. Койвы у пос. Кустье-Александровского, на р. Рассольной у г. Пашия). Фауна, встречающаяся в этих отложениях, очень своеобразна и представлена исключительно строматопорами, кораллами и редкими гастроподами. В них в разрезах по рекам Койве и Рассольной определены *Stromatopora* cf. *microlaminata* Riab., *Alveolites domrachevi* Sok., *Thamnopora poliforata* Schlot., *Thamnopora* ex gr. *vermicularis* McCoу, *Phillipsastrea sedgwicki* E. H.

Мощности, подсчитанные для Пашийско-Кыновского района, в целом для доманиковых и мендымских слоев составляют 36—48 м в районе городов Пашии—Кустье-Александровского и увеличиваются к югу до 88 м у пос. Кын и до 140 м у г. Чусового (в последнем пункте вместе с аналогом саргаевских слоев).

Для отложений верхнефранского подъяруса, залегающих выше мендымских и самсоновских слоев, различаются три основных типа разрезов.

1. Отложения брахиоподовых (существенно рифогенных) фаций, подразделяющиеся на аскынские и барминские слои.

2. Отложения гониатитовых (относительно глубоководных) фаций, представленных крикитовыми слоями.

3. Отложения зон поднятий, расчленяющиеся на орловские, устькатавские и айлинские слои.

На Среднем Урале брахиоподовые фации развиты на площади от р. Кизела до Колво-Вишерского района включительно. Южнее, в Уфимском амфитеатре, описываемые отложения с перерывами прослежены от г. Новоуткинска до д. Шуранки.

Широкое развитие гониатитовых относительно глубоководных фаций устанавливается в трех районах Среднего Урала — на р. Чусовой к югу от д. Еквы, в Кизеловском районе от р. Кади до р. Вижая и в Колво-Вишерском районе, в восточной его половине.

Отложения зон поднятий наблюдаются на Среднем Урале, в Пашийско-Кыновском районе бассейна р. Чусовой.

Брахиоподовые (существенно рифогенные) фации. Аскынские слои в качестве стратиграфической единицы верхнефранских слоев были выделены и описаны Б. П. Марковским в 1936—1937 гг. под названием слоев с *Hypothyridina cuboides*. Переименованы С. М. Домрачевым (1952) в аскынскую свиту по названию р. Аскына, где был изучен наиболее мощный ее разрез, хорошо охарактеризованный органическими остатками. Термин «аскынские слои» введен по «Решению Всесоюзного совещания» (1951).

В большинстве разрезов отложения брахиоподовых фаций отвечают всему стратиграфическому интервалу подъяруса. Это объясняется локальным характером развития барминских слоев, образующих линзовидную пачку, не всегда присутствующую в разрезах. Типично выраженные аскынские слои представляют собой мощную толщу светлых известняков, иногда белых толстослоистых или массивных известняков рифогенного характера. Они состоят из многочисленных колоний кораллов, реже строматопор и чаще всего являются нацело брахиоподовыми ракушечниками. Иногда они частично замещаются доломитами или доломитизированными известняками.

Остатки фауны представлены богатым и разнообразным комплексом кораллов, криноидей и особенно брахиопод, в подчиненном количестве — строматопороидей, пелеципод, гастропод, респентакулитид, иногда гониатитов: *Actinostroma* cf. *clathratum* Nich., *Stromatopora* cf. *undata* Riab., *Alveolites* ex gr. *fecundus* (Salee), *Peneckiella minima* (Roem.), *Thamnophyllum miniarense* Soshk., *T. monozonatum* Soshk., *Schizophoria excisa* Schl., *S. bistrata* Tschern., *Stropheodonta latissima* Buch., *Gypidula askynica* Nal., *G. biplicatiformis* Mark., *Productella sericea* Buch., *P.* ex gr. *subaculeata* Murch., *Pugnax acuminata* var. *mesogonia* Phill., *P. rigauxi* Mark., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *H. oviformis* Mark., *H. cuboides* var. *crassicostata* Nal., *H. cuboides* var. *nana* Nal., *H. cuboides* var. *seratostrata* Mark., *H. coronula* Drev., *Septalaria semilaevis* Roem., *Atrypa posturalica* Mark., *A. devoniana* Webst., *A. alticola* Frech., *A. magnifica* Nal., *A. planosulcata* Webst., *A. bifurcata* Mark., *Anatrypa sikasa* Nal., *Cyrtospirifer askynensis* Mark., *C. conoideus* Roem., *Hypothyridina incisiva* Roem., *Septalaria formosa* Schnur., *Reticulariopsis koltubanicus* Nal.

Мощности аскинских слоев резко изменяются — от 15 до 150 м. В бассейне р. Чусовой на р. Сулем к аскинским слоям отнесена 18-метровая мощная пачка серых, с прослоями тонкоплитчатых темно-серых известняков, с редкой фауной, переходной к гониатитовым фациям. Севернее, в разрезах у д. Еквы, д. Пермязовой и на р. Серебрянке, аскинские слои снова представлены толщей светлых массивных доломитов и подчиненных им известняков, мощность которых достигает 260 м. В Колво-Вишерском крае мощности снова уменьшаются, изменяясь от 33 м на р. Акчипе до 150 м на р. Молмысе, причем в разрезах преобладают то известняки, то доломиты. Нижняя граница характеризуется согласным залеганием на мендымских слоях и отчетливой смелой темно-серых слоистых известняков светло-серыми или белыми массивными известняками или доломитами аскинских слоев.

Барминские слои впервые описаны в 1924 г. Д. В. Наливкиным, присвоившим им в 1931 г. название барминских известняков по р. Большая Барма, правому притоку р. Асқына, где имеется лучший их разрез. Относились к основанию фаменского яруса. В 1935 г. Б. П. Марковский доказал их принадлежность к самым верхам франского яруса, назвав их барминской фацией слоев с *Hypothyridina cuboides*. В 1939 г. он же переименовал их в слои с *Pugnoides triaequalis*, указав на локальное их развитие.

Выделение барминских слоев имеет важное стратиграфическое значение. Характерный комплекс фауны, небольшая мощность и точная приуроченность барминских слоев к границе франского и фаменского ярусов позволяют с уверенностью фиксировать эту границу в их кровле. Последнее особенно важно, когда вышележащие фаменские отложения не охарактеризованы фауной.

Барминские слои представлены пачкой светло-серых или белых известняков, толстослоистых, переполненных фауной, часто ракушечников. Значительная часть фауны аскинских слоев присутствует и в барминских, но здесь появляется ряд новых характерных для них видов брахиопод, это — *Camarotoechia neopolitana* Whidb., *Pugnoides triaequalis* Goss., *Cyrtospirifer markovskii* Nal., *Theodossia anossofi* Verp., *Th. katawensis* Nal., *Athyris globosa* Roem.

Барминские слои преимущественно развиты на Южном Урале. На Среднем Урале они установлены в ряде пунктов в северной части Уфимского амфитеатра. На р. Чусовой они найдены у д. Еквы и на р. Сулем. В последнем пункте они представлены пачкой необычных

для типичных разрезов черных и темно-серых тонкослоистых известняков и ракушечников, указывающих на фациальный переход к гониатитовым фациям.

В Колво-Вишерском крае барминские слои установлены лишь в одном разрезе на р. Петрунихе.

Мощность барминских слоев не превышает 1—5 м.

Гониатитовые (относительно глубоководные) фации. Крикитовые слои впервые выделены С. М. Домрачевым в 1948 г. в районе хребта Каратау на Южном Урале.

Крикитовые слои литологически неотличимы от подстилающих мендымских слоев. Поэтому их выделение целиком зависит от находок руководящей фауны гониатитов. Это обстоятельство, а также отсутствие специальных работ по изучению фауны из описываемых отложений являются причиной условности выделения крикитовых слоев в большинстве разрезов Урала. Однако необходимость их выделения диктуется задачами сопоставления литологически резко различных отложений брахиоподовых и гониатитовых фаций, увязка которых стала возможна лишь благодаря обнаружению в них общих форм гониатитов рода *Crickites*.

Распространение крикитовых слоев на Урале совпадает с площадями развития гониатитовых фаций, т. е. оно значительно уже, чем для мендымских слоев, охватывающих площадь распространения брахиоподовых и гониатитовых фаций. На Среднем Урале эти слои описаны на реках Косье и Усье и условно, до изучения фауны гониатитов, выделены на р. Чусовой — от р. Межевой Утки до г. Староуткинской.

В Колво-Вишерском районе Н. Г. Чочиа и К. И. Адриановой к ним условно, по той же причине, отнесена верхняя часть золотихинской свиты.

Крикитовые слои представлены пачкой слоистых темно-серых, иногда черных битуминозных и серых известняков с прослоями известково-глинистых сланцев и мергелей, а иногда черных кремней, похожих на доманиковые отложения. Из органических остатков в них определены: *Lingula subparallela* Sandb., *Buchiola scabra* Clarke., *B. timanica* Lam., *B. ex gr. retrostriata* Buch., *Tentaculites* cf. *tenuicinctus* Roem., *Manticoceras complanatum* Sandb., *M. crassum* Wdkd, *M. intermedium* Sandb., *Crickites acutus* Wdkd, *C. expectatus* Wdkd, *Tornoceras simplex* Buch., *T. cinctum* Keys.

Мощности крикитовых слоев нигде на Среднем Урале точно не установлены, но, как показывают данные по Южному Уралу, по-видимому, не превышают 4—5 м. Нижняя граница проводится в однородной толще переслаивающихся известняков и известково-глинистых и кремнистых сланцев по исчезновению крупных гониатитов зоны *Manticoceras intumescens* и появлению мелких гониатитов зоны *Crickites*.

Отложения зон поднятий. Верхнефранские отложения, представленные в фации зон поднятий, наиболее полно развиты и наиболее разнообразно представлены в Каратауском Юрюзано-Айском районах Южного Урала, где в их составе (снизу вверх по разрезу) выделяются орловские, устькатавские и айлинские слои. Орловские слои, в свою очередь, здесь подразделяются на две пачки: нижнюю — рудную, представленную бокситами и бокситовыми породами, и верхнюю — терригенную, песчано-глинистую.

На Северном Урале, в пределах описываемой территории, верхнефранские отложения развиты в Уфимском амфитеатре и Пашийско-Кыновском районах, где представлены однообразной толщей, расчленить которую на более дробные стратиграфические подразделения не

удалось. Орловским слоям здесь соответствуют редко встречающиеся бокситовые породы (Уфимский амфитеатр). Обычно разрез представлен карбонатными породами, имеющими наибольшее сходство с устькатоавскими слоями, но не может быть с ними сопоставлен, так как отвечает всему интервалу аскынских и барминских слоев. Разрез обычно состоит из чередования слоистых серых и светло-серых, реже темно-серых битуминозных известняков и доломитов, с довольно редкой фауной, сосредоточенной в отдельных прослоях или линзах известняков среди доломитов.

В южной части района у пос. Кын на р. Чусовой и на р. Койве описываемые отложения имеют наибольшее сходство с устькатоавскими слоями и содержат многочисленную фауну строматопор, кораллов и амфипор: *Cerronostroma batschatense* Yav., *Clathrodictyon tschusovense* Yav., *Amphipora patokensis* Riab., *A. koivensis* Riab., *Alveolites regularis* Sok., *Cladopora gracilis* (Salèe), *Camarotoechia* sp., *Atrypa* cf. *alticola* Frech., *Cyrtospirifer* aff. *conooides* Rom., *Leperditia* aff. *lotze* Keys.

В северных разрезах по р. Вижаю и его притокам в окрестностях пос. Пашия разрез представлен сплошными толстослоистыми желтовато-серыми доломитами с очень редкими линзами белых ракушечников с аскынской фауной: *Alveolites suborbicularis* Lam., *Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Gypidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Chonetipustula* cf. *productoides* Murch., *Liorhynchus* aff. *formosus* Schnur., *Hypothyridina cuboides* var. *crassicostata* Wab., *H. coronula* Drev., *Atrypa* cf. *devoniana* Webster., *Cyrtospirifer conoideus* Roem.

Мощности рассматриваемых отложений Пашийско-Кыновского района изменяются от 48 до 90 м в разрезах по рекам Чусовой и Койве и уменьшаются до 10—30 м в районе среднего течения р. Вижая, который располагается в зоне фациального перехода к гониатитовым фациям Кизеловского района.

Фаменский ярус

Для отложений фаменского яруса западного склона Урала характерна полная унаследованность фаций верхнефранского подъяруса, что находит свое отражение в выделении тех же трех типов разрезов: брахиоподовых и гониатитовых фаций и зон поднятий. Четвертый тип разреза, не выделенный в унифицированной схеме, представлен песчано-глинистыми флишеподобными отложениями зилаирской свиты, развитой лишь на Южном Урале.

Подразделение фаменского яруса на нижнефаменский и верхнефаменский подъярусы удалось провести лишь для южноуральских разрезов, представленных карбонатными отложениями, наиболее детально изученными и фаунистически охарактеризованными. Фаменские отложения Среднего Урала, без каких-либо следов перерыва или углового несогласия залегающие на франских, не расчленяются более подробно, и их описание дано ниже.

На Среднем Урале в разрезах гониатитовых фаций выделяется губахинская свита, в разрезах брахиоподовых фаций Колво-Вишерского края, р. Койвы и р. Чусовой — сторожевская свита.

Губахинская свита развита на р. Чусовой между г. Новоуткинском и р. Серебрянкой, в Кизеловском районе и в западной части Пашийского района, на р. Яйве и на востоке Колво-Вишерского края, т. е. в тех районах, где верхнефранские отложения представлены крикитовыми слоями. Она представлена толщей пород, литологически

неотличимой от последних, и граница между ними проводится исключительно по фауне.

Это толща чередующихся тонкослоистых битуминозных черных или темно-серых известняков, мергелей, кремней, известково-глинистых и иногда горючих сланцев. Фауна обычно встречается довольно редко, за исключением разрезов Пашийского и Чусовского районов, где известняки переполнены раковинами *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. В Кизеловском районе в нижних горизонтах свиты найдены *Liorhynchus* aff. *laevis* Gur., *Buchiola retrostriata* Buch., *B. angulifera* Roem., *Cheiloceras subpartitum* Münst., *Eutomis pseudorichteria* Mattern и другие формы, указывающие на соответствие заключающих их пород хейлоцеровым слоям. В верхней части разреза изредка встречаются *Liorhynchus ursus* Nal. и *Climenia* sp.

Мощность свиты достигает 100—120 м.

Сторожевская свита, выделяемая в разрезах брахиоподовых фаций Колво-Вишерского края по рекам Молмысу и Чикману, представлена мощной толщей толстослоистых светлых оолитовых и псевдооолитовых водорослевых известняков, доломитизированных известняков и доломитов. В них обнаружена богатая фауна фораминифер, имеющих широкое вертикальное распространение в девоне и в турнейском ярусе, а также редкие брахиоподы (*Schizophoria* ex gr. *striatula* Schl., *Liorhynchus ursus* Nal.), гастроподы и ракообразные.

Мощность свиты определяется в 150—350 м.

В разрезах Пашийско-Кыновского района и на р. Чусовой между поселками Еквой и Серебрянкой фаменский ярус представлен толщей толстослоистых серых и светло-серых часто массивных известняков, чередующихся с доломитами и редкими прослоями аргиллитов и мергелей зеленого и темно-серого цвета. Фауна в них чрезвычайно редка, лишь на р. Вижае у пос. Пашии встречен *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* Murgsch. и *Gastropoda*. Мощность толщи, близкой по своему характеру к сторожевской свите, достигает 230—250 м.

На реках Ульвиче и Кади наблюдается еще одна разновидность разреза фаменского яруса. Он представлен здесь светло-серыми, коричневыми, тонко- и среднеслоистыми известняками мелкокристаллическими и афанитовыми. Поверхности напластования весьма неровные, мелкобугроватые, покрытые глинистым налетом. Здесь встречены лишь фораминиферы. Мощность толщи 60 м.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

В пределах восточного склона Урала, т. е. между водораздельной линией хребта на западе и западной границей сплошного распространения третичных отложений на востоке, девонские отложения развиты в Тагильско-Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах.

Нижний отдел

Отложения нижнего девона восточного склона Урала изучены недостаточно полно. Нижняя граница девонской системы, как отмечалось выше, проводится под образованиями, содержащими смешанную силуро-девонскую фауну. Существующий постепенный переход силура в девон часто затрудняет проведение границы между этими системами и в связи с этим жединский ярус объединяется на геологических картах с отложениями силура.

Верхняя граница нижнего девона изучена слабо и проводится часто условно. Впервые отложения жединского яруса на восточном

склоне Урала (в современном его понимании) для Тагильско-Магнитогорского прогиба были установлены в районе Североуральска, где в берегах р. Вагранна наблюдается сплошной разрез силурийских и девонских известняков (петропавловская свита). Известняки жединского яруса представлены здесь светло-серыми разновидностями с *Bilobites bilobus* L., *Ivdelinia uralotjanschanica* (Khod.), *Karpinskia vagranensis* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.) и др.

Другие пункты доказанных нижнедевонских отложений в Ивдельском Северо-Уральском и Карпинском районах находятся в окрестностях Черемуховского и Тошемского месторождений бокситов, а также в береговых обнажениях рек Тоты, Каквы, Сосьвы, Вижая и Северной Тошемки. Так, в районах Тошемского месторождения жединский ярус представлен светло-серыми и розовыми известняками с *Karpinskia vagranensis* Khod., *Spirigerina marginalis* (Dalm.) и др., а кобленцкий ярус выражен светло-серыми известняками с розоватым и желтоватым оттенком, содержащими *Karpinskia conjugula* Tschern., *Pugnoides (?) operosa* Khod., *Wilsonella princeps* (Barr.) и др.

В берегах р. Тоты за новой плотиной к нижнему девону могут быть отнесены светло-серые и розовые известняки с *Barrandella sergaensis* Khod., *Ivdelinia uralotjanschanica* (Khod.), *Karpinskia conjugula* Tschern. и др.

Отмеченные карбонатные образования нижнего девона приурочены к Петропавловской структурно-фациальной зоне (см. описание верхнего силура).

Иного типа разрезы нижнего девона отмечаются в Турьинской структурно-фациальной зоне. Отложения жединского яруса (Н. С. Лисов) входят здесь в состав турьинской свиты, представленной трахитовыми порфиритами, трахиандезитовыми, трахибазальтовыми и андезитовыми порфиритами, их туфами, туфопесчаниками и другими породами.

На образованиях турьинской свиты согласно ложится комплекс осадочно-вулканогенных пород, объединяемых Н. С. Лисовым под названием краснотурьинской свиты.

Наибольшим развитием в составе свиты, относимой к кобленцкому ярусу, пользуются роговообманково-плагиоклазовые порфириты андезитового состава, их туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники и туффиты. Меньше развиты светло-серые массивные рифогенные известняки, а также известняки серые и темно-серые, слоистые, обычно переслаивающиеся с туффитами и туфопесчаниками. В виде редких маломощных линзовидных тел отмечаются трахитовые порфиры, трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфириты и их туфы. Несколько больше эти образования наблюдаются в нижних частях свиты.

Наиболее типичные разрезы этой свиты развиты в районе Краснотурьинска и несколько южнее, где она вмещает месторождения железа и меди контактово-метасоматического генезиса Турьинского, Ауэрбаховского, Песчанского и Воронцовского рудных полей. Мощность краснотурьинской свиты достигает 1400 м.

В карбонатных породах свиты (в окрестностях г. Краснотурьинска, по р. Какве, между ее притоками Марганцовкой и Пещерной и на р. Пещерной) собраны следующие органические остатки: *Dendropora macropora* Dubat., *Favistella massivum* Soshk., *Fasciphyllum halliaforme* Soshk., *Gypidula* aff. *subvenetus* Khod., *Camarotoechia pseudolivonica* (Barr.), *Wilsonella princeps* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *K. fedorovi* Tschern., *Atrypa mala* Khod., *Atrypa vijaica* Khod., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer*

secans (В а г г.), *E. cf. subviator* К h o d. и др. К краснотурьинской свите Н. С. Лисовым условно отнесена толща переслаивающихся темно-серых и черных глинистых и углисто-глинистых известняков, известковистых туфопесчаников и туффитов, развитая в верховьях р. Заболотной. В известняках содержатся тентакулиты, гониатиты, наутилоидеи и др.

Среди гониатитов Б. И. Богословский указывает *Erbenoceras oidevolvens* (Е г б е п.), и *Teichariceras* sp. nov., свидетельствующих о кобленцком или переходном кобленцко-эйфельском возрасте.

Южнее, в Ново-Лялинском районе, по данным Т. В. Диановой (1958), к жединскому ярусу нижнего девона относятся трахитовые порфиры, их туфы и диабазовые порфириты верхней части туринской свиты. Как считает Е. А. Соболев, возраст отмеченных образований определяется тем, что порфириты диабазового состава подстилаются и перекрываются брекчиевидными известняками с фауной жединского яруса: *Clorindina vijaica* К h o d., *C. perdecora* К h o d., *Ivdelinia uralotjanschanica* (К h o d.), *Spirigerina marginalis* (D a l m.), *Atrypa* (*Atrypinella*) sp., *Spirifer* (*Delthyris*) *lovensis* К h o d.

Стратиграфически выше пород жединского яруса располагается ленточная свита, вскрытая в правом берегу р. Лобвы, в окрестностях пос. Старый Перевоз.

По данным Н. А. Штрейса (1951), ленточная свита представлена тонкослоистыми серыми крепкими мелкозернистыми известняками, чередующимися с пачками и отдельными пластами зеленовато-серых песчаников и темных кремнистых глинистых сланцев. Мощность свиты около 300 м. Эта свита условно может быть отнесена к кобленцкому ярусу.

На образованиях ленточной свиты залегают массивные известняки с фауной, относимой нами к эйфельскому ярусу среднего девона.

Нижнедевонские образования в более южных частях Тагильского мегасинклинория развиты в Исовском районе. Например, довольно значительный карбонатный массив ранне- и среднедевонского возраста вскрывается в Актайско-Талицком районе. Здесь в береговых обнажениях р. Туры между д. Карелино и устьем р. Талицы, а также по берегам рек Полуденной и Большого Актая прослеживаются эффузивы основного и среднего состава (кератофиры, ортофиры, плагиоклазовые и пироксено-плагиоклазовые порфириты) с прослоями туфов, туфогенных сланцев и песчаников. Верхняя часть этой 500-метровой толщи относится к жединскому ярусу, перекрывается известково-глинистыми сланцами и известняками кобленцкого яруса с *Barrandella sergaensis* К h o d., *Clorindina vijaica* К h o d., *Camarotoechia pseudolivonica* (В а г г.), *Pugnoides* (?) *operosa* К h o d., *Karpinskia conjugula* Т s c h e r n. и др.

В Магнитогорском мегасинклинории первые находки раннедевонской фауны обнаружены Ф. Н. Чернышевым (Мамаев, 1949) в белых мелкозернистых известняках по р. Ак-Машу, южнее пос. Ильтибаново. Затем А. М. Залкиной в светлых неслоистых известняках, образующих прослой среди пироксено-плагиоклазовых порфиритов у пос. Вознесенка, были найдены: *Gypidula pelagica* (В а г г.), *Ivdelinia uralotjanschanica* (К h o d.), *Wilsonella princeps* (В а г г.), *Spirigerina marginalis* (D a l m.), *Eospirifer* cf. *togatus* (В а г г.) и др., указывающие, скорее всего, на жединский возраст известняков, а следовательно, и порфиритов, среди которых они залегают.

Детальными геологическими исследованиями в этом районе доказано, что известняки с фауной залегают в виде прослоев среди мощной вулканогенной серии, содержащей кроме известняков также про-

слои кремнистых пород и яшм. В этой части разреза залегают пироксеновые и плагиоклазо-пироксеновые порфириды, туфы, туффиты с линзовидными прослоями известняков и незначительными покровами альбитофиров, составляющие мощную ирендыкскую свиту, охватывающую в основном нижний девон.

Породы ирендыкской свиты широко распространены на Южном Урале. В пределах западного крыла Магнитогорского мегасинклинория породы этой свиты слагают хребты Ирендык и Крыкты. В восточном крыле мегасинклинория выходы ирендыкской свиты устанавливаются в районе поселков Бюйды, Ахуново, Остроленка, а также восточнее пос. Браиловского, от ст. Субутак на севере до пос. Амамбайки на юге (К. П. Плюснин).

На горе Большой Кумач и у пос. Поляковки сводный разрез ирендыкской свиты, по данным О. А. Нестояновой, представляется в следующем виде (снизу вверх):

- | | |
|---|--------------|
| 1. Яшмовидные кремнистые туффиты, залегающие на туфах поляковской свиты, чередующиеся с плотными слоистыми туфами | около 100 м |
| 2. Туфы пироксеновых порфиритов | 400—450 „ |
| 3. Брекчии пироксеновых порфиритов с маломощными покровами пироксеновых порфиритов и их туфов | около 1000 „ |
| 4. Диабазовые порфириды и их туфы | около 150 „ |

По Л. С. Либровичу (1933), для Кизило-Уртазымского района разрез впервые им выделенной ирендыкской свиты имеет следующий характер (снизу вверх):

- | | |
|--|-----------------|
| 1. Лавы и подчиненные им туфы спилитов, авгитовых и роговообманковых порфиритов и альбитофиров | около 100—200 м |
| 2. Лавы и брекчии кварцевых альбитофиров | 100 „ |
| 3. Яшмы красные, зеленые и полосатые | до 50 „ |
| 4. Туфы и туфобрекчии порфиритов | 85 „ |
| 5. Лавы и брекчии кварцевых альбитофиров | 85 „ |

Мощность ирендыкской свиты в целом, по Л. С. Либровичу, не менее 1000—1500 м, причем низы ее принадлежат еще силуру. Этот вывод делается на том основании, что среди эффузивов нижней части этой свиты северо-западнее г. Орска имеются прослои известняков с фауной лудловского возраста. Относимые к нижнему девону эффузивы и кремнистые породы верхней части этой толщи здесь имеют мощность до 600 м.

Весьма характерные для этой свиты авгитовые и пироксеноплагиоклазовые порфириды наблюдаются во всех разрезах нижнего девона этого района.

Чтобы закончить краткую характеристику нижнего девона восточного склона, необходимо остановиться на разрезах, расположенных в северной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория. Нижнедевонские образования выступают здесь в ядрах антиклинальных поднятий и представлены преимущественно рифогеновыми известняками, обычно светло-серыми или розовыми, массивными и брекчированными. Местами, вероятно, с ними связаны небольшие покровы основных вулканогенных пород, что, однако, твердо нигде не доказано.

В районе с. Малой Трифионовой развиты серые плотные известняки, где они образуют небольшую полосу, протягивающуюся по левому склону долины р. Бобровки. Из органических остатков здесь были найдены: *Gypidula cf. optata* (В а г г.), *G. lahusei* (Tschern.), *G. integer* (В а г г.), *Cymostrophia stephani* (В а г г.), *Chonetes verneuili* В а г г., *Karpinskia conjugula* Tschern. и др.

В связи с тем, что рассматриваемые известняки со всех сторон окружены интрузивными кварцевыми порфиридами более молодого

возраста, взаимоотношения известняков с развитыми поблизости осадочными и вулканогенными породами не установлено.

Севернее с. Малой Трифионовой нижедевонские (кобленцские) отложения, представленные белыми и розовыми рифогенными известняками, выходят на поверхность по р. Режу в селах Аромашево и Косяково, по р. Синячихе в 1 км выше с. Нижняя Синячиха. В них найдены остатки брахиопод и кораллов, среди которых наиболее типичны: *Favosites karpinskia* Yanet., *Fasciphyllum* ex gr. *medianum* Soskh., *F.* ex gr. *petschorensis* Soskh., *Chonetes verneuili* Barr., *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Ivdelinia pseudoivdelensis* (Khod.), *Wilsonella princeps* (Barr.), *Camarotoechia nympha* (Barr.), *Karpinskia consuelo* Gart., *K. conjugula* Tschern. и др. Мощность их не менее 250—300 м.

Незначительные выходы таких же известняков с аналогичным комплексом фауны известны на левом берегу р. Пышмы в 0,5 км ниже с. Знаменского, где положение их среди окружающих вулканогенных толщ не ясно.

К западу от отмеченной зоны кобленцские отложения, выделенные впервые А. А. Прониным (1950) на левом склоне долины р. Алапайки в прослеженные позднее в северном направлении Л. Г. Бурасовым и Ю. В. Кругликовым, представлены темно-серыми до черных, массивными, битуминозными и пиритизированными известняками с тонкими прослойками глинисто-углистых сланцев. Из органических остатков в них определены: *Favosites regularissimus* var. *minor* Yanet., *Ivdelinia uralotjanschanica* (Khod.), *Wilsonella princeps* (Barr.), *Camarotoechia latona* Barr., *Pugnoides operosa* Khod., *Atrypa rejensis* Khod., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Karpinskia conjugula* Tschern., *Eospirifer secans* (Barr.) и др.

Полный разрез этих отложений неизвестен, видимая мощность не превышает 150 м. На них несогласно залегают черные слоистые битуминозные эйфельские известняки с прослоем в основании аллита и боксита.

Своеобразные терригенно-карбонатные нижедевонские отложения, представленные мелко- и грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с известняками, обнажаются по Боровинскому и Мокринскому логам, впадающим в р. Реж слева, между селами Аромашево и Раскатиха.

В них, по данным П. Н. Лебедева (1962), содержатся остатки: *Ivdelinia uralotjanschanica* Khod. et M. Breiv., *Carinatina signifera* (Schnurr), *Atrypa submala* Khod., *A.* ex gr. *sublepida* Vern., *Eospirifer nobilis* var. *irbitensis* (Tschern.), *Yunnanella* (?) cf. *tabuskaensis* Khod. et M. Breiv. (in litt.), *Camarotoechia* ex gr. *nympha* (Barr.) и др.

В южной части Челябинского района к северо-западу от ст. Еманжелинской, по данным Л. Н. Ромашовой, к основанию нижнего девона относятся брекчиевидные известняки, выступающие в составе крупного карбонатного массива у ж.-д. разъезда Клубника и по широтному логу южнее пос. Шейна. В этих известняках обнаружены: *Clorindina* cf. *vijaica* Khod., *Ivdelinia uralotjanschanica* (Khod.), *Karpinskia fedorovi* Tschern., *K.* cf. *vagranensis* Khod., *Catazyga* (?) *perpolita* Khod., *Spirifer tenuisnuosus* Khod., *Conocardium* sp., а также многочисленные фавозиты, из которых Ф. Е. Янет определила *Favosites* cf. *clarus* Yanet., *Favosites* ex gr. *brusnitzini* Peetz. и др.

По имеющимся наблюдениям, известняки с этой фауной мощностью до 100 м залегают совершенно согласно на светлых неяснослоистых известняках верхнего лудлова.

Стратиграфически выше жединских известняков располагаются темно-серые неяснослоистые известняки с фауной кобленцкого возраста *Wilsonella princeps* Barr., *Karpinskia conjugula* Tschern., *Spirifer* (*Eospirifer*) cf. *sergaensis* Khod., *S. (Delthyris) losvensis* Barr. (?). Мощность этих известняков измеряется несколькими десятками метров.

К юго-востоку от г. Чебаркуля, в так называемом «запываловском» прогибе, к нижнему девону относятся пироксеновые (авгитовые) и диабазовые порфириды. Среди эффузивов известны туфы и небольшие прослои яшм. К этому же возрасту совершенно условно Н. Ф. Мамаевым отнесены плагиоклазо-пироксеновые порфириды, спилиты, диабазы, частично преобразованные в порфиритоиды и зеленые сланцы, развитые довольно широко в восточной части Брединского района. Мощность их достигает 250—300 м.

Во многих других изученных разрезах восточного склона на Южном Урале было установлено выпадение нижнего девона и налегание среднедевонских толщ с размывом непосредственно на силурийские и более древние образования.

Средний отдел

Хорошие разрезы среднего девона известны в западной половине северной части Тагильского мегасинклиория (Петропавловская структурно-фациальная зона) и изучены значительно лучше, чем нижедевонские.

В Ивдельском районе эйфельские и живетские отложения вскрываются на поверхности в окрестностях Юртищенских месторождений бокситов. Средний девон начинается здесь песчано-сланцевой толщей, располагающейся на размытой поверхности лудловских песчаников и известняков. Эта толща представлена полимиктовыми песчаниками, конгломератами, известково-глинистыми сланцами с маломощными прослоями известняков. Стратиграфически выше отмеченных образований залегают темно-серые известняки с *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Punctatrypa gruenewaldtii* (Tschern.) и др., замещающиеся по простиранию розовыми и мясо-красными известняками.

Выше рассмотренных известняков лежат светло-серые и мясо-красные известняки с богатой фауной кораллов и брахиопод: *Favosites regularissimus* var. *minuta* Yonet., *F. gregalis* Porf., *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Wilsonella princeps* (Barr.), *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer karmanovi* (Khod.) и др.

На размытой поверхности мясо-красных известняков располагается продуктивная толща, представленная на Юртищенском I месторождении бокситом. К югу от месторождения она, согласно данным Л. Н. Князевой, слагается известково-хлоритовыми сланцами, а к северу замещается полимиктовыми песчаниками и конгломератами.

Продуктивная толща согласно перекрывается темно-серыми и серыми битуминозными известняками *Favosites regularissimus* Yonet., *F. gregalis* Porf., *Stropheodonta* aff. *interstitialis* Phill. и др.

Отмеченные известняки по простиранию и выше по разрезу замещаются серыми, иногда светло-серыми известняками с богатой фауной брахиопод: *Ivdelinia intima* (Khod.), *Iv. moldawantzewi* (Andron.), *Iv. sphaerica* (Andron.), *Wilsonella knjaspensis* Khod., *Camarotoechia nympa* (Barr.) var. *uralica* Khod., *Eospirifer superbus* Eichw.

Стратиграфически выше рассмотренных известняков трансгрессивно (местами) залегают толща разнообразных пород. В основании ее

лежат светло-серые, желтоватые, криноидные известняки с большим количеством *Megastrophia uralensis* (Vern.) и редкими экземплярами *Conchidiella calvata* Khod. et M. Breiv. Несколько выше по разрезу количество фауны увеличивается. В более светлых известняках содержится многочисленная и разнообразная фауна *Favosites robustus* Lec., *F. goldfussi* Orb., *Megastrophia* aff. *uralensis* (Vern.), *Conchidiella* aff. *pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. calvata* Khod. et M. Breiv., *C. rossica* (Karp.), *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Iv. bellicostata* Khod., *Eospirifer superbis* (Eichw.). Известняки (вверх по разрезу) переходят в известково-глинистые сланцы, а затем в грубообломочные полимиктовые песчаники.

Следующей, стратиграфически выше залегающей толщей являются известняки, содержащие многочисленную и разнообразную фауну брахиопод: *Conchidiella calvata* Khod. et Breiv., *C. rossica* (Karp.), *C. aff. pseudobaschkirica* (Tschern.), *Ivdelinia menneri* (Andron.), *Carinata paradoxa* (Scup.), *C. arimaspus* (Eichw.), *Karpinskia fedorovi* Tschern., *Eospirifer superbis* (Eichw.).

В районе Юртищенского II месторождения боксита на размытой поверхности известняков эйфельского яруса лежат бокситы, перекрывающиеся темно-серыми, битуминозными, слоистыми известняками с *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. pseudobaschkirica* var. *longocephala* Khod. et M. Breiv., *Ilmenia vaganovi* I. Breiv. и др.

Разрез девона заканчивается серыми и темно-серыми, часто амфиоровыми известняками, залегающими трансгрессивно на различных нижележащих толщах эйфельского яруса. Эти известняки содержат типичный комплекс фауны, состоящей из брахиопод и кораллов: *Strinogycephalus burtini* (Defr.), *Uncites gryphus* (Schloth.), *Columnaria vulgaris* Soshk., *Grypophyllum isactis* (Frech.), *Caliapora taltiensis* Yanet. и др. Местами в основании данных известняков располагаются бокситоподобные породы.

Севернее рисуется следующий разрез среднего девона (снизу вверх):

- | | |
|---|-------------|
| 1. На размытой поверхности светло-серых известняков жединского яруса бокситоносный пласт | до 10 м |
| 2. Известняки темно-серые, черные, битуминозные слоистые с <i>Favosites regularissimus</i> Yanet., <i>F. waganensis</i> Yanet., <i>Neocolumnaria waganensis</i> Soshk., <i>Tryplasma devoniana</i> Soshk. и др. | около 500 „ |
| 3. Боксит и бокситоподобные породы, часто выклинивающиеся | 0—10 „ |
| 4. Известняки темно-серые с <i>Favosites regularissimus</i> Yanet., <i>Thamnopora irregularis</i> Lec., <i>Neocolumnaria waganensis</i> Soshk. и др. | 250 „ |
| 5. Боксит | до 10 „ |
| 6. Известняки темно-серые, серые и светло-серые с <i>Favosites vulgaris</i> (Soshk.), <i>Conchidiella pseudobaschkirica</i> (Tschern.), <i>C. aff. tenuicostata</i> (Litw.), <i>C. rossica</i> (Karp.) и др. | около 500 „ |
| Внутри известняковой толщи встречаются бокситы мощностью до 2 м. | |
| 7. Боксит | 2 „ |
| 8. Известняки светло-серые массивные и темно-серые слоистые с <i>Actinostroma irregulare</i> Nich., <i>Thamnopora densa</i> Tschern., <i>Chascothyris salairica</i> Rzon., <i>Bornhardtina rensellandiaformis</i> Khod. et M. Breiv. (in litt.), <i>B. tarasurica</i> Khod. et M. Breiv. (in litt.) и др. | свыше 200 „ |
| Среди светло-серых известняков встречаются быстро выклинивающиеся бокситовые породы. | |
| 9. Полимиктовые песчаники, известково-глинистые сланцы и известняки | 100 .. |

Описанные образования эйфельского яруса объединяются С. М. Андроновым под названием вагранской свиты.

В разрезе р. Ваграна выше светло-серых известняков залегает толща битуминозных плитчатых известняков, песчаников и глинистых сланцев. В отложениях рассматриваемой толщи А. Н. Ходалевицем и С. М. Андроновым собрана фауна брахиопод: *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Ivdelinia ivdelensis* (K hod.), *Conchidiella* sp., *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer superbis* (Eichw.), *Stropheodonta nobilis* M'Coу и др.

Стратиграфически выше располагаются светло-серые и серые массивные рифогенные известняки (мощность до 200 м), в которых С. М. Андроновым были обнаружены эйфельские брахиоподы *Eospirifer superbis* (Eichw.), *Carinatina arimaspus* (Eichw.), *Ivdelinia ivdelensis* (K hod.) и др.

На неровной поверхности отмеченных рифогенных известняков лежат бокситы мощностью от 0 до 4 м.

Бокситы перекрываются маломощным прослоем глинистых сланцев, который (стратиграфически выше) переходит в темно-серые плитчатые битуминозные известняки с *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. baschkirica* (Vern.) и др.

Эти известняки переслаиваются с подчиненными прослоями глинистых сланцев и песчаников зеленого и темно-серого цвета. В отдельных участках песчаники и сланцы достигают значительного развития, а известняки играют подчиненную роль.

На темно-серых известняках с *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.) располагаются белые, светло-серые, часто с розовым оттенком, обычно массивные известняки (по С. М. Андронову высотинская свита) со *Stringocephalus burtini* (Defr.), *Elmaria glabra* NaI. и др. В самых верхних горизонтах этих известняков (на широте пос. Усть-Калья, в пограничной зоне с известняками франского яруса) А. Н. Ходалевицем обнаружен следующий комплекс брахиопод: *Productella subaculeata* Murch., *Pugnax* ex gr. *acuminata* Mart., *Spirifer simplex* Phill., *Septalaria postascendens* Leidh., *Spirifer undiferus* Roem., *Sp. maureri* Holz. и др.

Сходные с описанным разрезы среднедевонских образований известны и в других пунктах Петропавловской зоны (г. Карпинск, реки Тота и Лобва).

Заканчивая на этом рассмотрение Петропавловской структурно-фациальной зоны, можно отметить, что характер вертикального распространения органических остатков в среднем девоне в основном поддерживается вдоль всего восточного склона Урала. А. Н. Ходалевиц, М. Г. Брейвель и др., анализируя брахиоподовую и коралловую фауну, пришли к выводу, что в полных разрезах среднего девона возможно выделение четырех местных фаунистических зон (снизу вверх):

1. Зона *Favosites regularissimus*.
2. Зона *Conchidiella pseudobaschkirica*.
3. Зона *Bornhardtina uncitoides*.
4. Зона *Stringocephalus burtini*.

Первые две зоны относятся к эйфельскому ярусу, а третья и четвертая — к живетскому.

Во многих районах между эйфельским и живетским ярусами отмечается перерыв в отложениях, поэтому зона *Bornhardtina uncitoides* часто выпадает из разреза.

Иного характера разрез среднего девона отмечаются в Турьинской структурно-фациальной зоне, где широко развиты полимиктовые

и туфогенные песчаники, сланцы, конгломераты, эффузивы и подчиненные им известняки. Остановимся на некоторых из них.

По р. Ваграну (ниже Крутоловской сопки по течению реки) стратиграфически выше лудловских вулканических брекчий и порфиритов залегает довольно мощная толща граувакковых и туфовых песчаников с маломощными залежами роговообманковых порфиритов; выше следует толща часто перемежающихся между собой песчаников с тентакулитами, туффитов и кремнистых сланцев. Вверху этой флишеподобной толщи появляются глинистые известняки и известковые сланцы. В одном из прослоев известковых сланцев (левый берег р. Ваграна выше пос. Высотинского) были обнаружены *Agoniatites* sp., *Buchiola* sp., *Tentaculites* sp. и др.

Описываемые образования в районе пос. Высотинского перекрываются серыми, массивными и толстослоистыми известняками живетского яруса с *Stringocephalus burtini* (Defr.). В береговых обнажениях р. Ваграна от пос. Высотинского до ее устья и по р. Сосьве отмеченные взаимоотношения фиксируются несколько раз.

Особенно детально отложения эйфельского и живетского ярусов изучены в разрезе, вскрываемом р. Сосьвой между устьями р. Ваграна и р. Белой. Здесь разрез рисуется в следующем виде (снизу вверх):

1. Светло-серые и серые известняки с <i>Karpinskia</i> sp. и <i>Carinatina arimaspus</i> (Eichw.), обнажающиеся в районе устья р. Ваграна.	
2. Чередующиеся пакки разнообразных пород, среди которых (грубо) намечается следующая последовательность (мощность видимая):	
слоистые псаммитовые туфы пироксен-роговообманкового порфирита, туфогенные сланцы и песчанистые туффиты	200 м
тонкослоистый известняк	80 "
туфогенный песчаник	40 "
слоистый темно-серый известняк	60 "
песчанистый туффит	25 "
темно-серый слоистый известняк	25 "
туфогенный песчаник	50 "
серый слоистый известняк	8 "
тонкозернистый песчаник из материала роговообманкового порфирита	12 "
грубозернистый песчаник из материала роговообманковых порфиритов (андезито-дацитового состава), содержащий обломочный кварц	20 "
слоистый темно-серый известняк	60 "
туфогенный песчаник	10 "
серый слоистый известняк	10 "
серый песчанистый туффит	25 "
серый слоистый известняк	10 "
туфогенный песчаник	10 "
серый слоистый известняк с фауной эйфельского яруса: <i>Cymatostrophia cf. nobilis</i> M'Coу, <i>Ivdelina ivdelensis</i> (K h o d.), <i>Camarotoechia nympha</i> var. <i>emaciata</i> (Vagr.), <i>Atrypa desquamata</i> Sow., <i>Eospirifer superbus</i> (Eichw.) и др.	20 "
туфогенный песчаник с обломками альбитизированного плагиоклаза и роговой обманки	25 "
тонкозернистый туфогенный песчаник, богатый обломочным материалом пироксеновых и роговообманковых порфиритов, известняков и глинистых сланцев	20 "
туфогенный песчаник, содержащий обломки кварцевых зерен, обычно оплавленных, напоминающих вкрапленники кварцевых альбитофиров с фельзитовой основной массой	10 "
темно-серый слоистый известняк	25 "
грубозернистый туфогенный песчаник, богатый кальцитом и содержащий в качестве кластического материала обломки известняка и роговообманковых порфиритов. Описанный песчаник переслаивается с более тонкозернистыми туффитами, состоящими из того же материала с примесью глинистого вещества	40 "
частое чередование известняков, туфогенных песчаников и песчанистых туффитов	
темно-серые и светло-серые известняки	

известковистые сланцы	120 „
перемежаемость туффитов и известковистых сланцев	170 „
массивные светло-серые известняки с <i>Chonetes verneuili</i> Baгг., « <i>Spirifer indifferens</i> var. <i>transiens</i> Baгг., <i>Carinatina arimaspus</i> (Eichw.), <i>Karpinskia</i> sp.	100 „

Рассмотренная эйфельская толща (мощность около 600—700 м) в районе Стрелебского кордона перекрывается темно-серыми и светло-серыми известняками живетского яруса со *Stringocephalus burtini* Defg. мощностью 200—250 м. Ниже Стрелебского кордона, по левому берегу р. Сосьвы, видно, как на крутопадающих известняках живетского яруса с угловым несогласием лежит горизонт конгломератов, состоящих из галек и валунов разнообразных палеозойских пород. Среди валунов и галек конгломератов встречаются следующие разновидности изверженных пород: спилиты, микропорфиры, диабазы, диабазовые порфиры, альбитофиры, андезитовые порфиры и др. В валунах известняка обнаружена фауна франского яруса: *Schizophoria striatula* Schloth., *Productella subaculeata* (Murch.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax acuminata* (Mart.), *Atrypa bifidaeformis* Tschern.

Другой интересный разрез эйфельского яруса среднего девона Турьинской структурно-фациальной зоны отмечается в окрестностях Краснотурьинска и на р. Турье выше устья р. Взвозной. По данным Н. С. Лисова и др. (1962 г.), в эйфельском ярусе выделяются взвозная и макарьевская свиты.

Сводный разрез взвозной свиты по р. Турье и по р. Взвозной может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Туфобрекчии, туфоконгломераты и туфопесчаники базальтового состава, пироксен-плагиоклазовые порфиры этого же состава и туффиты около 150 м
2. Туфы, туфобрекчии и туфопесчаники роговообманково-плагиоклазовых порфиритов, содержащие значительную примесь обломочного материала пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава и местами прослой туфов этих порфиритов около 50 „
3. Темно-серые слоистые, местами плитчатые известняки. Слоистость в них подчеркивается наличием тонких прослоев светло-серого с зеленоватым оттенком известняка с примесью туфогенного материала не более 10 „
4. Крупно- и мелкообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, содержащие значительную примесь обломочного материала роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Изредка отмечаются тонкие прослойки туфопесчаников 50—55 „
5. Пироксен-плагиоклазовые порфиры базальтового состава 15 „
6. Грубообломочные туфы и туфобрекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, содержащие редкие маломощные прослой массивных крупнозернистых туфопесчаников 60 „
7. Пироксен-плагиоклазовые порфиры базальтового состава 3 „
8. Туфобрекчии и грубообломочные туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава. Выделяются разности туфобрекчии с наличием большого количества карбоната в цементе и редкими полуугловатыми обломками известняков. В цементе были обнаружены *Emmonsia* ex gr. *karmakensis* Dubat., *Clorindina eifliensis* (Stein.), *Atrypa devoniana descrescens* Fent. и другие эйфельские формы 25—30 „
9. Туфы роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава, чередующиеся с туфобрекчиями, состоящими из смешанного материала роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава и роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава 80 „
10. Туфобрекчии пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава 60 „
11. Туфоконгломераты, реже туфы, туфобрекчии и туфопесчаники роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава 110—130 „
12. Туфоконгломераты пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, с небольшим количеством обломков известняков,

- роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Местами в верхней части цемент известковый 40 „
13. Туфы туфобрекчии и туфопесчаники пироксен-плагиоклазовых порфиритов базальтового состава, с редкими маломощными покровами порфиритов того же состава 200 „
14. Туфы и туфопесчаники роговообманково-пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава, реже порфириты того же состава и туфы роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава.

Общая мощность взвозной свиты определяется Н. С. Лисовым в 950 м.

Примерно такой же состав и строение взвозная свита имеет севернее и западнее г. Краснотурьинска. У западной окраины (левый берег пруда) города из прослоя известняков в верхах свиты собраны органические остатки, подтверждающие эйфельский возраст свиты: *Chonetes verneulli* Bar., *Ivdelina* ex gr. *ivdelensis* (Khod.), *Carinatina signifera* (Schmurg.), *C. arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer superbus* (Eichw.) и др.

Макарьевская свита, выделенная Н. С. Лисовым и др., в Краснотурьинском районе развита в западном крыле Восточно-Богословской синклинали и в западном крыле Волчанской брахисинклинали.

В состав свиты входят туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты, туфопесчаники роговообманково-плагиоклазовых порфиритов андезитового состава и реже роговообманково-пироксено-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Имеются прослои туффитов и быстро выклинивающиеся по простираанию маломощные покровы роговообманково-плагиоклазовых и роговообманково-пироксено-плагиоклазовых порфиритов, а также андезито-дацитовых кварцево-роговообманково-плагиоклазовых порфиритов и их туфоконгломератов. Верхняя часть свиты представлена мощной толщей темно-серых и реже светло-серых известняков. Мощность свиты достигает 750 м.

В известняках (по дороге из пос. Макарьевки в Зимовье, правый берег Швецовского лога и т. д.) собраны органические остатки, указывающие на верхнеэйфельский их возраст: *Pachyfavosites vijaicus* Yanet, *P. cf. exilis* Sok., *Favosites waganensis* Yanet, *F. aff. gregalis* Porf., *Cladopora elegans* Dubat., *Syringopora dubia* Sok., *Tryplasma devoniana* Webst., *T. hercynica* Peetz., *Conchidiella* ex gr. *pseudobaschkirica* (Tschern.), *Ivdelina* ex gr. *ivdelensis* (Khod.), *Carinatina kakvensis* Khod., *Eospirifer cf. superbus* (Eichw.) и др.

Живетский ярус слагается известняками, пироксено-плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами, туфоконгломератами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туфосланцами и кремнистыми сланцами, перемежающимися между собой.

Переслаивание известняков с вулканогенными породами наблюдается во многих местах: например, в скалистых берегах р. Тыньи, где прекрасно видно переслаивание известняков, туфогенных сланцев, туфов пироксено-плагиоклазовых порфиритов и спилита. Переслаивание туфогенных пород с известняками можно наблюдать также по р. Орье на Орбинском увале.

В известняках часто встречается *Stringocephalus burtini* Defg., указывающий на живетский возраст рассматриваемых отложений. Эта же форма была обнаружена в туфогенных породах, обнажающихся по р. Тынье, в районе пос. Кедрового.

В более южных частях Тагильского мегасинклинория характерные разрезы среднего девона вскрываются в Исовском районе.

Так, на широте р. Малой Именной, в окрестностях пос. Малый

Именной и в районе пос. Мостовая широким развитием пользуются образования эйфельского яруса.

В основании яруса располагаются песчаники, кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, переходящие стратиграфически выше в светло-серые и розовые известняки с *Favosites goldfussi* Orb., *F. regularissimus* Yanet, *F. gregalis* Porf. и *Thamnopora* ex gr. *sibirica* Tschern. Песчаники и сланцы в зоне контакта с отмеченными известняками переслаиваются или частично замещаются (фациально) ими.

В пределах полосы развития эйфеля, расположенной западнее Известковского месторождения боксита, песчаники и сланцы залегают на ортофирах, их туфах и туфопесчаниках верхнего лудлова — нижнего девона. Мощность нижнего эйфеля достигает 150 м.

На неровной поверхности известняков с *Favosites regularissimus* располагаются бокситовые залежи Известковского и Мостовского месторождений. На бокситах или непосредственно на светло-серых известняках нижнего эйфеля с размывом залегают переслаивающиеся прослои конгломератов, песчаников, известково-глинистых сланцев и известняков незначительной мощности. Еще выше лежат серые и темно-серые битуминозные известняки с *Favosites goldfussi* Orb., *Alveolitella karmakensis* Tschern., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *C. calvata* Khod. et Breiv. и др. (Э. Г. Кузмаул).

В пределах Магнитогорского мегасинклинория среднедевонские отложения начинаются широко известной карамалыташской свитой, нижняя часть которой, возможно, относится к нижнему девону и является фацией верхов ирендыкской свиты. Эта свита, представленная продуктами изменения липаритовых, трахитовых и базальтовых лав, развита в западном и восточном крыльях Магнитогорского мегасинклинория. На западном крыле выходы ее известны на хребтах Ирендык, Крыкты и в других местах, а на восточном — севернее Ахуновского гранитного массива, вблизи поселков Требий, Александровский и Копаловский, а также в районе деревень Курамина, Сафарова, Учалы и др.

В западном крыле синклинория довольно полный разрез пород карамалыташской свиты устанавливается в окрестностях Уразовского рудника (К. П. Плюснин и др.), где в ее составе принимают участие три, а местами четыре толщи пород (снизу вверх):

1. Диабазовые порфириды, диабазы, вулканические брекчии, их туфы с прослоями яшм (иногда эта толща выпадает из разреза) 400 м
2. Диабазы, диабазовые порфириды, спилиты с прослоями яшм, кремнистых туффигов 200—300 „
3. Альбитофиры с подчиненными им диабазовыми порфиридами, туфами и яшмами около 350 „

В пределах хребта Крыкты и к востоку от него карамалыташская свита подразделяется на две части. Нижняя сложена диабазами, диабазовыми порфиридами, андезито-базальтовыми порфиридами, альбитофирами и спилитами с прослоями лавобрекчий и их туфов.

Верхняя представлена толщей ритмично чередующихся туфоконгломератов, туфопесчаников, туффигов, яшм и известняков с редкими покровами диабазов. На северо-восточном берегу оз. Карабалыкты, в средней части разреза этой толщи, в известняковом цементе внутриформационных конгломератов обнаружены эйфельские кораллы и брахиоподы: *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Cladopora cylindrocollularis* Dubat., *Iudelina sarytschevi* Andr., *Uncinulus subcordiformis* Schmitt, *Atrypa* ex gr. *devoniana* Webster и др.

В составе карамалыташской свиты на широте пос. Сибай большую

роль играют эффузивы — кварцевые альбитофиры, альбитофиры, диабазы, спилиты и диабазовые порфириды.

Карамалыташская свита в ряде пунктов перекрывается бугулыгырским горизонтом. Разрез бугулыгырского горизонта хорошо вскрыт на западном склоне горы Бугулыгыр (Плюснин, 1962), где на диабазовых порфиридах залегают (снизу вверх):

1. Яшмы ленточные	1,0—1,5 м
2. Альбитофиры кварцевые серые и светло-фиолетовые	35—40 „
3. Яшмы вишнево-красные, прослоями желтые и зеленые	15—17 „
4. Туфобрекчий смешанного состава с обломками порфиридов, спилитов, туфов, яшм, альбитофиров	2—3 „
5. Туфы смешанного состава, основного состава и туфы кварцевых альбитофиров	0,5—1 „
6. Яшмы вишнево-красные	20 „
7. Туфы мелкозернистые	0,7 „
8. Яшмы вишнево-красные	60—70 „

Общая мощность бугулыгырского горизонта около 160 м.

В восточном крыле Магнитогорского мегасинклинория породы карамалыташской свиты и бугулыгырского горизонта вскрываются в ряде пунктов. Так, в районе д. Сафарова (данные К. П. Плюснина, 1962 г.) разрез рисуется в следующем виде (снизу вверх):

1. Диабазы, их туфы, туфобрекчий с прослоями туффитов	около 800 м
2. Альбитофиры, их туфы, туфобрекчий с прослоями туффитов	300 „
3. Диабазы, их туфы, туфобрекчий с прослоями туффитов	300 „
4. Альбитофиры и их туфы с прослоями яшмовидных туффитов	300 „
5. Бугулыгырская толща. Яшмовидные туффиты и кремнистые сланцы	около 500 „

В районе Учалинского месторождения в основании карамалыташской свиты залегают альбитофиры, их туфы и туфобрекчий. Затем следует толща диабазов и их туфов, выше которых распространены кварцевые альбитофиры, туфы и туфобрекчий. Бугулыгырская толща, как и в предыдущем разрезе, выражена яшмовидными туффитами и кремнистыми сланцами.

Возраст пород карамалыташской свиты и бугулыгырской толщи эйфельский, что подтверждается фаунистически: Ю. Л. Куваевским обнаружены остатки эйфельской фауны западнее прииска Гедельша в верхах карамалыташской свиты. Остатки фауны эйфельского возраста найдены также М. М. Биковым западнее д. Базаргулова в низах карамалыташской свиты.

Живетские образования в пределах Магнитогорского мегасинклинория впервые были установлены Э. Я. Пэрна, указавшим на присутствие *Stringocephalus burtini* Deig. и др. в известняках, залегающих среди эффузивных пород по р. Воровской (приток р. Урала).

И. Морозевичем (1901) в районе ст. Магнитной (у пос. Бабарыкина) были обнаружены в темных песчаных известняках *Martinia inflata* (Schmug), *Atrypa desquamata* Sow. и др.

Б. П. Кротовым (1915) был доказан живетский возраст известняков на р. Шердома у д. Аушкульской по находке в них *Uncites gryphus* Schloth.

Боле поздними исследователями установлена приуроченность отмеченных известняков к верхней части мощной свиты кремнистых сланцев, яшм, кварцевых альбитофиров, туфобрекчий, диабазовых и андезитовых и дацитовых порфиридов и их туфов, получившей наиме-

нование улутауской (Л. С. Либрович). Нижняя часть свиты относится многими геологами к эйфельскому ярусу.

Улутауская свита распространена как в западном, так и в восточном крыльях Магнитогорского мегасинклинория. В пределах западного крыла породы свиты прослеживаются в районах деревень Истамгулово, Наурузово, Вятской, Алсынбаево, Давлетшина, Балшева. На восточном крыле они развиты в Учалинской подзоне.

Характерные разрезы улутауской свиты имеются на юго-восточных отрогах горы Ялай, в хребте горы Россыпной, в районе д. Наурузовой и других местах. Вблизи горы Ялай на красных яшмах бугулыгьрской толщи залегает улутауская свита, слагающаяся из двух толщ.

1. В основании свиты располагаются кварцевые альбитофиры, их лавобрекчии, кремнистые туффиты и туфопесчаники мощностью около 700 м.

2. В верхних частях свиты залегают дацитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии и лавобрекчии мощностью 200 м.

На восточном крыле мегасинклинория в районе месторождения Учалы намечается следующий сводный разрез (снизу вверх):

1. Туфы и туфобрекчии кислого состава	300 м
2. Порфириты дацитового состава	200 "
3. Туфы и туфобрекчии диабазовых порфиритов	300 "
4. Кремнистые сланцы и афанитовые туффиты	150 "
5. Известняки с <i>Cladopora</i> sp.	150 "

В районе оз. Гнилого в основании улутауской свиты лежит слоистая толща, представленная туфами кварцевых альбитофинов с прослоями кремнистых сланцев, туффитов и подчиненных им кварцевых альбитофинов, вулканических брекчий и туфобрекчий с обломками известняков, кремнистых туффитов и яшм. Мощность 300—400 м.

Стратиграфически выше располагается толща туфов кварцевых и роговообманково-пироксено-плаггиоклазовых порфиритов, вулканических брекчий и туфобрекчий. Мощность 500—600 м.

Разрез завершается известняками со *Stringocephalus burtini* Defr., замещающимися по простиранию известковистыми туфопесчаниками. Мощность до 175 м (К. П. Плюснин и др.).

Заканчивая на этом описание разреза среднего девона Южного Урала, следует заметить, что стратиграфически выше улутауской свиты лежат породы мукасовской толщи, возраст которой еще не совсем ясен. Но поскольку в основании мукасовской толщи имеются конгломераты, содержащие в гальках живетскую фауну, постольку эта толща относится нами к франскому ярусу.

В Алапаевско-Теченском мегасинклинории среднедевонские отложения пользуются широким развитием, выходя в антиклинальных поднятиях. В окрестностях с. Покровского в основании среднего девона располагаются две толщи: карбонатная (нижняя) и вулканогенная (верхняя). Толща карбонатных пород в свою очередь делится на две части: внизу она состоит из известняков, конгломератов и брекчий, а сверху — из светлых, розовых и красных известняков. Как в известняках, так и в известняковых брекчиях была собрана довольно богатая и разнообразная эйфельская фауна: *Heliolites porosa* Goldf., *H. devonica* Bogat., *Stromatopora concentrica* Goldf., *Actinostroma* cf. *clatratum* Wichol., *Amphipora ramosa* Phill., *Favosites karpinskyi* Yanet, *Cladopora infirma* Yanet, *Ivdelinia ivdelensis* (Khod.), *Chonetes verneuili* Barr., *Camarotoechia nymphe* (Barr.), *Septalaria*(?) *transuralica* (Tschern.), *Wilsonella princeps* (Barr.), *Carinata arimaspus* (Eichw.), *Eospirifer superbis* (Eichw.), и др.

Мощность толщи известняков и известняковых брекчий измеряется несколькими десятками метров; толща их простирается в северо-восточном направлении, образуя северо-западное крыло пологой Покровской антиклинали.

В самой верхней части эйфельской карбонатной толщи залегают небольшая пачка мощностью около 1,5 м своеобразных кирпично-красных известняков, изобилующих весьма разнообразной фауной. Эти известняки были впервые обнаружены А. П. Карпинским (1884), который описал их в специальной статье, посвященной фауне птеропод восточного склона Урала. Из органических остатков в этих известняках были собраны: *Phacops fecundus* Вагг., *Goniatites lateseptatus* Вейер., *G. cf. bohemicus* Вагг., *Tentaculites cf. intermedius* Вагг., *Styliolina nucleata* Кагр., *Hyolites malicus* Кагр., *Pleurotomaria subcarinta* А. Роем. и др.

Приведенный комплекс органических остатков был отнесен к нижнему девону. Этот же возраст в 1893 г. в монографии, посвященной описанию фауны нижнего девона восточного склона Урала, им приписывал Ф. Н. Чернышев, обработавший фауну из коллекции, собранной А. П. Карпинским.

А. А. Прониным было установлено, что красные известняки пользуются более широким распространением, чем предполагал А. П. Карпинский; обнажения их были обнаружены в целом ряде пунктов на протяжении более 5 км. Тогда же в них была собрана богатая и разнообразная фауна, из которой удалось определить: *Anarcestes lateseptatus* Вейер. var. *plebeja* Вагг., *A. subnautilinus* Вейер., *A. crispus* Вагг., *Agoniatites evetus* Вучх., *A. kayseri* Вдкд, *A. bohemicus* Вагг.

На основании этой фауны А. А. Пронин склонен сопоставлять описываемые известняки с нижней частью анарцестового горизонта Рейнских сланцевых гор, т. е. относить к эйфельскому ярусу среднего девона.

Над карбонатной толщей залегают толща основных вулканогенных пород — порфиритов и амигдалоидных лав, которые в юго-западном направлении замещаются туфами, а также туфогеновыми песчаниками, конгломератами и сланцами. Мощность толщи вулканогенных и туфогенных пород достигает нескольких сотен метров.

Более высокие слои среднего девона в районе с. Покровского налегают трансгрессивно либо на верхнюю эффузивную толщу, либо на нижнюю — известняковую.

По литологическому составу и характеру фауны здесь выделяются три горизонта, которые А. А. Пронин относит к живетскому ярусу.

Нижним горизонтом является изменчивая по литологическому составу толща, состоящая либо целиком из обломочных пород — сланцев и песчаников, изредка известковистых, либо, наоборот, преобладающе из карбонатных пород — известковистых сланцев, глин, песчаников, конгломератов и известняков. Окраска всех пород крайне разнообразна, в связи с чем этот горизонт называется пестроцветным. Мощность его определяется в 60—70 м. Органические остатки в породах этого горизонта бедны.

Второй, средний горизонт сложен белыми или розовыми известняками, содержащими довольно разнообразную фауну брахиопод, среди которых были найдены: *Pugnax acuminata* Март., *Atrypa explanata* Шлохт., *Spirifer maureri* Холц. Мощность горизонта около 100 м.

Наконец, третий, верхний горизонт сложен темными плотными известняками и известковистыми песчаниками с многочисленными амфи-

порами. Амфипоровые известняки и песчаники завершают разрез среднего девона и сменяются известняками франского яруса верхнего девона.

В северной части Покровской полосы среднедевонские фаунистически охарактеризованные отложения известны по р. Синячихе у пос. Флюс и по р. Алапаихе у д. Верхняя Алапаиха. Нижняя часть разреза их, обнажающаяся у д. Верхняя Алапаиха, представлена черными, темно-серыми и серыми битуминозными массивными и слоистыми известняками мощностью более 300 м, залегающими несогласно на кобленцских известняках. В основании их находится маломощный прослой аллита и боксита. Из органогенных остатков в известняках содержатся в основном эйфельские формы: *Favosites* ex gr. *regularissimus* Yanet, *F. wagnerensis* Yanet, *Tryplasma devoniana* Soshk., *Chonetes verneuili* Barr., *Iudelinia iudelensis* (Khod.), *Atrypa kolymentis* Nal., *Carinatina arimascus* (Eichw.) и др.

Верхи разреза эйфельских отложений, достигающих мощности 200 м, имеют место в обоих отмеченных пунктах, где в составе их наравне со слоистыми битуминозными известняками, содержащими остатки *Pachyfavosites vilvaensis* (Sok.), *Cladopora iudelensis* Yanet, *Thamnopora* cf. *reticulata* Blainv., *Chaetetes tenuis* Frech., *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.), *Eospirifer superbus* Eichw., находятся полимиктовые известковистые песчаники с *Thamnopora* ex gr. *parva* Yanet, *Atrypa devoniana* Webst. Пространственно эти песчаники тяготеют к восточной части полосы.

На этой толще залегают грубообломочные туфы андезитовых плагиоклазовых порфиринов, содержащие в разрезе у д. Верхняя Алапаиха обломки известняков с остатками *Atrypa* sp.

В пределах Арамашевско-Рудянской антиклинали среднедевонские фаунистически охарактеризованные отложения пользуются сравнительно ограниченным распространением. Они известны в окрестностях с. Арамашево, копи Черемшанка и к западу от г. Сухой Лог по речке Шате.

В окрестностях сел Арамашево и Косяково к низам среднего девона относятся светлые рифогенные известняки, содержащие смешанную кобленцско-эйфельскую фауну. Мощность их не менее 250 м.

Верхние горизонты среднего девона представлены темно-серыми амфипоровыми битуминозными отчетливо слоистыми известняками, содержащими *Favosites goldfussi* Orb., *F. karpinskyi* Yanet, *Cladopora infirma* Yanet, *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Conchidiella* aff. *olherti* (Barr.), *C. baschkirica* (Vern.), *Uncinulus parallelepipetus* Вг о п п. Эти известняки залегают трансгрессивно на нижележащих рифогенных известняках и на широте с. Косяково имеют в основании залежь боксита. Они, достигая мощности 100 м, кверху сменяются вулканогенными образованиями, появление которых, по-видимому, началось еще в конце нижнего девона и максимального развития достигло к концу среднего девона. Об этом свидетельствуют обломки миндалекаменных основных лав в пририфовых нормальноосадочных известняках нижнего эйфеля, с одной стороны, и мощные толщи порфиринов и их туфов, залегающих на эйфельских слоистых известняках, — с другой.

В более южной части этой структуры среднедевонские отложения известны по р. Пышме у г. Сухой Лог и по ее правому небольшому притоку речке Шате.

В долине последней вблизи устья и выше по течению, у родников, обнажены туфы альбитофинов с прослоями туфопесчаников с карбонатным цементом, содержащих остатки *Stropheodonta* sp., *Spirifer* sp.,

гастропод. Эта толща вверх по разрезу сменяется туфами смешанного состава мощностью около 100 м. На них с размывом залегает пачка (мощностью не более 50 м) полимиктовых конгломератов, песчаников, известково-глинистых сланцев с прослоями темно-серых известняков с *Caliapora graciosa* Y a n e t, переходящая постепенно вверх по разрезу в грубослоистые белые и светло-серые известняки. Последние обнажаются между родниками и с. Шата. В них содержится богатый комплекс эйфельской фауны: *Caliapora graciosa* Y a n e t, *Pseudomicropasma* cf. *uralica* S o s h k., *Cyrtophyllum vesiculosum* G o l d f., *Calceola* cf. *sondalina* L a m., *Megastrophia uralensis* (V e r n.), *Conchidiella pseudobaschkirica* (T s c h e r n.), *C. calvata* K h o d., *Ivdelinia ivdelensis* (K h o d.), *Uncinulus parallelepipedus* B r o n n., *Hypothyridina coronata alata* K h o d., *Atrypa kakovensis* K h o d., *Karpinskia fedorovi* var. *ivdelensis* K h o d., *Eospirifer superbis* E i c h w. Мощность этих известняков более 300 м.

Известняки с аналогичной фауной в небольших выходах обнажены по р. Пышме непосредственно выше устья речки Знаменки, а также по последней. В этом разрезе преобладают вулканогенные образования, взаимоотношения которых с отмеченными известняками, с одной стороны, и известняками с нижедевонской фауной — с другой, не совсем отчетливы, однако по ряду косвенных данных наиболее вероятен их среднедевонский возраст.

В окрестностях с. Брюханово на р. Багаряке Щербаковской мегантиклинали в основании среднего девона лежат светлые известняки с *Atrypa alticola* F r e c h., *A. sogdiana* S c h l o t h., *Uncinulus parallelepipedus* (B r o n n.), *Cyrtina heteroclita* D e f r., *Gypidula multiplicata* R o e m.

Заканчивается разрез также известняками с *Atrypa flabellata* R o e m., *Stringocephalus burtini* D e f r. и др.

В пределах Голендухинской и следующей к востоку Чепчуговской антиклиналей (по А. А. Пронину) к среднему девону условно относят основные вулканогенные породы, представленные разнообразными порфиритами, лавами, лавовыми брекчиями и туфами.

В одном из обнажений лавовых брекчий, расположенном в долине р. Режа несколько южнее с. Глинки, в обломках известняков была найдена фауна брахиопод живетского облика, что, в сущности, и заставляет относить эти породы к верхам живетского яруса.

В пределах двух следующих антиклиналей, Сохаревской и Хвощевской, к среднему девону отнесены темные амфипоровые известняки, содержащие местами скудную фауну брахиопод, среди которых был найден *Stringocephalus burtini* D e f r. Эти известняки на поверхности занимают довольно значительные площади, образуя полосы, протягивающиеся в северо-восточном направлении. Обнажения их расположены по долине р. Режа в районе с. Сохаревой, а также в верховьях р. Хвощевки, правого притока р. Режа. Взаимоотношения живетской толщи с нижележащими породами здесь остаются неясными, выше эта толща перекрывается известняками верхнего девона.

Сведения о среднедевонских образованиях южных частей Восточно-Уральского прогиба имеются в работах Е. А. Соколовой и Н. Ф. Мамаева. По данным этих исследователей (к северо-востоку от ст. Еманжелинской и южнее пос. Шейна), очевидно, несогласно на известняках лудлова залегает толща светлых несложных известняков с типичной эйфельской фауной: *Camarotoechia nympha totaensis* K h o d., *Karpinskia fedorovi* T s c h e r n., *Carinatina arimaspus* (E i c h w.), *Eospirifer superbis* (E i c h w.).

По-видимому, к верхам эйфеля здесь относятся чередующиеся между собой туфогенные песчаники и сланцы с подчиненными покровами плагиоклазо-роговообманковых порфиритов и их туфов, а также прослой серых известняков, содержащих плохо сохранившуюся фауну среднедевонского облика. Выходы последних известны выше г. Еманжелинска и у пос. Борисова. Еще выше залегает толща темных кремнистых сланцев и яшм с радиоляриями, довольно широко развитая к западу от ст. Еманжелинской. По возрасту эти породы, видимо, относятся уже к низам живетского яруса. К верхам этого яруса могут быть условно отнесены эффузивные кварцевые альбитофиры и их туфы, залегающие частью несогласно на более древних образованиях.

В районе к западу от Челябинской гранитной интрузии, в пределах кулуевской синклиналии, в составе среднего девона выделяются следующие толщи (снизу вверх):

1. Плагиоклазо-роговообманковых и кварцсодержащих порфиритов, их туфов, кремнистых сланцев и яшм.
2. Кварцевых альбитофиров, туфов и туфобрекчий.
3. Темно-серых известняков со *Stringocephalus burtini* Defr., относящихся к живетскому ярусу. Выходы этих известняков имеются юго-восточнее пос. Сагитова у Ново-Сагитовского совхозного участка.

Фация темных кремнистых сланцев и яшм среднедевонского возраста имеет широкое распространение в Челябинском, Кочкарском и Гумбейском районах. Кремнистые сланцы обычно переслаиваются с зеленоватыми туфогенными песчаниками, содержащими иногда обугленные растительные остатки. В районе северо-восточнее пос. Сухтелинского, по данным Б. А. Черменинова, в кремнистых сланцах были встречены радиолярии *Carposphaera* sp., *Thecosphaera* sp., *Amphostylis* sp.

По р. Увельке у пос. Шокуровка в таких же кремнистых сланцах содержатся остатки радиолярий, сходных с *Genosphaera uralensis* Rüst.

Стратиграфически выше кремнистых сланцев с радиоляриями в районе пос. Сухтелинского развита вулканогенная толща диабазовых порфиритов, альбитофиров и их туфов с прослоями известняков, заключающих фауну живетского облика — *Neocolumnaria vagranensis* Sosn., и др.

Верхний отдел

На восточном склоне Урала верхнедевонские образования изучены значительно слабее, чем на западном его склоне. Франский и фаменский ярусы обычно на более мелкие стратиграфические единицы не подразделяются.

В Тагильском мегасинклинии верхний девон известен в ряде пунктов. В Северо-Уральском районе, по мнению С. М. Андронина, франский ярус может быть подразделен на две свиты: кедровскую и шегультанскую.

Кедровская свита, залегающая с резким контактом на маассивных известняках живетского яруса, начинается зеленовато-серыми тонкослоистыми, плитчатыми известняками, которые чередуются с глинистыми и кремнистыми сланцами ярко-зеленого и реже малинового цвета. Выше эти отложения переходят в довольно мощную толщу глинистых, кремнистых сланцев и глинистых песчаников ярко-зеленого, оливкового, вишнево-красного и кофейно-желтого цвета с подчиненными прослоями серых, зеленовато-серых и зеленых пиритизированных известняков с фауной франского яруса: *Hypothyridina cuboides*

(Sow.), *Cyrtospirifer tenticulum* (Verp.) и др. Предполагаемая мощность этой свиты 75—100 м.

Шегультанская свита сложена массивными светло-серыми и желтоватыми известняками с богатой фауной брахиопод: *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Gypidula brevirostris* Phill., *Productella subaculeata* (Murch.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnoides triaequalis* Goss., *Cyrtospirifer tenticulum* (Verp.) и др. Мощность свиты достигает 200 м.

Образования фаменского яруса, встреченные по левобережью р. Шегультан на широте р. Святая, представлены темно-серыми с желтоватым оттенком битуминозными известняками с *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* Verp., *Liorhynchus uralicus* Nal. и др. В Карпинском районе (г. Карпинск) франкий ярус представлен двумя горизонтами. Нижний горизонт, залегающий согласно на известняках живетского яруса, сложен серыми и темно-серыми массивными и слоистыми известняками с богатой фауной: *Gypidula biplicata* Schnur., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Cyrtospirifer tenticulum* (Verp.) и др. Мощность известняков франского яруса до 100 м.

Отмеченные известняки перекрываются толщей (мощностью около 400 м), сложенной кремнистыми сланцами, туффитами и туфами с линзами серых известняков. Фауны в этой толще обнаружено не было, поэтому и возраст ее остается неясным. А. Н. Ходалевицем она относится к верхам франского яруса, а А. К. Гладковский определяет ее возраст как фаменский.

Выходы верхнедевонских отложений отмечаются также в Ивдельском районе по долинам правых притоков р. Лозьвы — Талицы, Желобовке, Таньше и Толокнянке.

По данным В. П. Мухиной, в строении франского яруса участвуют плагиоклазовые порфиристы и их туфы, кремнистые сланцы, кремни, роговообманковые порфиристы и их туфы, слоистые серые известняки и зеленоватые мергели.

Особенно хорошие обнажения, где можно наблюдать переслаивание вулканогенных пород с известняками и мергелями, находятся на правом берегу р. Талицы, в 5 км восточнее пос. Талицы. Здесь франские образования непрерывно тянутся вдоль берега на расстоянии 320 м, возвышаясь над уровнем воды на 1—5 м.

В верхней части обнажения (по течению реки) на протяжении 30 м выходят серые слоистые известняки, постепенно сменяющиеся 10-метровым слоем зеленоватых мергелей.

Известняки и мергели сечет жила диабаз мощностью 0,5 м, падающая на запад под углом 72°. Стратиграфически выше мергели вновь сменяются 40-метровой пачкой слоистых известняков. За известняками следуют роговообманковые порфиристы, которые обнажаются на протяжении 20 м и сменяются 15-метровым слоем серых известняков.

Выше известняков обнажаются туфоконгломераты. Затем следует пачка переслаивающихся серых известняков и зеленоватых мергелей мощностью 70 м. За этой пачкой вновь появляются роговообманково-плагиоклазовые порфиристы, обнажающиеся на протяжении 17 м. За порфиритами следует 8-метровый слой мергеля, через туфосланец и туфопесчаник постепенно переходящий в туфоконгломерат плагиоклазового порфирита.

В этом обнажении в известняках и мергелях собрана обильная брахиоподовая фауна, среди которой А. Н. Ходалевицем определены: *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Liorhynchus biplicatus* Mark., *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa mala* Nal. и др.

Фаменские отложения в Ивдельском районе известны пока только в одном пункте по р. Лозье у устья Маньи. Здесь развиты известково-туфогенные и глинистые сланцы с растительными остатками и *Clymenia* sp.

В Магнитогорском мегасинклинии, по данным ряда исследователей (О. А. Нестояновой, Г. А. Ленных и др.), в основании верхнего девона выделяется мукасовская толща серых и темных кремнистых сланцев, с перерывом залегающих на породах улутауской свиты. Выше следует мощная свита из плагиоклазовых порфиритов, сопровождающихся обильными туфами и лавовыми брекчиями, получившая наименование колтубанской. В основании свиты залегают брекчиевидные грубообломочные туфоконгломераты и брекчии, содержащие обломки различных порфиритов, диабазов, яшм и кремнистых сланцев, сцементированных туфовым материалом с линзами известняков, содержащих *Hypothyridina cuboides* (Sow.). Мощность их достигает 300 м. Выше располагаются чередующиеся туфогенные песчаники, алевролиты, глинистые сланцы и туффиты с прослоями известняка. Мощность до 350 м. Верхняя часть свиты сложена туфами и туфобрекчиями плагиоклазо-пироксеновых и диабазовых порфиритов и альбитофиров с покровами кварцевого альбитофира. Мощность 300—350 м. Общая мощность колтубанской свиты достигает местами 1100 м.

По О. А. Нестояновой, в основании этой свиты, среди диабазовых порфиритов и их брекчий, у оз. Чебаркуль и юго-восточнее г. Магнитогорска, имеются линзовидные прослои обломочных и оолитовых известняков с *Theodossia anossofi* Verp., *Pugnax* ex gr. *acuminata* (Mart.), *Camarotoechia* ex gr. *livonica* (Uch.) и др., определяющих франкий возраст колтубанской свиты.

Стратиграфически выше залегают толща чередующихся граувакковых и известковистых песчаников, кремнистых сланцев и песчаных известняков, располагающихся, видимо, с некоторым несогласием на образованиях колтубанской свиты. Разрез этой изменчивой по составу толщи был детально изучен у г. Верхнеуральска Э. Я. Перна, установившим следующую последовательность (снизу вверх):

1. Желтовато-серые песчаные известняки, сопровождающиеся бурыми песчаниками со *Cyrtospirifer verneuili*, *C. tenticulum* и др.
2. Светло-серые, плотные известняки *Euomphalus crassitesta*.
3. Белые и красные известняки с климениями, а также с *Prolobites dephinus*, *Sporadoceras müsteri*. Известняки местами частично размтыты.
4. Грубозернистый и кристаллический, белый и серый известняк.
5. Зеленоватые и буроватые известковистые песчаники с прослоями мергелистого известняка. В этих породах найдены отпечатки растений *Asterocalamites* и *Bothrodendron*, а также трилобита *Phacops*. Местами среди песчаников имеются прослои известковистого конгломерата.
6. Кремнистые сланцы с криноидеями, *Euomphalus* и растительными остатками *Asterocalamites*. По составу фауны эта толща, видимо, принадлежит уже фаменскому ярусу и по своему положению и отчасти составу может быть сопоставлена с зилаирской свитой юго-западных разрезов девона.

В районе пос. Учаль и севернее В. С. Коптев-Дворников в составе верхнего девона выделяет артаускую и атлянскую свиты, из которых последняя, охватывая полностью фаменский ярус, также включает и нижнекаменноугольные осадки. Артауская свита сложена диабазами, туфами пироксено-плагиоклазовых порфиритов и туффитами и по положению соответствует франскому ярусу. Вышележащая атлянская свита в своей нижней части, относящейся к фаменскому ярусу, сложена граувакковыми песчаниками, кремнистыми туфами, туфами и известняками. В основании ее повсеместно развиты лавы плагиокла-

зовых порфиритов. По своему составу и положению атланская свита может быть сопоставлена с зилаирской.

Севернее, в долине р. Миасса, по данным В. С. Коптева-Дворникова и Е. С. Доброхотовой, в составе верхнего девона выделяются три толщи: песчанико-конгломератовая, кремнистых сланцев и граувакковых пород.

Песчанико-конгломератовая толща сложена полимиктовыми конгломератами, брекчиями и подчиненными им туфогеновыми песчаниками и кремнистыми сланцами. В конгломератах присутствуют обломки среднедевонских порфиритов, альбитофиров, их туфов, кремнистых туффитов и яшм, а также нижедевонские диабазы, порфириты, туфы, кремнистые туффиты и известняки. Кроме того, в конгломератах у Златоустовского тракта к востоку от долины р. Атляна обнаружены обломки интрузивных пород — плагиогранитов, микрогранодиоритов, диоритов, порфиритов, микрогаббро, габбро. Встречены также галька хлоритовой породы с остатками зерен хромовой шпинели. Вышезалегающая толща сложена кремнистыми сланцами и туффитами. Их перекрывает верхняя толща граувакковых песчаников с подчиненными кремнистыми сланцами и конгломератами, которую можно по положению и составу сопоставлять с зилаирской свитой Южного Урала, имеющей в основном фаменский возраст.

К югу от широты г. Магнитогорска Л. С. Либрович (1933) выделяет колтубанскую и зилаирскую свиты, соответствующие, в общем, по объему франскому и фаменскому ярусам.

Колтубанская свита, сложенная из известняков, кремнистых сланцев и туфов кварцевых альбитофиров, разделяется на три основные толщи (снизу вверх):

1. Известняки с *Productella subaculeata* Murch., *Gypidula brevirostris* (Phill.), *G. biplicata* (Schmugg.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa magnifica* Nal., *Eoreticularis koltubanica* Nal., *Athyris concentrica* Buch., *Manticoceras intumescens* Beug., *Tornoceras simplex* Buch. и др., переслаивающиеся и замещающиеся кремнистыми сланцами, туффитами, туфами и лавами кварцевых альбитофиров и порфиритов 110—160 м
2. Кремнистые сланцы с радиолариями и растениями, туффиты, отчасти лавы роговообманковых порфиритов и кварцевых альбитофиров 90—180 „
3. Туфы и лавовые брекчии роговообманковых порфиритов с примесью материала кварцевых альбитофиров и темные известняки с примесью туфового материала порфиритов и альбитофиров 250—300 „

Общая мощность колтубанской свиты 570—590 м.

Зилаирская свита, характеризующаяся в основном песчанико-сланцевыми и подчиненными им вулканогенными образованиями, соответствует всему фаменскому ярусу и в верхней части — низам турне. Л. С. Либрович в ее составе выделяет пять толщ (снизу вверх):

1. Туфы кварцево-роговообманковых порфиритов и кварцевых альбитофиров, туффиты и темные известняки с *Cyrtospirifer archiaci* Murch. 100—120 м
2. Глинистые сланцы с туфовым материалом и растительными остатками, содержащими сверху прослой конгломерата с гальками известняков и кварцевых альбитофиров 120—130 „
3. Песчаники, туффиты и туфы дацитовых порфиритов и кварцевых альбитофиров 90—95 „
4. Глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с растительными остатками, переслаивающимися с конгломератами, песчаниками, туффитами и туфами кварцевых альбитофиров 95 „

5. Туфы кварцевых порфиритов и альбитофиров 35 м
 Местами размыт (известняковые валуны конгломератов с фауной D₂², D₃¹, D₃²) без заметного углового несогласия. Глинистые сланцы, туффиты с подчиненными слоями глинистых и обломочных известняков.

Общая мощность зилаирской свиты 590—600 м.

В районе г. Орска, по данным А. А. Петренко и Е. В. Воиновой, в основании верхнего девона залегает неповсеместно развитая толща известковистых конгломератов, содержащая прослой известняков с фауной франского яруса: *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax pugnax* (Mart.), *Atrypa uralica* Nal., *Athyris concentrica* Buch. и др.

Несогласно на кремнистых сланцах улутауской свиты в разрезах горы Тураш и на р. Сухой Губерле лежат зеленоватые граувакковые песчаники, глинистые сланцы и конгломераты зилаирской свиты, имеющей мощность 300—600 м.

Севернее пос. Хабарово (по р. Разбойке и р. Известковому Долу) указывается известняковая толща, состоящая из розоватых и желтоватых известняков с *Prolobites delphinus* (Sandb.), *Rectoclymenia rotunda* Schild., *Cyrtoclymenia krasnopolskii* Tschern. и др. Эта толща по возрасту соответствует зилаирской свите.

Известняки подстилаются кремнистыми и яшмовидными сланцами, возможно франского возраста; мощность их до 55 м. В разрезах р. Разбойки, по Е. В. Воиновой, известняки с климениями согласно перекрываются нижнетурнейскими белыми известняками.

Верхнедевонские осадки по р. Тарановке ниже пос. Сусановки начинаются конгломератами с фауной франского яруса: *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Camarotoechia* ex gr. *livonica* (Buch.), *Pugnax acuminata* (Mart.), *Atrypa uralica* Nal., *A. magnifica* Nal. и др.

Выше залегают песчано-сланцевые и граувакковые осадки, местами содержащие фауну кораллов из группы *Striatopora vermiculosa*, брахиопод *Atrypa* sp., также остатки растений *Psilophyton goldschmidti* Hall., *Psilophyton princeps* Daws., указывающие на возможность параллелизации этих осадков с зилаирской свитой.

В Варненском районе известен фаменский ярус, изученный впервые П. М. Есиповым. В основании его залегает горизонт брекчиевидных конгломератов, состоящих преимущественно из обломков темного кремнистого сланца. По р. Средний Тогузак, выше устья р. Нижний Тогузак, эти конгломераты залегают на зеленокаменных диабазах и имеют видимую мощность до 10 м. На конгломераты налегают яснослоистые серые известняки с *Camarotoechia pleurodon* Sow., *Liorhynchus ursus* Nal., *L. baschkiricus* Tschern., *Cyrtiopsis rjausakensis* Nal., *Plicatifera coloradensis* Kindle, *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Athyris davidsoni* Big. и др.

А. А. Султанаевым (1960) в этих известняках были обнаружены *Productella* ex gr. *subaculeata* (Murch.), а также весьма многочисленные фораминиферы: *Plectogyra* cf. *inopinata* (Schlyk.), *P.* aff. *mica* (Schlyk.), *P.* cf. *kedrovica* (Durgk.), *P. inflata* (Lip.), *P.* ex gr. *communis* (Raus.), *Hyperammina minima* Lip., *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Archaeosphaera* и др., считавшиеся до последнего времени уже верхнетурнейскими, но, очевидно, появившиеся еще в девоне.

Мощность этих известняков 40—50 м.

Южнее, у пос. Варны, известняки замещаются пестроокрашенными

глинистыми известняками, содержащими фауну гониатитов, характеризующих верхнеялоцеровые слои Ведукинда *Tornaceras planum* Ренна, *T. dorsatum* Wdkd var. *subtumida* Ренна, *T. subundulatum* Frech., *Sporadoceras rotundum* Wdkd и др.

Еще южнее, по р. Карталы-Аяту эти известняки замещаются лавами порфиристов андезитового состава и их туфами, содержащими прослой известняка с *Camarophoria* (?) *rhomboidea* Phill., *Spirifer* ex gr. *ranovens* Peetz. По р. Сухой данная толща сложена кремнистыми и известковистыми сланцами с подчиненными порфиритами, и, по-видимому, согласно перекрывается к востоку по Можжевелевскому логу толщей известняков с фауной турне.

Выходы серых брекчиевидных известняков с фауной фаменского яруса, кроме того, известны по р. Средний Тогузак ниже железнодорожного моста. В этих известняках А. А. Сальниковым были обнаружены *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Murgch., *Liorhynchus numismalis* Nal., а позднее Н. Ф. Коганом в них же был найден *Productus* sp.

Мощность этих известняков достигает 250 м. Их подстилают сланцы и полимиктовые песчаники франского (по-видимому) возраста.

В Верхне-Тобольском районе верхнедевонский комплекс пород подразделяется на две толщи: нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща песчаников, сланцев и прослоев известняков залегает несогласно на отложениях среднего девона, имея в основании полимиктовые конгломераты, содержащие по р. Тоболу ниже устья р. Котюбок крупную гальку кремнистых сланцев, песчаников, глинистых сланцев, эффузивов кислого и основного состава, а также диоритов, гранодиоритов, габбро и метаморфических пород. В верхах этой толщи обнаружены остатки *Asterocalamites*, а в нижней ее части *Psilophyton princeps* Daw s. Мощности толщи до 800 м.

По-видимому, стратиграфически выше залегают известняки, выступающие у пос. Леонидовского и содержащие *Amphipora* sp. и *Pachipora* sp., а также *Cyrtiopsis rjausakensis* Nal., *Euomphalus* sp., *Naticopsis* sp., указывающих на принадлежность известняков уже к фаменскому ярусу.

Верхняя толща, состоящая из чередующихся песчаников углисто-кремнистых и глинистых сланцев, содержащих в основании буроватые песчаники с остатками *Psiliphyton princeps* Daw s., а в верхах прослой известковистых песчаников с растениями *Asterocalamites scrobiculatus* Schloth., *Lepidodendropsis* sp. и *Knorria* sp., определяющие принадлежность толщи, имеет переходный характер, к верхам девона и низам карбона.

Верхнедевонские отложения известны также в верховьях р. Тобола, в районе Аккаргинского рудника. В основании их залегают красноцветные полимиктовые конгломераты с обломками различных метаморфических и кремнистых сланцев, песчаников, основных эффузивов, известняков, амфиболитов, габбро и серпентинитов. Выше залегают перемежающиеся гравелиты, песчаники, глинистые сланцы, местами замещающиеся основными лавами, туфами и туфоконгломератами. В глинистых и мергелистых сланцах нижней части толщи встречается фауна франского облика: *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Pugnax* cf. *pugnus* (Mart.), *Spirifer* cf. *archiaci* Vern., а в сланцах верхней части толщи имеются остатки *Sphenophyllum* sp., *Archaeopteris* sp. и *Lepidodendron* sp.

Мощность толщи, заключающей разрез всего верхнего девона, возможно, достигает 1200 м. Выше залегают песчанико-сланцевые отложения турне.

В северной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория верхнедевонские отложения развиты в зонах залегания среднедевонских образований и представлены как вулканогенными, так и осадочными породами.

В Чепчуговской антиклинали (по А. А. Пронину) франский возраст условно приписывается толще серых известняков, подстилающих фаунистически охарактеризованные фаменские слои и содержащих скудную фауну амфиопор и кораллов. В следующей к востоку антиклинали к франскому ярусу отнесена толща известняков, залегающая здесь на живетских известняках и содержащая фауну *Gypidula brevirostris* (Phill.), *Atrypa aspera* (Schloth.) и др.

Обнажения этой толщи расположены на левом склоне долины р. Режа около мельницы в с. Сохарево.

В пределах Покровской антиклинали франские отложения пользуются весьма широким развитием, образуя здесь полосу, расположенную непосредственно к западу от полосы живетских пород. Представлены они светлыми, иногда розоватыми слюистыми или массивными известняками, залегающими на живетских слоях и содержащими многочисленную и разнообразную фауну кораллов и брахиопод. Мощность толщи определяется в несколько сот метров. Во франских известняках была собрана следующая фауна: *Schizophoria striatula* (Schloth.), *Gypidula askynica* Nal., *G. brevirostris* (Phill.), *Pugnax pugnus* Mart., *Atrypa posturalica* Mark., *Spirifer coltubanica* Nal. и др.

Кроме того, франские обломочные породы, переслаивающиеся с известняками, развиты также в районе флюсового рудника на р. Синчихе.

В следующей к востоку антиклинали франские фаунистически охарактеризованные отложения известны в трех пунктах.

В первом пункте, на левом склоне долины р. Рефта несколько выше устья р. Норны, обнажаются серые известняки, образующие две неширокие полосы, разделенные обломочными породами. На западе известняки контактируют с диоритами, на востоке — с обломочными породами нижнего карбона, на север — продолжают всего лишь на 1—1,5 км, на юг же скрываются под четвертичными отложениями долины р. Рефта. Хотя вследствие слабой обнаженности участка и массивного сложения известняков залегание их не вполне ясно, создается впечатление, что здесь имеют место две неширокие антиклинальные складки, сложенные франскими известняками, разделенные обломочными породами либо самых верхов верхнего девона, либо уже нижнего карбона. Из органических остатков в известняках собраны: *Amphipora ramosa* Phill., *Striatopora vermiculare* McCoy, *Schizophoria striatula* Schloth., *Hypothyridina* ex gr. *cuboides* (Sow.), *Pugnax pugnus* (Mart.), *P. acuminata* (Mart.).

Во втором пункте, в окрестностях с. Знаменского, среди основных вулканогенных пород на правом склоне долины р. Пышмы выступают темные и серые брекчиевидные известняки с довольно богатой брахиоподовой фауной. Из органических остатков в известняках были собраны: *Gypidula comis* (Owen), *G. brevirostris* (Phill.), *Hypothyridina cuboides* Sow., *Atrypa planosulcata* Webst., *Eoreticularia coltubanica* Nal.

В связи со слабой обнаженностью участка и массивным сложением известняков остается неясным, имеем мы здесь дело с синклинальной складкой, сложенной франскими известняками, или с моноклинальным залеганием франской известняковой толщи. В последнем случае мощная толща основных вулканогенных пород, развитая западнее описы-

ваемой полосы известняков, должна быть отнесена также к франскому ярусу.

Последний, третий пункт выхода на поверхность франских известняков расположен около западной окраины г. Сухого Лога в ручье Ключ. В серых известняках, обнажающихся здесь по правому склону долины, по данным Е. А. Кузнецова, встречаются *Hypothyridina cuboides* (Sow.), что позволяет относить эти известняки также к франскому ярусу верхнего девона.

К верхнему же девону, и всего вероятнее к франскому ярусу, относятся те мощные толщи основных вулканогенных пород, которые образуют обширные полосы между селами Покровским, Мироновой Кулигой и ст. Ясашной, а также между городами Сухой Лог, Артемовском, Алапаевском и с. Нижняя Синячиха. Верхнедевонский возраст этих пород определяется тем, что они залегают на живетских или франских известняках, а покрываются обычно почти повсеместно нижнекаменноугольными породами. Не исключена, естественно, возможность, что часть из них имеет живетский возраст, как равно возможна принадлежность части их к фаменскому ярусу.

В пределах Щербаковской антиклинали франские отложения пользуются весьма широким распространением. Представлены они здесь двумя толщами: светлыми известняками внизу и толщей многократно переслаивающихся глинистых сланцев, мергелей, известковистых песчаников, конгломератов и тонких прослоев известняка вверх. Нижняя толща выступает здесь в долине р. Исети в окрестностях с. Кодинского и по р. Каменке в районе с. Черемховского, т. е. образуя полосу длиной до 10 км. Из органических остатков в известняках были собраны: *Megaphyllum paschiense* Soshk., *Productella sericea* (Buch.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Atrypa alticola* Frech., *Theodossia anosofi* Verp. и др. В связи с тем что известняки выступают в ядре антиклинальной складки, мощность их здесь остается невыясненной.

Верхняя карбонатно-обломочная толща также образует довольно обширную полосу, которая протягивается с севера на юг от долины р. Каменки в районе с. Черемховского и, вероятно, до долины р. Багаряка в районе с. Брюханово. Особенно хорошие обнажения этой толщи расположены по обоим склонам долины р. Исети в окрестностях сел Кодинского и Щербаковского, а также в долине р. Каменки в районе с. Черемховского. В сланцах, известковистых песчаниках, мергелях и известняках в этой толще в изобилии встречается брахиоподовая и коралловая фауна, из которой были собраны: *Neostriphophyllum modicum* Soshk., *Charactophyllum elongatum* Soshk., *Ch. coronatum* Soshk., *Thannophyllum monozonatum* Soshk., *Productella subaculeata* (Murch.), *Hypothyridina cuboides* (Sow.). Наряду с остатками фауны в этой толще местами встречаются остатки наземной растительности, иногда целых обуглившихся стволов деревьев.

В следующих к востоку антиклиналях фаунистически охарактеризованные франские образования были установлены в районе с. Писанского на Ирбите. Здесь франские образования представлены светлыми известняками, залегающими на вулканогенных породах живетского яруса среднего девона и покрывающимися обломочными породами фаменского яруса верхнего девона и нижнего карбона. Из органических остатков здесь были найдены: *Hypothyridina cuboides* (Sow.), *Pugnax acuminata* Mart. и др.

Охарактеризованные фауной фаменские образования пользуются в северной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория относительно ограниченным распространением, что обусловлено общим поднятием поверхности района и в связи с этим изменением фациального состава

осадков. Как в фаменские, так и в начале нижнекаменноугольного времени для большей части рассматриваемой территории устанавливаются континентальные, лагунные или прибрежно-морские условия, и только на западе, в Режевском районе, продолжали существовать морские условия, где формировались карбонатные толщи. В распределении фаций в это время для района устанавливается определенная закономерность, а именно: на востоке района, по-видимому, существовала суша, в средней его части — лагунные и прибрежно-морские условия, а на западе сохранялся морской бассейн. Эти условия существовали в течение значительного промежутка времени и в нижнем карбоне.

В Режевском районе фаменские образования развиты по долине р. Режа в окрестностях сел Чепчуговой и Першиной. Здесь пользуются развитием белые или розовые слоистые известняки, иногда переслаивающиеся с тонкими прослоями глинистых сланцев. Залегают толщи фаменских известняков в обоих случаях вполне согласно на описанных выше серых известняках франского яруса, а покрываются также согласно нижнетурнейскими известняками. Мощность толщ не превышает 100—150 м.

Из органических остатков в пределах первой полосы А. А. Прониным (1950) были найдены: *Schizophoria* ex gr. *striatula* (Schloth.), *Pugnax* ex gr. *pugnax* (Mart.), *Productus* ex gr. *praelongus* Sow. и др.

В пределах Сохаревской полосы, в окрестностях с. Першиной, тем же исследователем были собраны: *Liorhynchus polonicus* (Phill.), *Camarotoechia pleurodon* (Phill.) и др. В Арамашевско-Рудянской антиклинали фаменский возраст имеют некоторые обломочные толщи, тесно связанные с обломочными толщами нижнего карбона. В частности, к фаменскому ярусу относится обломочная толща, развитая в окрестностях с. Тимошино вверх по р. Синячихе. Здесь в 700 м западнее села была найдена *Clymenia* sp. Южнее аналогичные породы пользуются развитием по левобережью р. Режа к югу от с. Арамашево, где они обнажаются по Боровыхинскому и Мокринскому логам. Мощная толща грязно-зеленых песчаников и сланцев выступает южнее по долине р. Режа в окрестностях сел Бучиной и Мироновой.

Несомненно фаменский возраст имеет нижняя часть толщ грязно-зеленых песчаников и глинистых сланцев с тонкими прослоями известняков около г. Сухого Лога. Литологически ее состав вполне тождествен фаменской толще Каменского района, описанной ниже.

Широким развитием фаменские отложения пользуются в Каменском районе, в пределах Щербаковской мегантиклинали. Они залегают здесь на описанной выше верхней карбонатно-обломочной толще франского яруса и, так же как эта последняя, представлены песчаниками, сланцами, конгломератами с редкими прослоями известняков. В отличие от франской толщ в толще фаменского яруса преобладают грубообломочные породы — песчаники и конгломераты, которые, однако, местами содержат довольно богатую фауну. Фаменский возраст этих пород, обнажающихся по р. Каменке в районе с. Новый завод и по р. Исети в окрестностях с. Кординского, был установлен еще А. П. Карпинским, которым в обнажениях по р. Каменке были найдены: *Cardiola retrostriata* (Buch.), *Richteria serratostrata* (Sandb.) (?), *Orthoceras carinatum* Münst. При исследованиях А. А. Пронина в этих отложениях были собраны: *Productella murchisoniana* Con., *Chonetipustula calca* (Verp.), *Cyrtospirifer archiaci* Verp.

Мощность фаменской толщ достигает здесь несколько сот метров, покрывается она обломочными породами низов нижнего карбона.

Фаменские отложения в пределах этой полосы, вероятно, широко распространены и южнее долины р. Исети, однако каких-либо точных данных отсюда не было получено.

Кверху фаменские отложения постепенно сменяются турнейскими и на границе девона и карбона в пределах Алапаёвско-Теченского мегасинклинория никаких признаков тектонических движений и обусловленного ими перерыва не наблюдается.

В пределах более восточных антиклиналей, сложенных девонскими породами, фаменских отложений не было обнаружено, и, судя по всем данным, нижнекаменноугольные отложения здесь налегают на более древние слои.

Еще южнее верхнедевонские образования известны к северу и к югу от Челябинской интрузии. К северу от нее в составе верхнего девона намечается следующая последовательность (снизу вверх):

1. Диабазовые порфириты и миндалекаменные спилиты, замещающиеся метакластическими туфами и туфопесчаниками.
2. Туфы порфиритов, туфогенные песчаники и туфосланцы с линзовидными прослоями туфобрекчий с обломками и пропластками серого известняка, образующего иногда мощные прослои (севернее пос. Надыров Мост).
3. Туфогенные песчаники и туффиты.
4. Порфириты основного и среднего состава с покровами альбитофиринов.

Таков же, в общем, состав верхнего девона и к югу от Челябинской интрузии, где выделяются:

1. Плагноклазовые порфириты и их туфы (местами последние преобладают). Среди туфов имеются прослои туфосланцев и известняков.
2. Туфоконгломераты, туфы, туфогенные сланцы.
3. Спилиты, кварцсодержащие порфириты и их туфы.

* *
*

На основании вышеизложенного можно составить представление о развитии палеозойской геосинклинали в девоне. В конце раннего лудлова восточный склон Северного Урала и Вишерско-Чусовской район западного склона Урала были подняты выше уровня моря. Позднелудловская и раннедевонская трансгрессия моря захватила значительные площади в пределах современного восточного склона.

На севере западная граница раннедевонского моря проходила несколько восточнее Денежкина Камня, Кумбы, Золотого и других массивов Платиноносного пояса габбровой формации.

В конце кобленцкого века имели место новые движения, вызвавшие регрессию моря и формирование отдельных антиклинальных структур. Одно из таких поднятий прослеживается на восточном склоне Северного Урала, вдоль современных гор Пеша, Халью-Чакур, Петровской и др. К востоку от этого поднятия располагалась серия более мелких поднятий и вулканических сопок. На западе возвышалось поднятие Центрального Урала, восточные склоны которого находились в западной части описываемой области. Между этим поднятием и описанным выше располагалась депрессия, в которой произошло формирование ряда среднедевонских месторождений боксита.

В начале эйфельского века начинается новая трансгрессия моря. Оно проникло прежде всего в депрессию. Все основные поднятия в это время возвышались в виде островных систем, служивших главным поставщиком терригенного материала.

В течение эйфельского века в пределах восточного склона Северного Урала происходили неоднократные местные поднятия, вызывавшие местные перерывы в отложениях.

В конце эйфельского века рассматриваемая территория испытывает вновь положительные движения, отмечающиеся в ряде пунктов трансгрессивным налеганием живетских толщ на размывые горизонты эйфельских образований. Эти поднятия сменяются мощным опусканием, сопровождавшимся живетской трансгрессией, которая захватывает огромные площади как восточного, так и западного склонов Урала. К этому времени большинство островных поднятий было размывто. Остаются, по-видимому, только вулканические острова, сосредоточенные в самой восточной части района.

Можно предполагать, что палеогеографическая обстановка, установившаяся в конце живетского века, без особых изменений сохранялась в течение всего позднего девона.

Присутствие конгломератов, залегающих с угловым несогласием на живетских образованиях, и наличие в этих конгломератах валунов известняков с франской фауной и других пород, слагающих силурийские и девонские толщи восточного склона Урала, может свидетельствовать о крупных горообразовательных движениях, совершившихся задолго до отложения этих конгломератов. Косвенные данные позволяют предполагать, что эти движения имели место в конце фаменского века, а сами конгломераты могут быть отнесены к основанию визейского яруса (?).

Говоря о вулканической деятельности в девонское время, следует прежде всего отметить сокращение вулканических очагов по сравнению с силурийским временем.

Начиная с позднего лудлова, вулканическая деятельность перемещается к востоку. К началу девона вулканические очаги остаются только в самой крайней восточной части рассматриваемой области. В более южных районах восточного склона Урала одной из характерных особенностей палеогеографической обстановки в девоне как в южной части Тагильского, так и в Алапаевско-Теченском мегасинклинариях является широтная зональность осадков. Эта зональность обусловлена территориальным расположением в различные промежутки девонского времени морских проливов, в которых накапливались осадки, и цепей островов, где происходило образование различных вулканогенных пород.

Как и на Северном Урале, здесь отмечаются положительные движения в конце раннего девона, а также в конце эйфельского и в конце живетского веков, обусловившие соответствующие перерывы в отложениях.

Вулканическая деятельность, локализованная на островах, составлявших меридионально вытянутые цепи, почти не прекращалась на протяжении всего девонского периода, временами только усиливаясь или затухая. Упомянутая выше зональность осадков целиком относится также к распределению вулканических пород. Наблюдения показывают, что часто имеет место резкое различие в стратиграфических разрезах девонской толщи двух по соседству расположенных участков. Девонская толща одного участка слагается почти целиком породами вулканогенных фаций, в то время как на другом соседнем участке распространены почти исключительно породы осадочные. Яркие примеры такого различия разрезов девонской толщи описаны Н. А. Штрейсом (1951) для Исовского района.

Следует, однако, отметить, что масштабы вулканической деятельности в течение девонского времени постепенно уменьшаются, в ниж-

нем карбоне в конце визейского века она почти совершенно прекращается.

На Южном Урале в раннедевонское время в пределах обширного Магнитогорского района существовали условия относительно глубокого моря и происходили мощные излияния лав основного и отчасти кислого состава, сопровождавшиеся в моменты затишья вулканической деятельности накоплением кремнистых и карбонатных осадков в северной части района. К концу раннего девона произошло ослабление вулканизма к югу от г. Магнитогорска с установлением условий относительно спокойного накопления кремнистых осадков. В Челябинском районе в это время продолжало существовать еще с верхнего силура море и накапливались карбонатные осадки (известняки).

Восточные районы представляли собой в раннем девоне сушу с преобладающими процессами континентального размыва и лишь в Брединском районе предполагается излияние лав альбитофира и накопление глинисто-кремнистых, сильно железистых осадков, возможно, в лагунно-континентальных или континентальных условиях. Возникновение континента, по-видимому, связано с движениями в раннедевонское время, сопровождавшимися общим поднятием местности восточных районов, распространившимся на Челябинский район, а также частично и на северную часть Магнитогорского района.

С движениями в раннем девоне К. И. Дворцова связывает внедрение интрузии ультраосновного комплекса и некоторых гранитоидов в Верхне-Тобольском районе, а В. С. Коптев-Дворников — интрузии ультраосновных пород, габбро и диоритов в Учалинском и Миаском районах. В начале среднего девона происходит оживление вулканизма в Магнитогорском районе и перекрытие восточных районов неглубоким морем, отлагавшим в эйфельское время преимущественно терригенные осадки за счет размыва уцелевших участков суши, сложенных вулканогенными и кремнистыми породами. Местами происходит также излияние лав преимущественно основного состава и накопление кремнистых осадков, а по р. Тоболу также и карбонатных осадков. К концу среднего девона почти повсеместно произошло ослабление вулканизма и создались условия для спокойного накопления чистых известковых осадков.

В течение всего эйфельского века продолжает существовать сравнительно узкая поднимающаяся под водой возвышенность, протягивавшаяся от района пос. Домбаровки в направлении пос. Бреды и далее к г. Троицку, в район восточнее г. Челябинска.

В позднем девоне, по-видимому, почти повсеместно происходили кратковременные (в Магнитогорском и Челябинском районах) и продолжительные (в восточных районах) поднятия с размывом среднедевонских и более древних толщ и частично отложившихся к тому времени преимущественно кремнистых осадков верхнего девона.

Ослабевшая еще в среднем девоне вулканическая деятельность, проявляясь накоплением туфов и эпизодическими излияниями лав альбитофиров и андезитовых порфиритов, постепенно замирает в течение франского века. В Магнитогорском и Аятском районах в условиях неглубокого моря происходит накопление кремнистых, песчанико-сланцевых и известняковых отложений, свидетельствующих об относительной стабилизации спокойного морского режима. Отчасти сходные условия продолжали существовать и в фаменское время, характеризующееся накоплением преимущественно терригенных осадков местами с растительными остатками, а также известняков с брахиоподами и кораллами. Вулканическая деятельность проявлялась в виде излияний небольших по мощности лав порфиритов андезитового

состава (Аятский район, у пос. Варны), а также туфов, альбитофиров и порфиринов (Магнитогорский и Челябинский районы). Эти данные указывают на общее обмеление бассейнов и близость участков суши, подвергавшихся размыву. Вместе с тем в Верхне-Тобольском районе с началом фаменского века произошло погружение местности под наступающее с запада море и образование прибрежных и мелководных морских условий, способствовавших накоплению конгломерато-песчанико-сланцевых и частью известняковых осадков с растениями и мелководной морской фауной.

В течение девона и в особенности в конце его произошли движения, соответствующие бретонской фазе, имевшие, видимо, почти повсеместное распространение, хотя проявлялись они в разной мере и неодновременно. Эти движения сопровождалось поднятиями, размывом и накоплением конгломератов полимиктового состава. С орогеническими движениями этого времени связываются интрузии габброидной формации, а также интрузии кислых производных габброидной магмы — гранодиоритов и кварцевых диоритов (у г. Челябинска, у пос. Наследницкого на р. Берсуате и др.). Обломочный материал этих пород обнаружен в некоторых конгломератах верхнего девона на р. Тоболе и в конгломератах нижнего девона по р. Миассу, ниже г. Челябинска.

В пределах рассматриваемого участка западного склона Урала раннедевонское море захватывало большую часть Уфимского амфитеатра и районы к югу от него. К северу от Уфимского амфитеатра в это время существовали континентальные условия.

В эйфельский и живетский века море с кратковременными задержками постепенно расширяется, захватывая все большие и большие площади. Так, во время образования Яйвинской пачки на ряде участков западного склона Урала и в некоторых пунктах восточной части Русской платформы произошли небольшие по амплитуде и сравнительно кратковременные поднятия, вызвавшие образование мелководных прибрежно-морских отложений и появление (на отдельных изолированных участках) перерывов в отложениях. В чувоское время (живетский век) на ряде участков вдоль Урала (по хребту Каратау, в Юрюзано-Айском районе, по р. Чусовой, в Пашийском районе) проявляются также довольно значительные, но локальные по своему распространению поднятия.

Появление участков суши приводит к образованию поверхностей размыва, накоплению терригенных песчано-глинистых толщ.

Следующее затем незначительное по амплитуде и, по-видимому, сравнительно кратковременное погружение, развивающееся в чеславское (ардатовское) время, сменяется в самом конце живетского века довольно быстрым и весьма значительным по амплитуде поднятием, проявляющимся на огромной территории всего западного склона Среднего Урала и на прилегающей части Русской платформы. Береговая линия моря отступает в пределы центральной части Уральской геосинклинали или, на отдельных участках, проходит по западному склону Урала. Образуется почти повсеместно поверхность размыва и перерыв в отложениях осадков.

Начало франского века (пашийское время) знаменуется появлением крупнейшей трансгрессии всей девонской эпохи. Она развивается на протяжении всего франского века. Лишь в орловское время на отдельных участках (хребет Каратау и Юрюзано-Айский район на Южном Урале) на фоне общего погружения происходят небольшие по амплитуде и сравнительно кратковременные поднятия, приводящие к образованию островов и связанных с ними прибрежно-морских

мелководных фаций (песчаники, глины, бокситы, бурые железняки).

С начала фаменского времени медленно развивается слабая регрессия.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения каменноугольной системы широко распространены на обоих склонах Урала на всем протяжении от северного до южного его окончания. Они характеризуются полнотой разрезов, а также богатством и разнообразием ископаемых фаун, что позволяет в настоящее время произвести подразделение системы на отделы, ярусы, горизонты и свиты почти повсеместно (табл. 12*, 13*).

Каменноугольные отложения западного и восточного склонов обладают специфическими особенностями фациального состава. На западном склоне имеются черты сходства со строением каменноугольных отложений Русской платформы. Это нашло отражение в работах многих исследователей, которые детальную стратиграфию карбона Подмосковского бассейна полностью перенесли на западный склон Урала. Вместе с тем каменноугольные толщи Уральской геосинклинали имеют свои особенности, доказанные детальными палеонтолого-стратиграфическими исследованиями.

Турнейский ярус на западном склоне Урала сложен карбонатно-терригенными, терригенно-карбонатными и карбонатными отложениями. На восточном склоне площади развития турнейского яруса ограничены, причем в составе его верхнего подъяруса большую роль играют вулканогенные фации. Визейский ярус включает продуктивную угленосную толщу, которая на западном склоне прослеживается от широты средней Печоры до ст. Кузино на юге. На восточном склоне угленосные осадки отложились за счет местных областей питания, в Магнитогорском мегасинклинии в карбоне широко развиты вулканогенные образования.

Верхневизейский подъярус почти на всем Урале представлен карбонатными толщами, накопившимися в результате визейской трансгрессии. Начало трансгрессии приурочено к средневизейскому времени на территории Северного и Среднего Урала и к поздневизейскому времени на восточном склоне Южного Урала. Вулканическая деятельность в это время продолжалась в Магнитогорском мегасинклинии.

Намюрский ярус выделен на Южном Урале в гониатитовых фациях; в кораллово-брахиоподовых и фораминиферовых фациях, преобладающих на Урале, выделение намюра пока носит условный характер.

Средний карбон на западном склоне представлен карбонатными фациями и толщами переслаивания песчано-глинистых и карбонатных осадков, а на востоке большей частью обломочными породами. Верхний карбон на западном склоне сложен карбонатными отложениями на севере и карбонатно-терригенными — на Среднем и Южном Урале, а на восточном склоне Урала выделяется только условно в серии верхнепалеозойских обломочных пород.

Несмотря на различия в строении карбона западного и восточного склонов Урала, в настоящее время основные биостратиграфические подразделения стратиграфических разрезов вполне коррелируются между собой.

Ярусное деление карбона приведено в соответствии с предложением советской делегации на Геерленском конгрессе 1958 г. Деление на местные горизонты для Урала и Русской платформы не вполне совпадает, поэтому платформенные разрезы расчленены в соответствии

с Решениями совещания по стратиграфии палеозоя Волго-Уральской области (1962), а геосинклинальные — согласно Решениям Уральского стратиграфического совещания 1963 г.

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Каменноугольные отложения на западном склоне Урала имеют широкое распространение. Вместе с подстилающими и покрывающими отложениями они смяты в складки и разорваны надвигами и сбросами, образуя различные по ширине выходы. К ним приурочены эксплуатируемые в настоящее время месторождения каменного угля и строительных материалов, а также проявления нефти, железных руд и бокситов. В связи с этим они давно привлекали к себе внимание исследователей. В истории изучения каменноугольных отложений западного склона Среднего Урала можно выделить четыре периода.

Первый период разрозненных, не систематических исследований охватывает большую часть XIX в. (до 1882 г.). Он характеризуется накоплением первых сведений о каменноугольных отложениях. В этот период наиболее значительны исследования Р. И. Мурчисона, Э. Вернейля, А. Кейзерлинга, Э. Гофмана, Р. М. Грюнвальдта, Х. Пандера, Г. П. Гельмерсена, В. И. Меллера.

Второй период, с 1882 по 1925 г., связан с деятельностью Геологического комитета, начавшего большие работы по составлению Общей геологической карты России. С 1882 по 1898 г. П. И. Кротовым, А. А. Краснопольским и А. А. Штукенбергом была произведена геологическая съемка, охватывшая почти всю территорию западного склона Среднего Урала. Наибольшее значение имеют работы А. А. Краснопольского, который выделил в каменноугольной системе два отдела (нижний и верхний) и впервые на западном склоне Урала установил истинное положение угленосной толщи, залегающей между известняками с *Productus mesolobus* внизу и известняками с *Productus giganteus* сверху. Из других работ этого периода следует отметить исследование Е. С. Федорова (1897), Н. Н. Яковлева и В. Н. Рябинина (1915) и А. А. Чернова (1925).

Третий период, с 1925 по 1941 г., связан с детальным геологическим картированием, проведенным на западном склоне Среднего Урала с целью расширения перспектив Кизеловского каменноугольного бассейна. Большое внимание в эти годы уделяется изучению угленосной толщи и вмещающих ее отложений. Г. Н. Фредериксом (1927, 1929, 1932), А. Н. Ивановым, И. И. Горским (1932), Д. В. Наливкиным (1931), В. П. Тебеньковым (1939) разрабатывается схема дробного расчленения турнейских отложений. Изучению угленосной толщи посвящены работы И. И. Горского (1932 и др.), П. В. Васильева (1937 и др.), А. Н. Иванова, В. Н. Попова, П. П. Забаринского, Ф. Ф. Бай-Балаева (1932), Г. Я. Житомирова и И. Т. Гроховского (1932) и др. Основы стратиграфии визейского яруса были заложены И. И. Горским (1932) и в дальнейшем для угленосной толщи детализированы П. В. Васильевым (1950), для карбонатной толщи — О. Л. Эйнором (1935, 1936). Детальная схема расчленения средне- и верхнекаменноугольных отложений была разработана Г. Н. Фредериксом (1932), Г. А. Дуткевичем (1934), И. И. Горским, М. М. Толстихиной (1936).

В результате усилий большого коллектива геологов к концу 30-х годов была выработана дробная схема стратиграфии каменноугольных отложений западного склона Урала. По этой схеме объем каменноугольной системы определяется ее нижней границей в подошве

слоев, переходных от девона к карбону (известняки камня «Базис», чувовские известняки), и верхней — в основании терригенной толщи артинского яруса. В каменноугольной системе были выделены три отдела: нижний (в объеме турнейского и визейского ярусов), средний (в объеме трех горизонтов C_2^1 , C_2^2 , C_2^3) и верхний, в котором выделялось пять горизонтов C_3^1 , C_3^2 , C_3^3 , C_3^4 и C_3^5 . Граница между турнейским и визейским ярусами была принята в кровле известняков с *Productus mesolobus*, что отвечало ее положению в основании угленосной толщи.

Четвертый период — с начала 40-х годов по настоящее время — характеризуется детализацией стратиграфической схемы каменноугольных отложений на основе изучения фораминифер и широким применением фациального анализа при изучении отложений. В начале периода, в связи с широким развертыванием поисково-разведочных работ на нефть в Урало-Поволжье, на западном склоне Урала и в прилегающих к нему районах начинают проводиться тематические исследования, направленные на решение специальных вопросов стратиграфии, тектоники, литологии и фациального состава отложений. Исследования ведутся как научно-исследовательскими институтами (ВСЕГЕИ, ВНИГРИ, Угольным институтом), так и местными геологическими учреждениями: трестом «Кизелуглегеология» и Уральским геологическим управлением. Быстрое накопление нового фактического материала и появление крупных обобщающих работ Д. Л. Степанова (1951) и В. Д. Наливкина (1949) позволили уже в 1951 г. выработать и принять унифицированную схему стратиграфии каменноугольных отложений Русской платформы и западного склона Урала. Каменноугольная система по этой схеме была принята в границах: нижняя — в подошве малевского горизонта, которая отвечала кровле слоев этрен Западной Европы и верхняя — в подошве швагеринового горизонта. Сохранялось трехчленное деление карбона. Нижний отдел был дополнен намюрским ярусом, в среднем были выделены ярусы: башкирский и московский, в верхнем — касимовский и гжельский. Унифицированная схема получила хорошее для того уровня знаний биостратиграфическое обоснование и была увязана с каменноугольными отложениями Донбасса и Западной Европы. Принятие единой схемы стратиграфии вместе с тем поставило целый ряд вопросов, из которых узловыми являются следующие: о нижней и верхней границах каменноугольной системы; о границе между турнейским и визейским ярусами; о целесообразности выделения намюрского яруса и его объеме; о границе между нижним и средним отделами.

На их разрешение в той или иной степени и были направлены все исследования, проведенные после 1951 г. Из них следует отметить работы Л. П. Гроздиловой и Н. Г. Лебедевой (1954, 1960), Д. М. Раузер-Черноусовой и Т. П. Сафоновой, Н. П. Малаховой (1954а, б, 1956, 1959, 1960), О. А. Липиной (1955, 1960), посвященные изучению фораминифер, а также стратиграфические исследования О. Л. Эйнора (1955, 1958), Г. А. Смирнова (1956), Д. Л. Степанова, А. А. Султанаева (1954), П. А. Софроницкого и др.

Большую роль в познании пространственных взаимоотношений между толщами сыграли широко развернувшиеся в этот период литолого-фациальные и палеогеографические исследования. Начатые В. Д. Наливкиным (1949, 1950) для Юрюзано-Сылвенской депрессии и ее обрамления, они в дальнейшем были продолжены для всего Среднего и Южного Урала Г. А. Смирновым (1953, 1957). В этот же период проводились большие работы по составлению литолого-фациальных карт Н. Г. Чочиа (1955) для северной части Пермской

области, К. С. Шершневым и Т. П. Сафоновой для Пермского Прикамья, для всей Волго-Уральской области — коллективом геологов ВНИГРИ под руководством В. М. Познера (1957). Дважды эти исследования были обобщены в Атласах литолого-фациальных и литолого-палеогеографических карт Русской платформы и ее геосинклинального обрамления. Начиная с 1959 г. на западном склоне Среднего Урала кафедрой геологии Пермского политехнического института совместно с палеонтологической партией Уральского геологического управления систематически проводится изучение стратиграфии и литолого-фациального состава каменноугольных отложений. Результаты этих исследований освещены в ряде геологических отчетов (И. М. Гарань, О. А. Щербаков, И. В. Пахомов и др.) и в периодической печати (Щербаков, 1962; Пахомов, Щербаков, 1963, 1964; Бурьлова, Неугодникова, 1964; Щербаков и др., 1964, 1965; Гарань и др., 1966; Щербаков, Щербакова, 1965 и т. д.). Накопление нового фактического материала показало недоработанность унифицированной схемы 1951 г. и поставило в число первоочередных вопрос о ее уточнении на основе новейших данных.

На совещаниях, состоявшихся в 1960 г. во ВНИГРИ в Москве, в 1962 г. во ВСЕГЕИ в Ленинграде и в 1963 г. в г. Свердловске были разработаны и приняты унифицированные схемы стратиграфии каменноугольных отложений Волго-Уральской области (1962 г.), Русской платформы (1965 г.) и Урала. Положительной стороной принятых схем является их высокая детальность, всесторонний учет литологии и фациальных замещений. Одним из крупных недостатков этих схем является отторжение территории западного склона Среднего Урала от прилегающей к нему части Русской платформы, с которой он неразрывно связан общностью геологической истории, одинаковым литологическим обликом отложений и близкими комплексами фауны. В отличие от схемы 1951 г. в новых унифицированных схемах нижняя граница каменноугольной системы проведена ниже: на Русской платформе — в верхней части зоны *Septatourayella gauseae*, а на Урале в основании зоны с частой *Quasiendothyra communis*.

Граница между турнейским и визейским ярусами, несмотря на неоднозначность трактовки их возраста, принята в подошве косвинского горизонта (малиновской толщи — на Русской платформе) и отвечает основанию зоны *Productus sublaevis* Западной Европы. Изложение материала в дальнейшем дается в соответствии с унифицированной схемой каменноугольных отложений Урала, принятой в 1963 г. на совещании в г. Свердловске.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения на западном склоне распространены от широтного течения р. Печоры на севере до широты г. Нижние Серги на юге. На востоке их выходы ограничены денудационной границей, на западе — восточной границей выходов среднекаменноугольных отложений. В этой полосе нижнекаменноугольные отложения имеют почти повсеместное распространение. По данным Н. Г. Чочиа (1955), их нет только в районе пос. Ксенофонтово, а в пределах Полюдовской и Тулымпарминской антиклиналей из разреза выпадает турнейский ярус. Западный склон Среднего Урала в современном структурном плане находится в средней части Прибельско-Кизеловско-Елецкой структурно-фациальной зоны. Эта зона включает в себя краевые складки Урала и в каменноугольный период

характеризовалась тектоническим режимом, очень близким к режиму, существовавшему на востоке Русской платформы.

В соответствии с новой унифицированной схемой каменноугольных отложений Урала объем нижнего отдела определяется его нижней границей в подошве зоны с частой *Quasiendothyra communis* и *Quasiendothyra kobeitusana* или зоны Woklumeria, которая соответствует подошве слоев этрен Западной Европы (Липина, 1962; Крестовников, 1962), и верхней границей в основании зоны *Pseudostaffella antiqua* и *Choristites bisulcatiformis*. В этом объеме в составе нижнего отдела выделяется три яруса: турнейский, визейский и намюрский.

Турнейский ярус

Турнейский ярус выделяется в объеме трех горизонтов: литвинского, кыновского и кизеловского с верхней границей в подошве слоев с косьвинским комплексом фауны. В зависимости от положения относительно палеоструктурных элементов в турнейских отложениях выделяются разрезы трех типов: сводовые, бортовые и депрессионные. Первые отличаются небольшой мощностью (100—200 м), карбонатным составом и приурочены к областям древних поднятий и сводов. Вторые и третьи имеют большую мощность (250—300 м) и свойственны соответственно прибортовым и приосевым зонам прогибов. Бортовые разрезы сложены преимущественно известняками, депрессионные — терригенными или кремнистыми породами.

Литвинский горизонт соответствует слоям этрен Западной Европы и выделяется в бортовых и депрессионных разрезах. На поднятиях и сводах установлен только в пределах Дружининского выступа Башкирского свода. В качестве стратотипа приняты выходы известняков этого горизонта в верховьях р. Лытвы в месте пересечения ее долины базисной просеккой.

В бортовых разрезах («Лытва», «Чаньва») горизонт представлен органогенными серыми и светло-серыми массивными и массивнослоистыми известняками, в разрезе «Чаньва» нацело сложен слоями с *Malacostroma concentrica* Гйг. (Тебеньков, 1939), в разрезе «Лытва» — с частыми желваками водорослей, в отдельных участках с известняковыми брекчиями. Мощность более 120 м (рис. 7).

В Колвинско-Шугорском прогибе, судя по материалам, приведенным в работах Н. Г. Чочиа (1955), Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), к литвинскому горизонту должна быть отнесена нижняя часть шилипской свиты, сложенная темно-серыми и синевато-серыми, почти черными слоистыми афанитовыми известняками.

В Кизеловском прогибе (разрезы «Широковский», «Кривой Рог») литвинский горизонт представлен темно-серыми битуминозными окременными слоистыми и тонкослоистыми афанитовыми известняками с желваками и линзами кремней, часто с тонкими прослоями радиоларитов и спонголитов, иногда с прослоями органогенно-обломочных известняков (разрез «Широковский») и даже известняковых конгломератов (разрез «Кривой Рог», Липина, 1960). Мощность колеблется от 4 до 12 м.

В Уткинско-Серебрянском прогибе литвинский горизонт представлен либо кремнистыми породами с прослоями (0,5—6,5 м, чаще 1,5—3,0 м) комковатых и органогенно-детритовых серых и темно-серых известняков (разрез «Собачий»), либо серыми и темно-серыми слоистыми органогенно-обломочными известняками с прослоями кремней (разрез «Корчаги») и известняковых брекчий (разрез «Романовский»). Мощность 70—80 м.

Для лытвинских отложений наиболее характерны *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra communis* (Raus.), *Q. communis* (Raus.) forma *regularis* (Lip.), *Q. kobetusana* (Raus.), *Bagrassia* cf. *chonetiformis* (Krest. et Karp.), *Plicatifera* cf. *nigra* (Goss.), *Leiorhynchus* aff. *kiselicus* Nal., *Cyrtospirifer pseudosuavis* (Krest. et Karp.), *Ambocoelia unionensis* Well., *Ziganella* cf. *ziganensis* Nal.

На Дружининском выступе Башкирского свода (разрез «Дружинино») к лытвинскому горизонту отнесена залегающая в основании турнейского разреза толща серых, афанитовых слоистых известняков с прослоями доломитов. Известняки содержат обедненный комплекс фауны, представленный однокамерными фораминиферами, остракодами *Eridococoncha socialis* Eichw. и трубочками червей *Serpula*. В отдельных прослоях встречаются частые *Quasiendothyra communis* (Raus.). Мощность лытвинского горизонта здесь составляет 62 м.

Кыновский горизонт на западном склоне Урала, кроме Кыновско-Чусовского поднятия, выделяется повсеместно (см. рис. 7). В Колвинско-Щугорском прогибе, по материалам Н. Г. Чочиа (1955), Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), к кыновскому горизонту должны быть отнесены верхи шилипской свиты, вырьинская свита и нижняя часть подугленосной свиты. Верхняя часть шилипской свиты сложена темно-серыми, почти черными афанитовыми известняками с прослоями зеленовато-серых мергелистых глин, мергелей и глинистых сланцев. Вырьинская свита представлена мелкозернистыми кварцевыми песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами и углистыми аргиллитами с прослоями кремнистых известняков. Подугленосная свита в своей нижней части сложена серыми битуминозными известняками с прослоями кремней.

В прибортовых зонах Кизеловского прогиба (разрезы «Чаньва», «Косая Речка») кыновский горизонт представлен серыми и темно-серыми толсто- и массивнослоистыми органогенно-детритовыми известняками. Мощность 30—200(?) м.

В Кизеловском прогибе (разрезы «Широковский», «Кривой Рог») кыновский горизонт литологически весьма сходен с подстилающим его лытвинским. В его составе преобладают (Щербаков, 1965) темно-серые битуминозные, окремненные слоистые известняки с прослоями кремней, радиоляритов, спонголитов (Липина, 1960) и органогенно-обломочных известняков. Мощность 24—54 м.

В Уткинско-Серебрянском прогибе эта часть разреза турнейского яруса обнажена плохо. Кыновский горизонт здесь установлен (Щербаков, 1965) по двум разрезам — «Собачий» и «Синий-Желтый». В первом он представлен полностью, лучше обнажен и сложен в нижней части кремнистыми породами с прослоями (0,5—3,0 м) органогенно-детритовых известняков, в верхней части — темно-серыми, комковатыми, слоистыми и массивнослоистыми известняками с желваками, линзами и прослоями кремней. Мощность 111,0 м.

На Дружининском выступе Башкирского свода (разрез «Дружинино») кыновский горизонт сложен серыми и темно-серыми толсто- и массивнослоистыми комковатыми и комковато-органогенными известняками. Известняки в нижней части пятнистые за счет многочисленных неправильной формы включений доломита. Мощность 36 м.

В большинстве разрезов (кроме разреза «Собачий») кыновский горизонт характеризуется двумя комплексами фораминифер, один из которых отвечает его нижней части, другой — верхней. Для нижнего характерно присутствие в комплексе с однокамерными фораминиферами, туберитин, вицинисфер, редких чернышинелл и первых единичных

плектогир. Верхнему комплексу исключительно свойственны многочисленные *Chernyshinella glomiformis* (Lip.), *Spiroplectamina tchernyshinensis* Lip. и первые представители *Plectogyra latispiralis* (Lip.) и *P. tuberculata* (Lip.). В разрезе «Собачий» кыновский горизонт охарактеризован только чернышинелловым сообществом фораминифер. По фораминиферам нижняя часть кыновского горизонта, согласно унифицированной стратиграфической схеме 1965 г., сопоставляется с малевским и упинским, а верхняя — с черепетским горизонтами Русской платформы.

Из других групп фауны в кыновском горизонте встречаются сирингопоры, брахиоподы и гастроподы. Из брахиопод в разрезах Кизеловского прогиба определены (Липина, 1960): *Rugoschonetes malevkiensis* Sok., *Chonetes znamenskensis* Sok., *Plicatifera gorskii* Nal., *Fusella tornacensis* (Kon.), *Spirifer alatau* Nal., *Lamellispirifer tylothyridiformis* Krest. et Kapr. Для остальных разрезов из брахиопод наиболее характерны встречающиеся в массовых количествах *Rugosochonetes laguessianus* (Kon.), *Eudoxina media* (Leb.) и *Martiniopsis waschkuricus* Frcks.

Лытвинский и кыновский горизонты в пределах Кыновско-Чусовского поднятия из-за своеобразия и бедности комплекса фауны не разделяются. Нижняя часть турнейского яруса сложена здесь пелитоморфными и комковатыми серыми слоистыми и толстослоистыми известняками. Для известняков характерна волнистая микрослоистость за счет слоевищ водорослей. Многочисленная фауна содержится только в верхней части толщи. Здесь она представлена чернышинелловым сообществом фораминифер и многочисленными представителями родов *Eudoxina* и *Martiniopsis*. Остальная часть толщи очень бедна органическими остатками, из которых наиболее характерны водоросли *Nodosinella*, однокамерные фораминиферы, остракоды *Eridoconcha socialis* (Eichw.) и трубочки червей *Serpula vipera* We p. Мощность нерасчлененных лытвинских и кыновских отложений составляет 82—144 м.

Кыновско-Чусовское поднятие является местом распространения стратотипических разрезов кыновского горизонта, введенного в новую унифицированную схему карбона Урала по работам Г. Н. Фредерикса (1929, 1932).

По мнению некоторых исследователей (О. А. Щербаков, И. В. Пахомов и др.), выделение в турнейском ярусе такой стратиграфической единицы со стратотипом в районе пос. Кын не совсем приемлемо, во-первых, потому, что в стратотипических разрезах отсутствует палеонтологически обоснованная нижняя граница кыновского горизонта, во-вторых, потому, что его объем не соответствует объему кыновского горизонта Г. Н. Фредерикса (Малахова, 1959; О. А. Щербаков).

Кизеловский горизонт выделяется повсеместно. В Колвинско-Щугорском прогибе, судя по материалам Н. Г. Чочиа (1955), Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), к нему относится средняя часть подугленосной свиты, сложенной темно-серыми слоистыми битуминозными известняками с пропластками зеленовато-серых и темно-серых аргиллитов.

В прибортовых зонах прогибов, на поднятиях и сводах (разрезы «Чаньва», «Косая Речка», «Глухие Камни», «Куся», «Дружинино» и др.) кизеловский горизонт представлен темно-серыми, слоистыми и толстослоистыми, органогенно-детритовыми битуминозными, часто окремненными известняками, с желваками и линзами кремней, а в верхней части разреза с тонкими прослоями известковистых аргиллитов. Комплекс фауны не отличается разнообразием. Из фауны для этих разрезов наиболее характерны фораминиферы — *Tournayella*

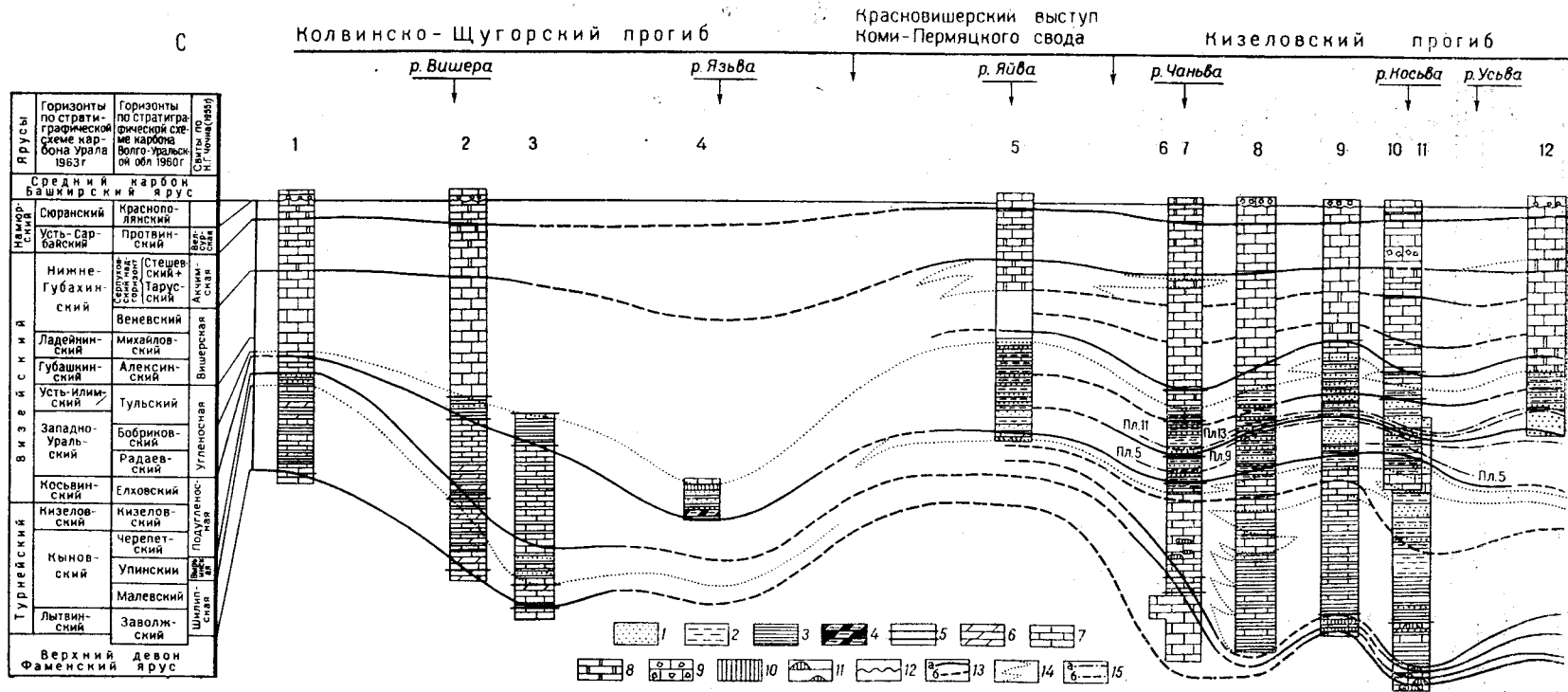
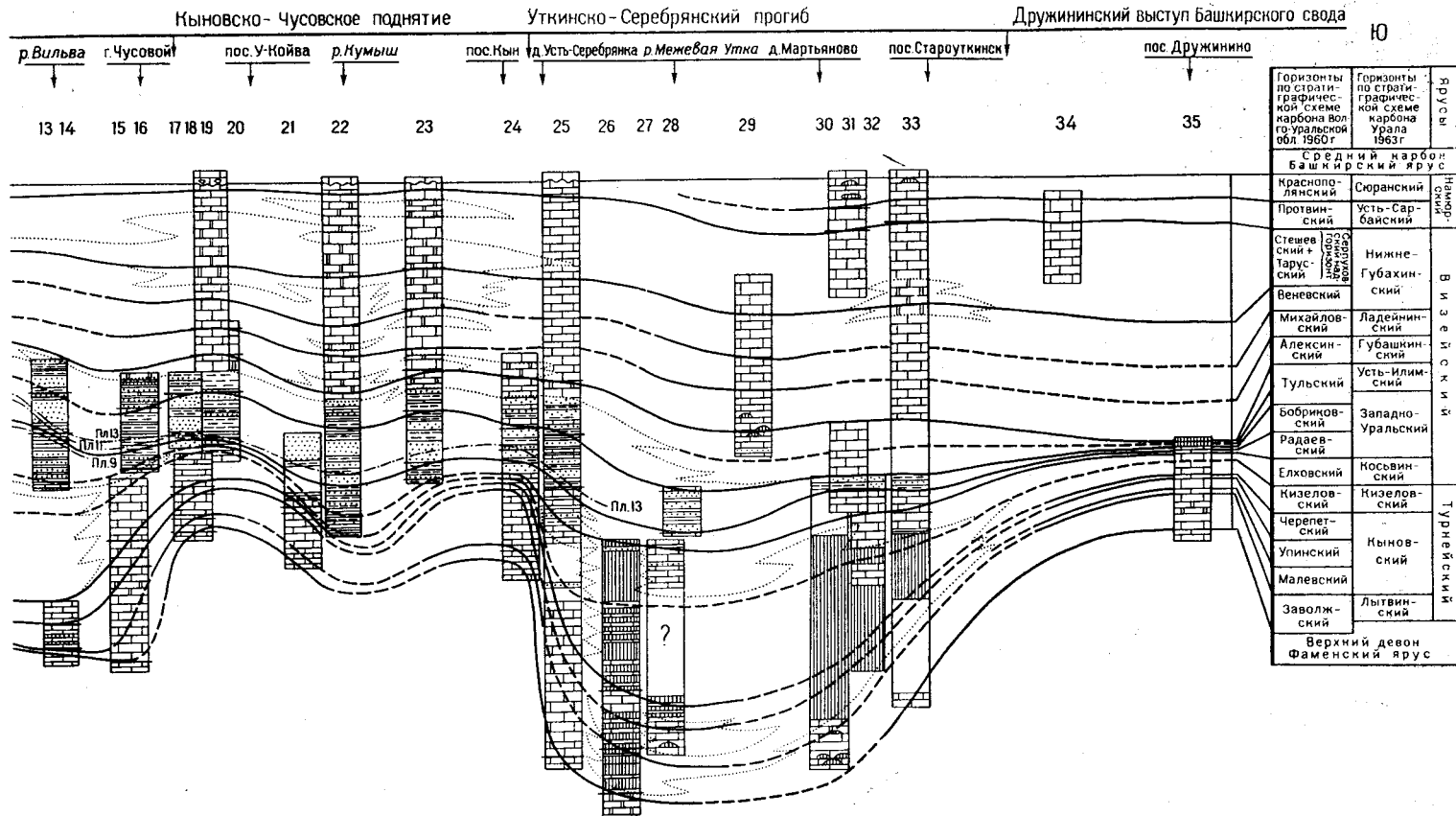


Рис. 7. Сопоставление разрезов нижнекаменноугольных отложений западного склона Среднего Урала
(Составил О. А. Щербаков)

1 — песчаники; 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — углистые аргиллиты; 5 — каменные угли; 6 — мергели; 7 — известняки; 8 — доломиты; 9 — известковые брекчии; 10 — кремнистые породы; 11 — включения кремней в виде желваков и линз; 12 — стратиграфические несогласия; 13 — стратиграфические границы достоверные (а) и предпологаемые (б); 14 — границы литологических комплексов; 15 — угольные пласты (а) и их зоны (б)

Разрезы: 1 — Низьва (по данным Н. Г. Чочиа); 2 — Велгур (по данным Н. Г. Чочиа); 3 — Шугор (по данным Н. Г. Чочиа и Г. Я. Житомирского); 4 — Тулымка (по материалам А. Н. Иванова); 5 — Яйва; 6 — Лытва; 7 — Чаньва; 8 — Луньевка; 9 — Половинка; 10 — Косьва; 11 — Широковский; 12 — Столбовка; 13 — Гремячинск; 14 — Кривой Рог; 15 — Косая Речка; 16 — Вижай; 17 — Большой Вашкур; 18 — Глухие Камни; 19 — Вашкур; 20 — Шишиха; 21 — Коврижка; 22 — Ватолино; 23 — Зыряновка; 24 — Грязный Кын; 25 — Котел—Гаревая; 26 — Собачий; 27 — Синий—Желтый; 28 — Старуха (по данным В. И. Меллера); 29 — Илим; 30 — Нотиха; 31 — Пегушин—Леневка; 32 — Таволжанка; 33 — Староуткинск; 34 — Слобода; 35 — Дружинино (с учетом данных В. Г. Варганова и З. Г. Поповой)



moelleri Mal., *T. discoidea* Dain forma *maxima* Lip., *T. gigantea* var. *minoris* Lip., *Plectogyra inflata* (Lip.), *P. inflata* (Lip.) forma *maxima* (Lip.), *P. recta* (Lip.), *P. spinosa* (N. Tchern.), *P. tenuiseptata* (Lip.), *P. latispiralis* (Lip.), *P. rjausakensis* (N. Tchern.), *P. parakosvensis* (Lip.), *P. tuberculata* (Lip.), *P. septima* (Mal.), в низах разреза *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и *Spiroplectammia tchernyshinensis* Lip.; кораллы — *Caninia hyperborea* Gor., *Uralinia arietina* (Ludw.), *Diphyphyllum* sp.; брахиоподы — *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Dictyoclostus bristolensis* (Muir-Wood.), *Plicatifera hyperborea* (Nal.), *Podtsheremia ivanovi* (Nal.). Мощность колеблется от 3—40 м на поднятиях и сводах до 112—140 м — в бортовых зонах прогибов.

В Кизеловском прогибе (разрезы «Половинка», «Губаха», «Шировковский») в составе горизонта существенную роль играют терригенные породы, которые представлены или небольшими по мощности (0,2—0,6 м, редко 1,0—6,0 м) прослоями известковистых аргиллитов и алевролитов (разрез «Губаха»), или же мощными (5,0—20,0 м) аргиллитовыми пачками, перемежающимися с известняками (разрез «Половинка»), или образуют сплошную аргиллитово-алевролитовую толщу, в которой известняки встречаются в виде редких прослоев (разрез «Шировковский»). Иногда присутствуют тонкие прослои спонголитов и спонголитовых аргиллитов. Из терригенных пород определены споры (Щербаков и др., 1964): *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* (Waltz) Naum., *Stenozonotriletes aff. literatus* (Waltz) Naum., *Archaeozonotriletes aff. celebratus* Byvsch., *Dictyotriletes cancellatus* (Waltz), *Euryzonotriletes incisus* Jusch., *E. megalothelis* (Waltz) Byvsch., *E. aff. trivialis* Naum., *E. subcrenatus* (Waltz) Byvsch., *E. aff. majkori* Byvsch., *Leiotriletes microrugosus* (Jbr.) Naum., *L. inermis* (Waltz) Naum., *Lophozonotriletes rerituberculatus* (Lub.) Naum., *L. tuberculatus* (Waltz) Naum., *Zonaletes radiatus* Jusch. (in litt.).

Известняки большей частью органогенно-детритовые, глинистые окремненные, серые и темно-серые, слоистые и толстослоистые с многочисленными и разнообразными органическими остатками. Из них наиболее характерны фораминиферы: *Tournayella discoidea* Dain, *T. discoidea* forma *maxima* Lip., *Tournayellina vulgaris* Lip., *Plectogyra inflata* (Lip.), *P. inflata* forma *maxima* (Lip.), *P. latispiralis* (Lip.), *P. latispiralis* forma *typica* (Lip.), *P. tuberculata* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *Spiroplectammia guttula* Mal., а в низах горизонта — *Chernyshinella glomiformis* (Lip.) и *Spiroplectammia tchernyshinensis* Lip.; кораллы — *Syringopora capillacea* Ludw., *Caninia hyperborea* Gor., *Uralinia multiplex* (Ludw.), *Cyathoclistia coniseptum* (Keys.); брахиоподы — *Megachonetes zimmermanni* (Paeck.), *Rugozochonetes praecomoides* (Nal.), *Daviesiella münsteri* (Paeck.), *Plicatifera hyperborea* (Nal.), *Pustula pixidiformis* (Kon.), *Setigerites lichwini* (Liss.), *Podtsheremia ivanovi* (Nal.). Мощность горизонта колеблется от 100 до 217 м.

В Уткинско-Серебрянском прогибе (разрезы «Романовский», «Синий-Желтый», «Собачий») кизеловский горизонт представлен кремнистыми породами (60—70%) с прослоями и пачками известняков. Кремни иногда известковистые, серые и темно-серые, иногда черные, часто микрослоистые, образуют тонкие прослои и большие по мощности пачки. Известняки сгустковые и пелитоморфные глинистые окремненные темно-серые слоистые с включениями кремней и с бедной фауной, из которой наиболее характерны (разрез «Романовский» по данным И. М. Гарань и др.): *Tournayella discoidea* Dain, *T. gigantea* Lip., *Plectogyra inflata* (Lip.), *P. recta* (Lip.), *P. costifera* (Lip.),

P. concava (Mal.), *P. aff. latispiralis* (Lip.), *P. rjausakensis* (N. Tchern.), *Syringopora capillacea* Ludw., *Cyathoclisia* cf. *coniseptum* (Keys.), *Rugosochonetes* cf. *praecomoides* (Nal.), *Megachonetes zimmermanni* (Paesck.), *Daviesiella* cf. *münsteri* (Paesck.), *Plicatifera hyperborea* (Nal.). В остальных разрезах фауна встречается реже и ее комплексы значительно беднее. Из-за плохой обнаженности мощность точно не установлена, но, судя по обнаженным участкам разрезов, она должна быть не менее 100—150 м.

Визейский ярус

Визейский ярус выделяется в объеме косьвинского, западноуральского, усть-илимского, губашкинского, ладейнинского и нижнегубахинского горизонтов с верхней границей в подошве зоны *Eostaffella protae*.

Косьвинский горизонт на западном склоне Среднего Урала подстилает угленосную толщу. Он характеризуется пестрым литологическим составом и сильно изменчивой мощностью, которая значительно возрастает в зонах прогибов и сокращается до нескольких метров на поднятиях и сводах (см. рис. 7). В Колво-Вишерском крае, судя по материалам Н. Г. Чочиа (1955), Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), косьвинскому горизонту, по-видимому, соответствует самая верхняя часть подугленосной свиты, сложенная темно-серыми и черными, частью окремненными, слоистыми известняками с прослоями серых и буровато-зеленых аргиллитов.

В Кизеловском прогибе (разрезы «Половинка», «Губаха», «Шировковский», «Горелое» и др.) косьвинский горизонт имеет карбонатно-терригенный состав отложений с непостоянным процентным соотношением известняков и терригенных пород. Среди последних преобладают аргиллиты. Алевролиты имеют подчиненное значение. Песчаники встречаются лишь в виде отдельных прослоев и небольших по мощности пачек. Аргиллиты тонкослоистые темно-серые, часто с углефицированными растительными остатками и зеленовато-серые известковистые, иногда с остракодами и редкими раковинами брахиопод. Алевролиты кварцевые, часто углистые и глинистые. Песчаники кварцевые мелкозернистые слоистые, часто с ризоидами, нередко с диагональной косой слоистостью. Известняки органогенно-детритовые, обычно глинистые и окремненные, мелко- и среднезернистые, слоистые. По разрезу они распределены неравномерно, то встречаясь в виде тонких (0,5—3,0 м) прослоев, то образуя значительные по мощности пачки (10,0—50,0 м). Мощность горизонта колеблется от 40 до 180 м.

На Кыновско-Чусовском поднятии косьвинский горизонт установлен только в одном разрезе «Кусья», где он представлен небольшой по мощности (6,0 м) пачкой битуминозных, глинистых черных толстослоистых известняков. В остальных разрезах к нему условно отнесена пачка терригенных пород мощностью 5—7 м, залегающая в основании угленосной толщи.

В Уткинско-Серебрянском прогибе косьвинский горизонт сложен либо слоистыми глинистыми битуминозными серыми известняками с пачкой терригенных пород в основании разреза (разрез «Красный»), либо целиком буровато-серыми кремнистыми породами (речка Тимошенка), либо темно-серыми слоистыми известняками с линзами и желваками кремней, с прослоями аргиллитов, алевролитов, песчаников (разрез «Синий-Желтый»), либо кремнистыми породами в нижней части разреза и известняками с прослоями аргиллитов в верхней (разрез «Пестерьки»). Все разрезы, за исключением разреза «Красный»,

являются неполными, что не позволяет составить цельное представление о литологическом облике отложений и их мощности. Последняя ориентировочно должна быть порядка 100—150 м.

В пределах Дружининского выступа Башкирского свода (разрез «Дружинино») из-за отсутствия характерной фауны к косьвинскому горизонту условно отнесена верхняя часть толщи серых толстослоистых известняков, ранее считавшихся кизеловскими (И. М. Гарань и др.).

Известняки повсеместно содержат многочисленные и разнообразные органические остатки, а в теригенных породах (аргиллиты, алевролиты) по разрезам Кизеловского прогиба встречаются споры. В споровых комплексах ведущую роль играют (О. А. Щербаков и др.): *Tribozonotrites inciso-trilobus* Naum., *Archaeozonotrites comantis* Jusch., *Euryzonotrites subcrenatus* (Waltz) Byvsch., *E. majkovi* Byvsch., *Dictyotrites cancellatus* (Waltz), *D. tenellus* Byvsch., *Leiotrites microrugosus* (Jbr.) Naum., *Acanthotrites spinosus* Naum., *Anisozonotrites fabus* Jusch. Из фауны, определенной из известняков, наиболее характерны фораминиферы: *Tournayella discoidea* Dain, *T. discoidea* forma *maxima* (Lip.), *T. kisella* Mal., *T. gigantea* Lip., *Plectogyra latispiralis* (Lip.), *P. kosvensis* (Lip.), *P. rjausakensis* (N. Tchern.), var. *magna* (Lip.), *P. tuberculata* (Lip.), subsp. *magna* (Lip. et Saf.), *P. recta* (Lip.), *P. inflata* (Lip.), *P. costifera* (Lip.), *P. paracostifera* (Lip.), *P. tenuiseptata* (Lip.); кораллы — *Cyathoclisia coniseptum* (Keys.), *Caninophyllum patulum* (Mich.), *Siphonophyllia cylindrica* Scoul., *Caninia hyperborea* Gor.; брахиоподы — *Megachonetes zimmermanni* (Paesck.), *Pustula pixidiformis* (Kon.), редкие *Plicatifera hyperborea* (Nal.), мелкие *Setigerites lichwini* (Liss.) и единичные *Podtsheremia ivanovi* (Nal.).

Приведенная фауна составляет основной фон комплекса. На этом фоне в различных разрезах на разных уровнях появляются фораминиферы: единичные *Haplophragmella*, *Lituotubella*, *Endothyranopsis*, *Globoendothyra*, немногочисленные, но разнообразные *Dainella* — *D. chomatica* (Dain), *D. chomatica* (Dain) forma *staffelloides* Bразhп., *D. tujmasensis* (Viss.) и др., встречающиеся в редких скоплениях *Palaeotextularia* и *Tetrataxis*; брахиоподы — частые, крупные *Megachonetes siblyi* (Paesck.), многочисленные в отдельных прослоях *Daviesiella comoides* (Sow.), *Plicatifera humerosa* (Sow.) и *Palaeochoristites cinctus* (Keys.).

Из приведенных комплексов видно, что фауна косьвинского горизонта по видовому составу очень близка к кизеловской, от которой отличается только спорадическим присутствием представителей визейских видов и родов.

Близость косьвинского и кизеловского фаунистических комплексов послужила основанием некоторым исследователям (Щербаков, 1965) относить их к одному этапу, которым заканчивается турнейский цикл развития фауны. С этой точки зрения отложения, соответствующие одному этапу в развитии фауны, не могут находиться в разных стратиграфических подразделениях (горизонтах, а тем более ярусах), они должны представлять собой одну стратиграфическую единицу и рассматриваться в составе турнейского яруса. В этом случае нижняя граница визейского яруса будет проходить в подошве западноуральского горизонта или в кровле зоны *Productus sublaevis*. Ее положение на таком уровне в свое время было обосновано Д. В. Наливкиным (1948) и принималось в работах целого ряда исследователей (Пронин, 1952, 1953, 1960д, 1960е; Гарань и др., 1966; Щербаков, 1965).

Западноуральский горизонт соответствует времени накопления угленосной толщи Кизеловского района. Толща сложена терригенными породами и содержит рабочие пласты каменных углей, являющихся в настоящее время объектом эксплуатации. На западном склоне Среднего Урала угленосная толща представляет собой сложное полифациальное тело, постепенно уменьшающееся в мощности в северном и южном направлениях. С уменьшением мощности в этих же направлениях снижается ее угленасыщенность и возрастает карбонатность разреза. В южном направлении происходит постепенное выклинивание терригенных отложений, которые в районе ст. Дружинино почти полностью замещаются известняками (Гарань и др., 1966).

Западноуральский горизонт характеризуется пестротой и невыдержанностью литологического состава. На большей части территории западного склона Среднего Урала он сложен терригенными породами: песчаниками, алевролитами и аргиллитами (см. рис. 7). Песчаники кварцевые, мелко-, средне- и крупнозернистые, иногда с диагональной косою слоистостью руслового типа. Алевролиты кварцевые, углистые и углисто-глинистые, слоистые и тонкослоистые, часто с ходами илоедов. Аргиллиты нередко алевролитистые или углистые, иногда известковистые, тонкослоистые. В разрезе эти породы чаще всего образуют пачки, перемежающиеся друг с другом. Эта особенность литологического состава угленосной толщи была подмечена в свое время П. В. Васильевым. Он дал обобщенный типический разрез, выделив в ней девять свит: две переходные (нижняя и верхняя), по преимуществу аргиллитовые; четыре углесодержащие — алевролитово-аргиллитовые с пластами каменных углей; три промежуточные, в основном песчанниковые.

По процентному соотношению основных литологических разностей в отложениях западноуральского горизонта выделяется четыре типа разреза: терригенный, карбонатно-терригенный, терригенно-карбонатный и кремнисто-терригенно-карбонатный (см. рис. 7).

Терригенный тип разреза распространен на большей части территории западного склона Урала. Он представлен преимущественно песчаниковыми отложениями, развитыми на обширной территории от пос. Кын на юге до р. Яйвы на севере, и песчаниково-аргиллитовыми отложениями, получившими распространение на пространстве от р. Яйвы на юге до широкого течения р. Уньи на севере.

Карбонатно-терригенный тип разреза установлен по скважинам на небольшой площади между пос. Кын на севере и пос. Усть-Утка на юге.

Еще далее на юго-восток в бассейне р. Чусовой карбонатно-терригенный тип разреза постепенно сменяется терригенно-карбонатным (разрез «Леневка») и в районе Дружинино (разрез «Дружинино») — кремнисто-терригенно-карбонатным.

Алевролиты, аргиллиты и каменные угли во всех типах разрезов охарактеризованы спорами, а известняки в терригенно-карбонатных и кремнисто-карбонатных отложениях содержат многочисленные и разнообразные органические остатки.

В терригенном и карбонатно-терригенном типах разреза западноуральского горизонта намечается последовательная смена трех спорных комплексов (Бурылова, Неугодникова, 1964).

Первый из них характеризует собой нижнюю часть угленосной толщи в объеме четырех нижних свит, по П. В. Васильеву. Доминирующую роль в нем играют *Euryzonotriletes ciliato-marginatus* (Waltz) Byvsch., *E. fimbriatus* (Waltz) Byvsch., *E. literatus* (Waltz) Jusch., *E. incisus* Jusch., *E. subcrenatus* (Waltz) Byvsch.,

E. megalothelis (Waltz) Byvsch., *Trilobozonotriletes incisotrilobus* Naum., *Archaeozonotriletes celebratus* Byvsch., *Trematozonotriletes dentatus* (Waltz), *Dictyotriletes tenellus* (Naum.) Byvsch. и др. Отложения, содержащие этот комплекс, сопоставляются с радаевским горизонтом Волго-Уральской области.

Следующий комплекс характеризует собой среднюю часть угленосной толщи в объеме V, VI, VII и VIII (исключая пласт угля № 24) свит, по П. В. Васильеву. В его составе ведущая роль принадлежит видам: *Trematozonotriletes variabilis* (Waltz) var. *faveolatus* (Waltz) Naum., *Tr. variabilis* (Waltz) var. *fossulatus* (Waltz) Naum., *Tr. punctatus* Naum., *Euryzonotriletes sulcatus* (Waltz) Jusch., *Stenozonotriletes literatus* (Waltz) Naum. и др.

По основным доминантам и общему видовому составу спор отложения с этим комплексом сопоставляются с бобриковским горизонтом Волго-Уральской области.

Третий комплекс, появившись в угольном пласте № 24, вблизи кровли VIII свиты, распространен выше по всей верхней переходной свите угленосной толщи (IX свита, по П. В. Васильеву). Для него наиболее характерны: *Hymenozonotriletes pussilus* (Waltz) Jusch., *Trematozonotriletes bialatus* (Waltz) Pot. et Kr., *Tr. punctatus* Naum., *Tr. dentatus* (Waltz), *Leiotriletes microrugosus* (Jbr.) Naum., *Trilobozonotriletes inciso-trilobus* Naum. и др. По видовому составу комплекса спор и основным доминантам вся верхняя часть угленосной толщи, включая и угольный пласт № 24, сопоставляется с низами тульского горизонта Волго-Уральской области.

Из всего вышесказанного следует, что западноуральский горизонт по своему объему соответствует радаевскому, бобриковскому и нижней части тульского горизонта Русской платформы, что согласуется с унифицированными стратиграфическими схемами 1962 и 1965 гг.

В терригенно-карбонатном и кремнисто-терригенно-карбонатном типах разрезов наблюдается последовательная смена трех комплексов фауны (Гарань и др., 1966). Нижний комплекс установлен в разрезах «Синий-Желтый», «Леневка», «Пестерьки», «Дружинино». Для него наиболее характерны: *Plectogyra alviterna* (Durk.), *Pl. prisca* (Raus. et Reitl.), *Pl. similis* (Raus. et Reitl.), *Eoendothyranopsis staffelliformidonica* Brazhn. et Rost., *Dainella chomatica* (Dain), *Pseudoendothyra candida* (Ganel.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Thysanophyllum* aff. *pseudovermiculare* (M'Coу), *Eolithostrotionella* aff. *rotai* Zhizh., мелкие *Megachonetes siblyi* (Paesc.), *Fluctuaria undata* (Defr.). Второй комплекс известен только по разрезу «Дружинино». Он характеризуется присутствием *Forschia* cf. *subangulata* (Moell.), *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *Pseudoendothyra candida* (Gan.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. cupellaeformis* (Gan.), *Eostaffella versabilis* Orł., *Permodiscus rotundus* N. Tchern. Третий комплекс распространен выше, приурочен к пачке кремней и представлен кораллами и брахиоподами, из которых наиболее характерен *Gigantoproductus mirus* (Frcks).

Отложения, заключающие эти комплексы, вероятно, соответствуют (Гарань и др., 1966): нижний — радаевскому, второй — бобриковскому, а третий — тульскому горизонтам Волго-Уральской области. Однако до подтверждения одновозрастности границ, установленных по фауне, с границами, проведенными по изменению комплекса спор, это сопоставление носит предварительный характер.

Между литологическим составом отложений западноуральского горизонта и палеотектоническими элементами нет такой зависимости, какая наблюдается в турнейских отложениях. Древние поднятия и про-

гибы слабо сказываются и на мощности отложений. Относительно небольшая мощность (12—80 м) наблюдается лишь на Красновишерском и Дружининском структурных выступах. На остальной территории мощность западноуральского горизонта колеблется от 120 до 250 м и повсеместно имеет тенденцию к резкому увеличению в восточном направлении.

Усть-илимский горизонт покрывает угленосную толщу и выделяется в объеме горизонта C_1^{2A-1} схемы И. И. Горского (1932) и О. Л. Эйнора (1936а, б). Его стратотип находится на р. Чусовой у устья р. Илима (разрез «Илим», см. рис. 7). Горизонт здесь сложен темно-серыми толстослоистыми известняками с желваками и линзами кремней и фауной *Haplophragmella tetraloculi* Raus., *Endothyranopsis compressus* (Raus. et Reitl.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Tetrataxis angusta* Viss., *Archaeodiscus karreri* Brady var. *nana* Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *Lithostrotion irregulare* Phill., *Gigantoproductus mirus* (Fricks.), *G. mirus* (Fricks.) var. *kiselensis* Ein. Мощность 40 м.

По комплексу фауны устylimский горизонт сопоставляется со средней и верхней частями тульского горизонта Волго-Уральской области (по унифицированной стратиграфической схеме 1962 г.). Литологический состав горизонта и его мощность на территории западного склона Урала меняются незначительно. Эти изменения заключаются в появлении в ряде разрезов («Ладейная», «Усьва», «Горелое», «Шишиха», «Четыре Брата» и др.) Кизеловского и Кыновско-Чусовского районов прослоев темно-серых битуминозных доломитов, а вблизи кровли горизонта — включений и прослоев голубовато-зеленых и зеленовато-бурых известковистых глин. Исключением является разрез «Дружинино». Здесь устylimский горизонт представлен пачкой (5,6 м) буровато-черных слоистых кремней с многочисленными выщелоченными или замещенными кремнеземом члениками криноидей, кораллами и брахиоподами.

В бассейне р. Вишеры, судя по данным Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), устylimскому горизонту, по-видимому, будут отвечать самые низы карбонатной толщи, покрывающей терригенные породы западноуральского горизонта.

Губашкинский горизонт по своему объему соответствует горизонту C_1^{2A-II} схемы И. И. Горского (1932) и О. Л. Эйнора (1936а, б). Его стратотипом является группа обнажений в устье р. Губашки, правого притока р. Косьвы, в г. Губахе. Здесь горизонт представлен серыми массивнослоистыми органогенно-детритовыми известняками и доломитами. Его литологический состав мало меняется по площади, и все различия сводятся лишь к разным процентным соотношениям известняков и доломитов. В разрезах Кизеловского района («Нижняя Губаха», «Ладейная», «Усьва», «Горелое» и др.) в составе горизонта преобладают доломиты, а на остальной территории (разрезы «Шишиха», «Четыре Брата», «Зыряновка», «Илим» и др.) — известняки (см. рис. 7).

В бассейне р. Вишеры (Гроздилова, Лебедева, 1954; Чочиа, 1955) губашкинскому горизонту, по-видимому, соответствует нижняя часть вишерской (уньинской) свиты, выделенной в 1949 г. А. А. Султанаевым. В ее составе в этой части разреза тоже преобладают органогенно-детритовые известняки.

Для горизонта в целом наиболее характерна следующая фауна: *Endothyranopsis crassus* (Brady) var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra omphalota* (Raus. et Reitl.), *Archaeodiscus moelleri* var. *gigas* Raus., *Lithostrotion rossicum* Stuck., *L. irregulare* (Phill.),

Semiplanus semiplanus (Schwetz.), *Gigantoproductus maximus* (М'Сой), *G. maximus* (М'Сой) var. *baskovens* Ein., *G. tschussovensis* Eip. Мощность 48—63 м.

По комплексу фауны губашкинский горизонт сопоставляется с алексинским горизонтом Русской платформы (Решения, 1965).

Ладейнинский горизонт по своему объему соответствует горизонту C_1^{2A-III} схемы И. И. Горского (1932) и О. Л. Эйнора (1936а, б). Стратотипом является обнажение по северному склону горы Ладейной (разрез «Ладейная») на левом берегу р. Косьвы в г. Губахе. Литологический состав горизонта мало меняется по площади (см. рис. 7). В бассейне р. Чусовой (разрезы «Пестерьки», «Илим», «Зыряновка», «Ватолино», «Четыре Брата» и др.) и в Кизеловском районе (разрезы «Усьва», «Горелов», «Нижняя Губаха», «Ладейная» и др.) он сложен органогенно-детритовыми серыми и темно-серыми толстослоистыми известняками с прослоями доломитов. Органические остатки многочисленны и разнообразны. Из них наиболее характерны *Calcifolium okense* Schwetz. et Big. (массовые), *Cribrospira mikhailovi* Raus., *Endothyranopsis crassus* (Brady), *Lituotubella glomospiroides* Raus., *Forschia mikhailovi* Dain, *Eostaffella ikensis* var. *tenebrosa* Viss., *Bradyina rotula* (Eichw.), *Dibunophylum turbinatum* (М'Сой), *Lithostrotion junceum* (Flem.), *Semiplanus mikhailovensis* Sar., *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. crassus* (Mart.), *Davidsonina carbonaria* (М'Сой). Мощность 59—75 м.

В бассейне р. Вишеры к ладейнинскому горизонту относится, по видимому, средняя часть вишерской (уньинской) свиты (Гроздилова, Лебедева, 1954; Чочиа, 1955), сложенная известняками с прослоями доломитов.

По составу фауны ладейнинский горизонт сопоставляется с михайловским горизонтом Русской платформы (по унифицированной стратиграфической схеме 1965 г.).

Нижнегубахинский горизонт соответствует объему горизонтов C_1^{2A-IV} и C_1^{2VI+II} схемы И. И. Горского (1932) и О. Л. Эйнора (1936а, б). Его стратотипом является обнажение на левом берегу р. Косьвы (разрез «Нижняя Губаха») напротив пос. Нижняя Губаха. Этот горизонт устанавливается почти повсеместно (см. рис. 7). Судя по данным Н. Г. Чочиа (1955), Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954), в бассейне р. Вишеры к нему должны относиться верхняя часть вишерской и вся акчимская свиты. По разрезам Вишерского (Чочиа, 1955), Кизеловского (разрезы «Нижняя Губаха», «Верхняя Губаха», «Ладейная», «Горелое» и др.) и Чусовского (разрезы «Вашкур», «Четыре Брата», «Ватолино», «Зыряновка», «Пегушин», «Боярин», «Висячий-Бражка» и др.) районов средняя и верхняя части нижнегубахинского горизонта литологически очень выдержаны и повсеместно представлены светло-серыми, реже серыми массивными и массивнослоистыми известняками с «сахаровидным» изломом, переполненными органическими остатками (членики криноидей, кораллы, брахиоподы, мшанки, гастроподы и др.). В Кыновско-Чусовском районе (разрезы «Вашкур», «Четыре Брата», «Ватолино», «Зыряновка») часть этих известняков замещена тоже светлыми и тоже «сахаровидными» доломитами.

Низы горизонта не выдержаны по литологическому составу. Они представлены: в бассейне р. Вишеры — переслаивающимися известняками и доломитами (верхи вишерской свиты); в Кизеловском районе — пачкой тонкослоистых темно-серых битуминозных известняков с прослоями доломитов, в Кыновско-Чусовском районе буровато-серыми битуминозными доломитами с прослоями известняков; на остальной

территории в бассейне р. Чусовой — серыми известняками с прослоями доломитов. Таким образом, нижняя часть горизонта везде отличается по литологии от его средней и верхней части. Соответственно этому наблюдается и два комплекса фауны: один — для низов горизонта, другой — для его середины и верхов.

Нижний комплекс характеризуется сильным обеднением фауны всех групп. Резко сокращаются в количестве плектогиры, глобоендо-тиры, эоштафеллы; ведущая роль в комплексе остается за археодисцидами, среди которых становятся массовыми *Archaediscus krestovnikovi* Raus., появляются *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.) и *Archaediscus donetianus* Sosn. Среди брахиопод редко встречаются гигантопродуктусы и стриаиферы, зато в отдельных прослоях становятся массовыми *Productus concinnus* Sow. и *Martinia glabra* (Mart.). Отложения, содержащие этот комплекс, отвечают горизонту C_1^{2A-IV} схемы И. И. Горского и О. Л. Эйнора и сопоставляются с веневским горизонтом Русской платформы (по унифицированной стратиграфической схеме 1965 г.).

Верхний комплекс отличается обилием фауны при некотором образии ее видового состава. Для него наиболее характерны: массовые *Pachisphaerica* sp., частые *Glomospira gordialis* Jones et Park., *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* Raus., *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.), многочисленные *Striatifera striata* (Fisch.) и *Athyris adpressiora* Ein., обычные *Gigantoproductus latissimus* (Sow.) и *G. krasnovskii* (Ein.). Средняя и верхняя части горизонта, содержащие этот комплекс, соответствуют горизонтам C_1^{2BI+II} и сопоставляются с серпуховскими отложениями Русской платформы (согласно унифицированной стратиграфической схеме 1965 г.).

Таким образом, нижнегубахинский горизонт на западном склоне Среднего Урала искусственно объединяет две разные толщи, отличающиеся друг от друга как по фауне, так и по литологии. Мощность горизонта 193—267 м.

Намюрский ярус

Намюрский ярус выделяется в объеме двух горизонтов: устьсарбайского и сюранского. На западном склоне Среднего Урала лучше всего он палеонтологически охарактеризован в бассейне р. Чусовой на участке от д. Мартяново на севере до пос. Новоуткинска на юге. На этой территории по многим разрезам («Пегушин», «Боярин», «Сокол-Ямный», «Висячий-Бражка», «Георгиевский», «Коуровка» и др.) палеонтологически обосновано выделение обоих горизонтов намюрского яруса и отсутствие перерыва в осадконакоплении на рубеже между ранне- и среднекаменноугольными эпохами (см. рис. 7).

Устьсарбайский горизонт в этих разрезах сложен органично-детритовыми, частью окремненными, серыми и темно-серыми толстослоистыми известняками, с прослоями оолитовых разностей, с желваками, линзами и прослоями кремней. Из фауны наиболее характерны *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Eostaffella protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *Thysanophyl- lum antiquum* Gor., *Corwenia rugosa* (M'CoY), *Productus concinnus* (Sow.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Str. magna* (Sar.) и встреченные Н. Ф. Мамаевым (1950) в Георгиевском Камне *Cravenoceras arcticum* Libr., *Cr. covligense* Bisat. Мощность 40—53 м.

По составу фауны устьсарбайский горизонт согласно унифицированной стратиграфической схеме 1965 г. сопоставляется с протвинским горизонтом Русской платформы.

Сюранский горизонт сложен органогенно-детритовыми окремненными темно-серыми слоистыми известняками с частыми желваками, линзами и прослоями кремня. Из фауны наиболее характерны *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.) var. *angusta* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.) var. *chomatifera* Kir., *E. mutabilis* Raus., *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.), *N. timanicus* (Reitl.), *Chaetetes* (*Boswellia*) *heritschi* Sok., *Linoproductus praelatiplanus* Lap. Мощность 20(?) — 56 м.

По комплексу фауны сюранский горизонт сопоставляется с яхьинским горизонтом башкирского яруса схемы О. Л. Эйнора (1958) и с краснополянским горизонтом Русской платформы (по унифицированной стратиграфической схеме 1965 г.).

На остальной, большей части территории западного склона Среднего Урала намюрские отложения представлены светло-серыми массивнослоистыми водорослевыми известняками, охарактеризованными своеобразным обедненным комплексом органических остатков. Ведущая роль в комплексе принадлежит водорослям *Calcifolium*, часто имеющим пороодообразующее значение, многочисленным крупным *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), редким *Tolypamina*, частым *Glomospira gordialis* Jon. et Park., массовым *Globivalvulina parva* N. Tchern. и *Endothyranopsis crassus* (Bardy) var. *sphaerica* (Raus. et Reitl.). *Eostaffella protvae* Raus, либо совершенно отсутствует в комплексе, либо представлена единичными экземплярами. Из брахиопод для комплекса характерны многочисленные *Striatifera striata* (Fisch.) и *Athyris adpressiora* Ein., обильные *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *G. krasnopolskii* Ein., *G. protvensis* Sag. Мощность изменяется от 6—48 м в Кизеловском и Чусовском районах до 40—80 м в бассейне р. Вишеры.

По составу фауны и литологическим особенностям охарактеризованные выше намюрские отложения сопоставляются с протвинским горизонтом Русской платформы (по унифицированной стратиграфической схеме 1965 г.). Однако в последние годы (Щербаков и др., 1965) стали известны разрезы («Верхняя Губаха», «Ладейная», «Нижняя Губаха», «Кумыш» и др.), где переход от намюрского к башкирскому ярусу происходит постепенно, и последний представлен в полном своем объеме. Это дает основание предполагать, что водорослевые известняки с обедненным комплексом фауны, которые до сих пор сопоставляются только с протвинским горизонтом, будут отвечать по возрасту всему намюрскому ярусу в его полном объеме.

* *
*

Нижекаменноугольные отложения в целом на западном склоне Урала характеризуются: в нижней части разреза — пестрым литологическим составом и сильно изменчивыми мощностями, в верхней — выдержанной литологией и небольшими колебаниями мощности. Эти особенности отражают все многообразие фациальных обстановок, сменявших друг друга на протяжении всей очень сложной раннекаменноугольной истории развития территории западного склона Среднего Урала и Приуралья.

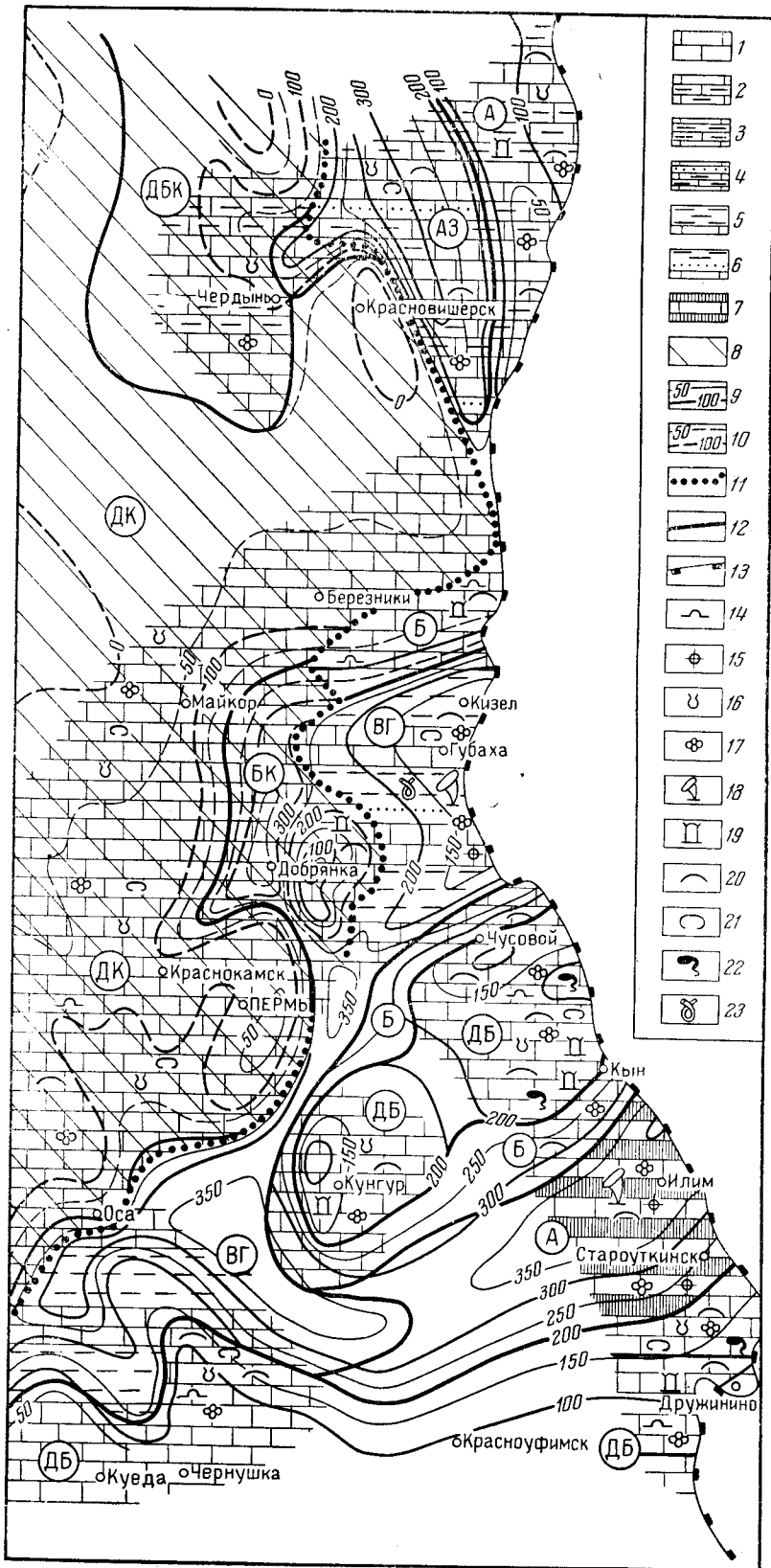
В начале раннекаменноугольной эпохи осадконакопление шло в условиях сильно дифференцированных тектонических движений.

Палеоструктурный план турнейского века был полностью унаследован от позднедевонской эпохи. Его отличительной особенностью было существование разветвленной системы платформенных прогибов, разделявших собой области древних поднятий и сводов. Прогибы характеризовались значительной амплитудой отрицательных тектонических движений. Своды и поднятия, имея тенденцию к воздыманию, испытывали слабое погружение. В их пределах в начале турнейского века на территории западного склона Среднего Урала и Приуралья продолжались существовать сохранившиеся от позднедевонской эпохи мелководные лагунные бассейны с повышенной соленостью вод. В зонах прогибов господствовали нормально-морские обстановки, относительно глубоководные за счет прогибания, не компенсируемого осадконакоплением в Сылвенском и Кизеловском прогибах, и более мелководные в Уткинско-Серебрянском и Колвинско-Щугорском прогибах (см. рис. 7).

Одновременное существование в одном бассейне морских и лагунных обстановок было возможно только при наличии разделявших их барьеров, роль которых играли прибортовые зоны прогибов, где в условиях морского мелководья шло интенсивное накопление карбонатных отложений большой мощности. Суша находилась на северо-западе, далеко за пределами рассматриваемой территории. В середине турнейского века за счет положительных движений в северной части Русской платформы происходит быстрое расширение суши, захватившее и северо-запад Пермского Прикамья. Береговая линия проходила через центральную часть Коми-Пермяцкого свода с юго-запада на северо-восток в направлении на Ксенофоновский выступ. Поступление пресных вод с суши в конце кыновского времени привело к рассолонению солоноводных лагун и к установлению на всей территории условий нормального по солености морского бассейна с относительно большими глубинами в Сылвенском и Кизеловском прогибах и мелководного в остальной его части.

В начале кизеловского времени вся территория Коми-Пермяцкого свода становится сушей (рис. 8), представлявшей собой, по-видимому, низкую прибрежно-континентальную равнину с аллювиально-дельтовым комплексом фаций. Береговая линия проходит вдоль северо-западного борта Сылвенского и Кизеловского прогибов, которые становятся местом разгрузки обломочного материала, поступившего с суши. В Кизеловское время в Сылвенском и Кизеловском прогибах в опресненных глубоководных условиях идет накопление терригенных и карбонатно-терригенных, преимущественно глинистых осадков. В Уткинско-Серебрянском прогибе в кыновское и кизеловское время формируется мощная карбонатно-кремнистая толща. В это же время на остальной территории западного склона Среднего Урала в нормально-морских мелководных условиях шло накопление органогенно-детритовых известняков.

Эти палеогеографические обстановки сохраняются и в начале визейского века. В косьвинское время в связи с превышением скорости осадконакопления над величиной прогибания происходит заполнение терригенными осадками Кизеловского и Сылвенского прогибов, в связи с чем площадь терригенного осадконакопления расширяется в пределы Кунгурского и Кыновско-Чусовского поднятий. На всей этой территории получают распространение обстановки мелкого прибрежного моря и мелководных опресненных лагун. Вдали от береговой линии и в стороне от основных путей транспортировки обломочного материала продолжали сохраняться условия неглубокого моря с нормальной соленостью, с накоплением кремнисто-карбонатных осадков в Ут-



кинско-Серебрянском прогибе и карбонатных — в Колвинско-Щугорском прогибе и на Башкирском своде (рис. 9).

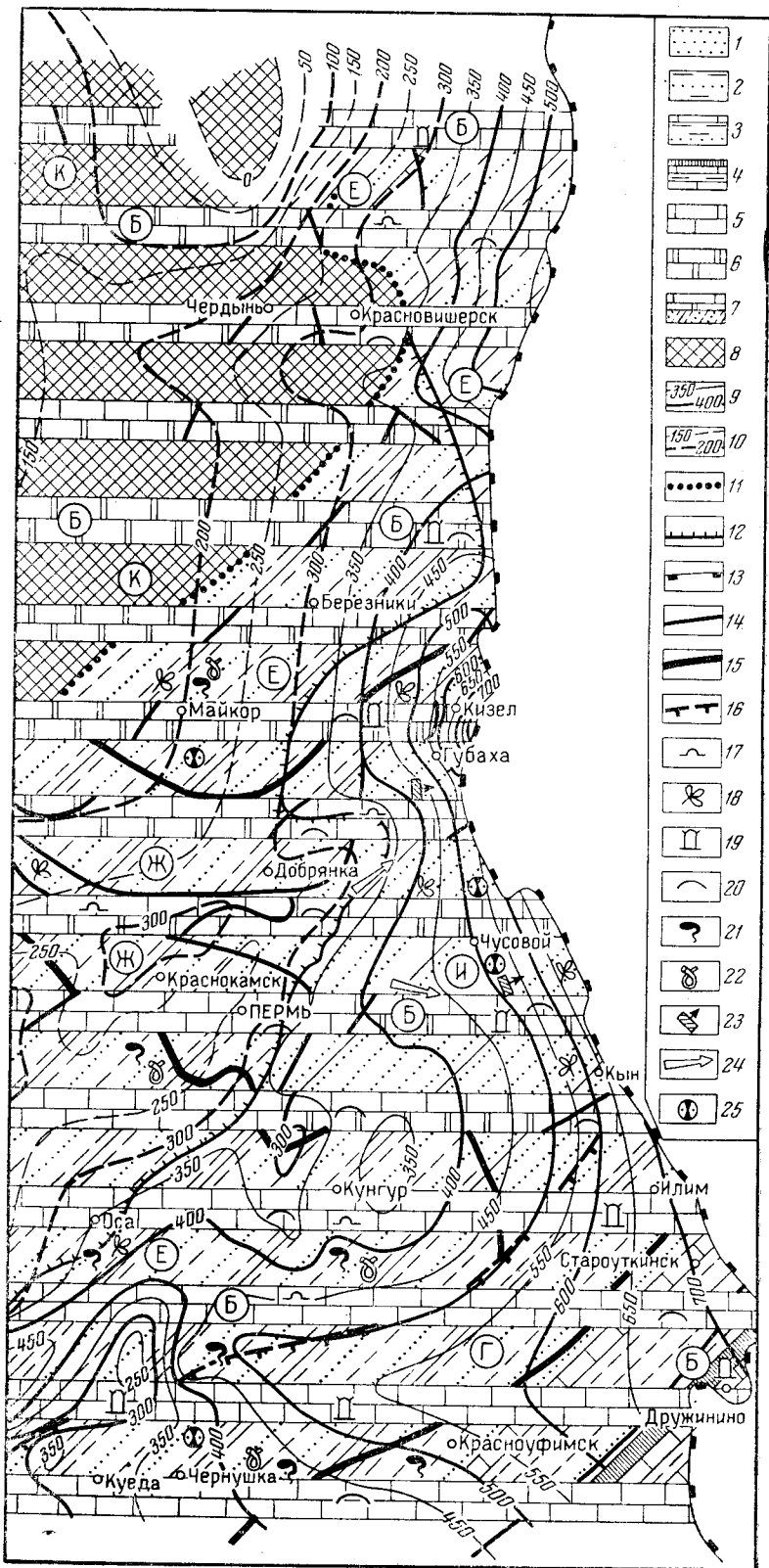
В начале западноуральского времени происходит резкое изменение палеогеографических условий, выразившееся в быстром разрастании суши и в увеличении поступления с нее пресных вод и обломочного материала. Все это приводит к расширению прибрежно-континентальной равнины в пределы Вишерского, Кизеловского и северной части Чусовского районов (рис. 10). Осадконакопление идет в условиях общего погружения всей территории со слабо дифференцированными тектоническими движениями за счет несколько большей амплитуды погружения в зонах прогибов. Существенная роль в осадках прибрежно-континентальной равнины принадлежит аллювиально-дельтовому комплексу фаций, обособившемуся в виде огромной дельты в пределах Кизеловского прогиба, Яринского, Кыновско-Чусовского и северной части Кунгурского поднятий и достигшему максимального развития в середине западноуральского времени. Характерной особенностью дельтовых отложений являлось присутствие в них русловых фаций, представленных косослоистыми песчаниками, особенно широко развитыми в пределах Кизеловского и северной части Чусовского районов. Береговая линия проходила с северо-востока на юго-запад вдоль северного борта Уткинско-Серебрянского прогиба. К юго-востоку от нее аллювиально-дельтовые отложения постепенно сменялись сначала опресненными лагунными, а затем в районе пос. Староуткинска и ст. Дружинино — нормально-морскими мелководными условиями.

Конец западноуральского времени знаменуется началом визейской трансгрессии. Вся территория вовлекается в устойчивые отрицательные движения с очень слабой их дифференциацией. Происходит резкое уменьшение притока пресных вод и приноса обломочного материала с суши, что вызывает сокращение прибрежно-континентальной равнины и расширение морских и прибрежно-морских обстановок. В усть-илимское время морские обстановки становятся господствующими на всей территории западного склона Среднего Урала и Приуралья.

В поздневизейское время трансгрессия расширяется. Повсеместно устанавливается морской режим с равномерным погружением всей территории (см. рис. 10, 11). Морской бассейн был очень мелководным и теплым, с нормальным солевым и газовым режимом, что способствовало развитию богатой органической жизни. В связи с этим в осадконакоплении преобладал органогенный фактор. Ведущую роль в породообразовании играли известковые водоросли и лишь иногда кораллы и брахиоподы. Обилие невысоких органогенных построек создавало

Рис. 8. Литолого-палеогеографическая карта турнейского века
(Составил О. А. Щербаков)

Типы отложений: 1 — известняковые (известняков более 90%); 2 — мергелисто-известняковые (мергелей 30—50%, известняков 50—70%); 3 — аргиллито-мергелисто-известняковые (аргиллитов 10—30%, мергелей 10—30%, известняков 50—70%); 4 — песчанико-мергелисто-известняковые (песчаников 10—30%, мергелей 30—50%, известняков 30—50%); 5 — известняково-аргиллитовые (известняков 30—50%, аргиллитов 50—70%); 6 — песчанико-известняково-аргиллитовые (песчаников 10—30%, известняков 30—50%, аргиллитов 30—70%); 7 — известняково-кремнистые (известняков 30—50%, кремнистых пород 50—70%); 8 — область размыва в конце турнейского века. Изопахиты (сечение изопахит 50 м): 9 — в области распространения полных разрезов; 10 — в области размыва. 11 — граница размыва верхней части турнейских отложений; 12 — границы, фациальных комплексов (палеогеографических обстановок); 13 — восточная граница современного распространения нижнекаменноугольных отложений. Показатели обстановок: 14 — водоросли; 15 — радиолярии; 16 — однокамерные фораминиферы; 17 — многокамерные фораминиферы; 18 — губки; 19 — кораллы; 20 — брахиоподы; 21 — остракоды; 22 — остатки червей; 23 — ходы илоедов. Палеогеографические обстановки (фациальные комплексы): А — морские, с неустановленной глубиной бассейна; Б — морские мелководные; В — морские, относительно глубоководные; Г — лагунные опресненные; Д — лагунные с повышенной соленостью; З — подводной части дельты; К — размываемая суша



сложный рельеф дна, и местами в отдельных понижениях возникли условия с затрудненным водообменом. Это приводило к кратковременному засолонению отдельных частей бассейна с выпадением хемогенных известковых и доломитовых илов. Для поздневизейского морского бассейна в связи с превышением скорости осадконакопления над величиной прогибания характерно прогрессирующее его обмеление.

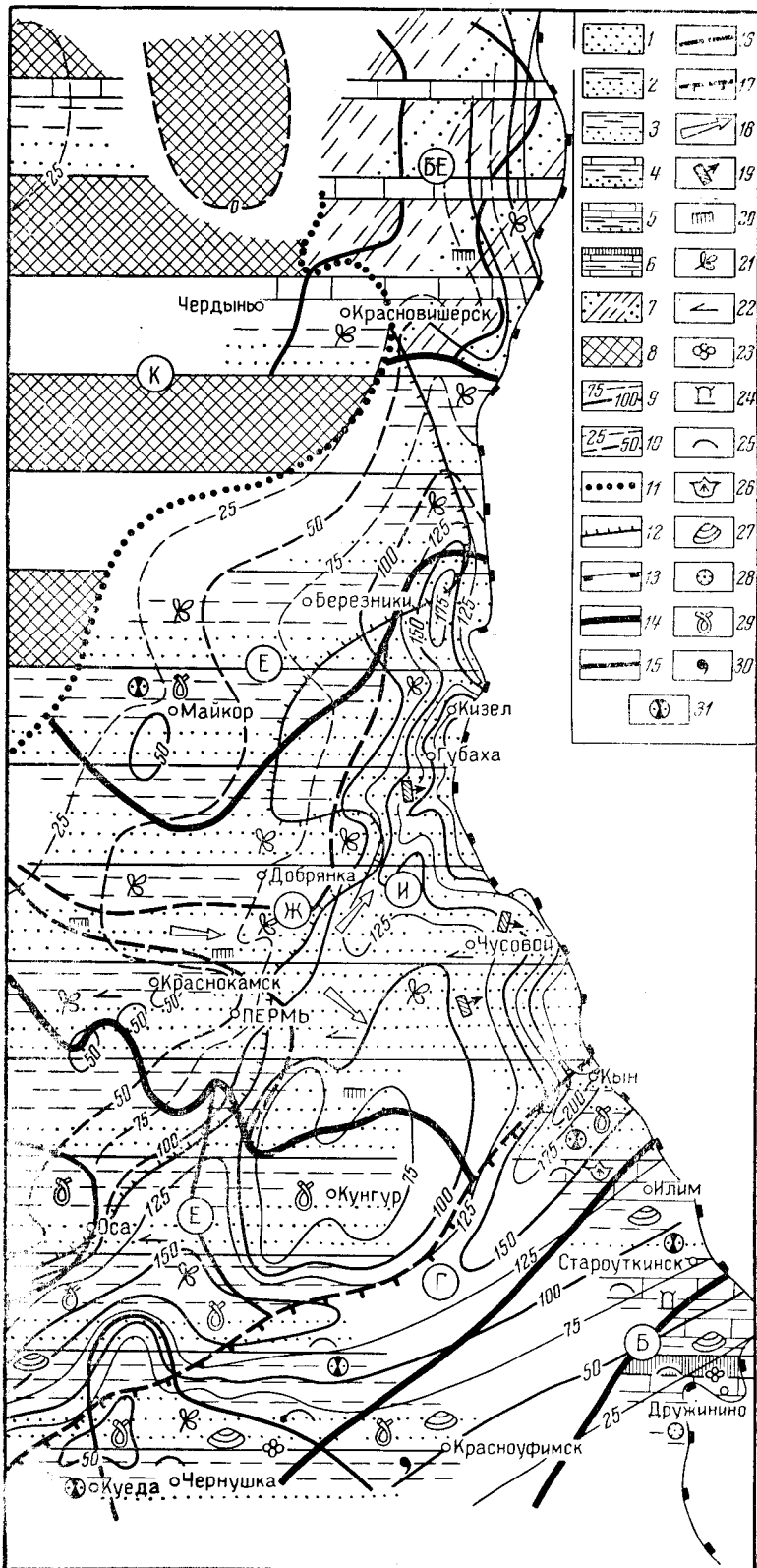
Тектонический режим намюрского века был полностью унаследован от поздневизейского времени и характеризовался небольшим по амплитуде, но равномерным погружением всей территории (рис. 11). Повсеместно продолжали господствовать морские мелководные обстановки с богатой органической жизнью. Ведущая роль в породообразовании сохранилась за водорослями, которые местами начело слагают известняки. Обмеление бассейна продолжало прогрессировать. Наибольшей величины оно достигло на рубеже намюрского и башкирского веков.

Средний отдел

Разрез среднекаменноугольных отложений западного склона Урала, Предуральского прогиба и краевой части Русской платформы распадается на три основные части. Нижняя соответствует башкирскому ярусу и на большей части территории представлена известняками. Лишь на крайнем востоке развиты прибрежно-морские карбонатно-терригенные отложения. Средняя часть соответствует нижнемосковскому подъярису. На западе последний представлен глинисто-карбонатными отложениями, а на юго-востоке Уфимского амфитеатра в области развития терригенных фаций он почти полностью выпадает из разреза. Наконец, верхняя часть отвечает верхнемосковскому подъярису. На западе он сложен карбонатами, а на востоке, где в то время начал формироваться Предуральский предгорный прогиб, представлен песчано-сланцево-конгломератовой толщей. Зона фациального перехода карбонатных отложений в терригенные для башкирского яруса располагается восточнее, чем для московского. Эти же зоны для нижней и верхней частей последнего примерно совпадают друг с другом. Поэтому описание стратиграфии проводится различно для башкирского и московского ярусов. Ввиду большого разнообразия фациальных типов в отложениях среднего карбона описание стратиграфического разреза производится по отдельным фациальным типам отложений и районам их распространения.

Рис. 9. Литолого-палеогеографическая карта визейского века
(Составили В. И. Пахомов, И. В. Пахомов, О. А. Щербаков)

Типы отложений: 1 — песчанниковые (песчаников и алевролитов более 90%); 2 — песчанико-аргиллитовые (песчаников и алевролитов 30–50%, аргиллитов 50–70%); 3 — песчанико-известняково-аргиллитовые (песчаников и алевролитов 10–30%, известняков 10–30%, аргиллитов 30–50%); 4 — кремнисто-терригенно-карбонатные (кремнистых пород 10–30%, терригенных, преимущественно аргиллитов, 30–50%, известняков 30–50%); 5 — известняковые (известняков более 70%); 6 — доломитовые (доломитов более 70%); 7 — смена характера отложений, накопившихся в начале и конце визейского века; 8 — размываемая суша. Изопахиты (сечение 50 м); 9 — в области распространения полных разрезов; 10 — в области размыва. 11 — граница района, где выпадает из разреза значительная часть толщи; 12 — граница распространения перерыва в осадконакоплении в основании визейского яруса; 13 — восточная граница современного распространения нижнекаменноугольных отложений; 14 — границы литофаций; 15 — границы фациальных комплексов (палеогеографических обстановок); 16 — усредненное положение береговой линии. Показатели обстановок и динамики среды: 17 — водоросли; 18 — растительные остатки; 19 — кораллы; 20 — брахиоподы; 21 — остатки червей; 22 — ходы илоедов; 23 — ориентировка косой слоистости руслового типа; 24 — основные направления переноса обломочного материала; 25 — сидерит. Палеогеографические обстановки (фациальные комплексы): Б — морские мелководные; Г — лагунные опресненные; Е — прибрежно-континентальная равнина; Ж — аллювиально-дельтовые; И — пойменно-русловые; К — размываемая суша



Башкирский ярус

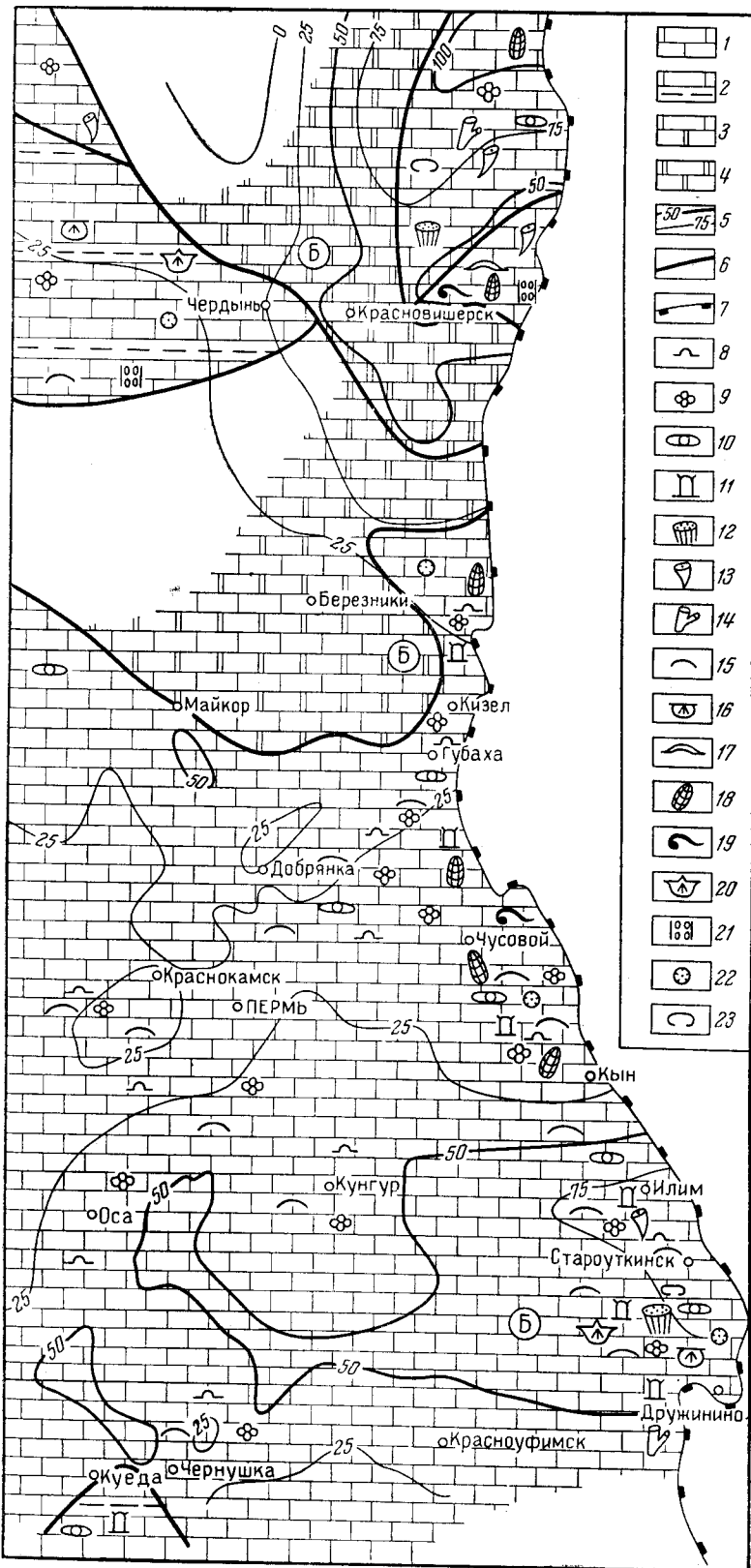
Для башкирского яруса выделяется три основных типа разрезов. На востоке, в пределах Уфимского амфитеатра, развиты преимущественно терригенные отложения. С запада, в бассейнах рек Ай, Юрюзани, Чусовой, к ним примыкают полные карбонатные разрезы, характеризующиеся значительной мощностью (порядка 100 м) и постепенным переходом к нижнему карбону. Наконец, еще западнее, в разрезах Кизеловского бассейна, Колво-Вишерского края и краевой части Русской платформы, башкирский ярус имеет небольшую мощность (первые десятки метров), рецессивный характер разреза и залегает на нижнем карбоне с перерывом.

Терригенный тип разреза. Хорошие более или менее полные терригенные разрезы в пределах Уфимского амфитеатра отсутствуют. Здесь имеется ряд обнажений, вскрывающих различные части башкирского яруса в различных фациальных зонах и к тому же недостаточно полно охарактеризованные палеонтологически. Поэтому для этого района можно дать только его обобщенную характеристику. Последняя составлена по работам Г. А. Смирнова (1948, 1950, 1953 и 1956). На участке между пос. Нижние Мерги и до широты Кусинского завода в основании башкирского яруса прослеживается толща известняковых конгломератов, описанных в работах Г. А. Смирнова. В цементе конгломератов были встречены фораминиферы: *Eostaffella* cf. *pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Мощность конгломератов изменяется от 0 до 10 м. Они залегают с размывом на визейских известняках, вплоть до слоев с *Gigantoproductus giganteus*.

Основная часть разреза башкирского яруса сложена чередующимися пачками терригенных и карбонатных пород. Первые представлены зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками и такого же цвета глинистыми сланцами. Среди известняков выделяются плотные афанитовые, лишенные фауны зернистые известняки, залегающие среди обломочных пород в виде линзовидных тел. В известняках последнего типа содержатся небольшие прослои известняковых конгломератов, песчаников и сланцев, а также фауна фораминифер и водорослей типа *Ungdarella*. Из фораминифер в различных разрезах терригенного типа были встречены *Schubertella obscura* Lee et Chen., *Profusullinella parva* (Lee et Chen.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. ex gr. sphaeroidea* (Ehr.), *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.).

Рис. 10. Литолого-палеогеографическая карта западноуральского времени
(Составили В. И. Пахомов, И. В. Пахомов, О. А. Щербakov)

Типы отложений: 1 — песчаниковые (песчаников и алевролитов более 90%); 2 — аргиллитово-песчаниковые (аргиллитов 10—30%, песчаников и алевролитов 70—90%); 3 — песчаниково-аргиллитовые (песчаников и алевролитов 30—50%, аргиллитов 50—70%); 4 — карбонатно-терригенные (песчаников, алевролитов, аргиллитов 70—90%, известняков 10—30%); 5 — терригенно-карбонатные (песчаников, алевролитов, аргиллитов 30—50%, известняков 50—70%); 6 — кремнисто-терригенно-карбонатные (кремнистых пород 10—30%, терригенных пород, по преимуществу аргиллитов, 30—50%, известняков 30—50%); 7 — терригенный тип разреза (по преимуществу песчаниково-аргиллитовый с карбонатными породами в его верхней части); 8 — область размыва. Изопахиты (сечение 25 м): 9 — в области распространения полных разрезов; 10 — в области размыва; 11 — граница района, где из разреза выпадает значительная часть толщ; 12 — граница распространения перерыва в осадко-накоплении в основании визейского яруса; 13 — восточная граница современного распространения нижнекаменноугольных отложений; 14 — границы фациальных комплексов (палеогеографических обстановок); 15 — границы литофаций; 16 — границы преимущественного распространения рудословных фаций; 17 — усредненное положение береговой линии. Показатели обстановок и динамики среды; 18 — основные направления переноса обломочного материала; 19 — ориентировка косой слоистости руслового типа; 20 — русловая косая слоистость; 21 — растительные остатки; 22 — растительный детрит; 23 — фораминиферы; 24 — кораллы; 25 — брахиоподы вообще; 26 — спирифериды; 27 — пелещиподы; 28 — криноиды; 29 — ходы илоедов; 30 — глауконит; 31 — сидерит. Палеогеографические обстановки (фациальные комплексы): Б — морские мелководные; Г — лагунные опресненные; Е — прибрежно-континентальная равнина; Ж — аллювиально-дельтовые; И — пойменно-русловые; К — размываемая суша



Башкирский ярус в терригенной фации получил название ураимской свиты (Г. А. Смирнов, 1950). Общая мощность башкирского яруса в этом районе ориентировочно определяется в 300—600 м, а по новым данным М. А. Камалетдинова (1962) не менее 1000—1300 м. Такого типа разрез прослеживается почти вдоль всей рассматриваемой части Уфимского амфитеатра. Лишь в его средней части, в верховьях рек Бакуевой, Сухого Лога и Рыща, впадающих в р. Ураим в нижнем его течении, развиты преимущественно известняки, представленные в основном теми же двумя разностями — афанитовыми и зернистыми. Лишь в нескольких пунктах, и главным образом в верхней части разреза, были встречены водорослевые известняки. В основании разреза располагается терригенная пачка мощностью около 30 м, залегающая на верхах нижнего карбона. В этом районе в известняках были определены фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. ex gr. sphaeroidea* (Ehr.), *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Endothyra bowmani* Phill., *Bradyina cribrostomata* Reus. et Reitl., *B. nautiliformis* Möll., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.); кораллы *Aulopora* sp., *Chaetetes radians* Fisch., *Bothrophyllum* sp., *Camrophyllum* ex gr. *uralicum* Dobr., *Corwenia densicolumbella* Dobr. и брахиоподы. Мощность 200 м.

В более северной части Уфимского амфитеатра, близ Михайловского завода, на правом берегу р. Уфы, в двух километрах восточнее д. Уфимки, обнажается очень характерная толща чередующихся известняковых конгломератов, песчанистых и темных битуминозных известняков, а также известняки с рассеянными гальками. На эту толщу надвинуты известняки верхнего силура, а залегает она, по-видимому, с перерывом, на литологически сходных породах верхней части визейского яруса.

В прослое темного битуминозного известковистого песчаника были собраны фораминиферы, в число которых согласно определению Н. С. Лебедевой входят: *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *Ps. sp.*, *Asteroarchaediscus* cf. *baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Plectogyra* ex gr. *omphalota* (Raus. et Reitl.), *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.) и др., указывающие на башкирский возраст этих отложений. Мощность башкирского яруса здесь не может быть определена. По-видимому, она превышает 150 м.

Не исключено, однако, что описанная толща имеет позднеямурский возраст (намюр В), так как *Pseudostaffella antiqua*, по данным Л. С. Либровича (1947) и Б. М. Келлера (1949), встречается в Зилаирском синклиории совместно с *Reticuloceras reticulatum* Phill., т. е. с гониатитом, распространенным только в намюре В.

Полный карбонатный тип разреза. К юго-западу и северо-западу терригенный тип разреза через взаимное вклинивание переходит в карбонатный. Лучшие обнажения последнего известны на юге по р. Юрюзани (у д. Большие Луки), по р. Ай (у с. Лаклы) и на севере по

Рис. 11. Литолого-палеогеографическая карта намюрского века
(Составили Э. В. Подстаницкая и О. А. Щербakov)

Типы отложений: 1 — известняковые (известняков более 90%); 2 — аргиллито-известняковые (аргиллитов 10—30%, известняков 30—70%); 3 — доломито-известняковые (доломитов 30—50%, известняков 50—70%); 4 — доломитовые (доломитов более 90%); 5 — изопахиты (сечение 25 м). 6 — границы литофаций; 7 — восточная граница современного распространения нижекаменноугольных отложений. Показатели обстановок: 8 — водоросли; 9 — многокамерные фораминиферы; 10 — фузулиниды; 11 — кораллы вообще; 12 — хететиды; 13 — одиночные ругозы; 14 — колоннальные ругозы; 15 — брахиоподы вообще; 16 — строфомениды; 17 — девезиеллы; 18 — стриатиферы; 19 — гигантопродуктусы; 20 — спирифериды; 21 — мшанки; 22 — криноидеи; 23 — остракоды. Б — см. рис. 10

р. Чусовой (Камни Гребешки и Бражка, а также у д. Мартьяновой). На юге более полными являются разрезы по р. Юрюзани (ниже д. Большие Луки) и ее притокам, а также у д. Яхьи и с. Абдрезяково. Однако палеонтологически подробнее охарактеризован разрез по р. Лакле, близ ее впадения в р. Ай у с. Лаклы (Наливкин, 1949).

Здесь на зернистых известняках, по-видимому, верхнеамюрского возраста, содержащих редкие прослои афанитовых известняков и один прослой оолитового известняка, с зоштаffelловым комплексом фораминифер, без перерыва залегают (снизу вверх):

1. Чередующиеся афанитовые и зернистые известняки, причем вторые преобладают. В них собраны: *Pseudostaffella* aff. *composita* Grozd. et Leb., *P.* cf. *antiqua* (Dutk.), *Millerella* ex gr. *kasakhstanica* (Raus.), *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. exilis* Grozd. et Leb., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Псевдоштаffelлы наиболее характерны для башкирского яруса, хотя впервые появляются в намюре. Кроме того, здесь присутствуют *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., многочисленные *Syringopora*, одиночные кораллы и водоросли *Berezella* 20 м
2. Зернистые известняки с редкими прослоями афанитовых и темных глинистых битуминозных известняков и с пластообразными линзами кремня. Отсюда определены фораминиферы: *Profusulinella staffellaeformis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *P. praegorskyi* Raus., *P. proozawai* Kir., *P. composita* Grozd. et Leb., *P. minor* Raus., *Ozawainella* cf. *pararhomboidalis* Man., *Millerella elegantula* Raus., *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. protvae* Raus., *E. postmosquensis* Kir., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Найдены также брахиоподы, кораллы и известковые водоросли *Berezella* 33 „
3. Песчанистые, органогенно-обломочные, слегка окремненные, битуминозные известняки. Отсюда определены фораминиферы *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), брахиоподы — *Schellwienella crenistria* Phill., *Productus concinnus* Sow., *Composita subtilida* (Hall), *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., *Martinia* cf. *baschkirica* Val., а также гастроподы, криноиды и наутилоиды 1 „
4. Серые и коричневато-серые, плотные, иногда афанитовые известняки с редкими прослоями зернистого и оолитового известняка и в основании с линзами кремня. В зернистых разностях найдены *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), а также многочисленные *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich. 13 „
5. Серые и темно-серые зернистые известняки с редкими прослоями афанитовых и битуминозных известняков и линзами кремня. Здесь найдены *Profusulinella* ex gr. *parva* (Lee et Chen), *P. parva* (Lee et Chen), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *Millerella* ex gr. *umbonata* Kir., *M.* ex gr. *elegantula* Raus., *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), а также *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., гастроподы, членики криноидей, мшанки, одиночные кораллы *Syringopora* sp. и многочисленные водоросли *Berezella* 15 „

Общая мощность башкирского яруса равна 80—90 м. Выше с размывом залегают черные аргиллиты, содержащие в 30 м выше контакта верхнекаменноугольных фораминифер *Triticites*.

Сходного типа разрезы прослеживаются и далее к северо-востоку от р. Ай. В этом направлении отмечается уменьшение количества прослоев афанитовых известняков, а еще далее, у д. Абдрезяково, — появление прослоев глинистого, тонкослоистого, черного криноидного известняка. Для всего рассматриваемого района характерно налегание на размытую поверхность известняков башкирского яруса терригенных отложений или верхней половины московского яруса, или даже верхнего карбона. Таким образом, здесь несомненно отсутствует самая верхняя часть башкирского яруса.

В Юрюзано-Айской впадине Предуральского прогиба отложения башкирского яруса вскрыты скв. 4 у д. Юкаликулево на р. Ай (глубина 1379—1500 м). По данным А. Я. Чагаева и Л. П. Гроздиловой,

башкирский ярус сложен здесь органогенными и органогенно-обломочными известняками, светло-серыми с прослоями доломитизированных известняков. Определены фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. proozawai* Kir., *P. paracompressa* var. *extensa* Saf., *P. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *P. antiqua* var. *posterior* Saf., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др. Мощность 120 м.

На севере, по р. Чусовой, детальное изучение башкирского яруса проводил О. Л. Эйно́р (1955). К башкирскому ярусу им была отнесена и верхняя часть намюрского яруса, которая соответствует его местному горизонту C_2^1 -I и, возможно, низам горизонта C_2^1 -II. Поэтому горизонт C_2^1 -I О. Л. Эйно́ра из состава башкирского яруса исключен. Приведем в сокращенном виде разрез по правому берегу р. Чусовой у д. Мартяновой, составленный этим исследователем.

На слоистых афанитовых известняках, относимых нами к намюрскому ярусу, без перерыва залегает горизонт C_2^1 -II, сложенный преимущественно тонко- и толсто-слоистыми мелкозернистыми детритусовыми известняками с подчиненными прослоями афанитовых известняков внизу разреза и мергелей вверху, содержащими довольно много линз и прослоев черного кремня. Характерны фораминиферы — *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* Raus., *P. paracompressa* Saf., *P. aff. composita* Grozd. et Leb., *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. ljudmilae* Raus., *E. protvae* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др., брахиоподы — *Orthotetes regularis* Waag., *Chonetes carboniferus* Keys., *Dictyoclostus gruenewaldti* Chao (non Krot.), *Marginifera tenuicostata* Rot., *M. proluxa* Rot., *Choristites vetus* Rot. Мощность 37—45 м.

Выше лежит горизонт C_2^1 -III, сложенный чередующимися афанитовыми и зернистыми известняками. Линзы кремня более редки, чем в горизонте C_2^1 -II. Из фораминифер здесь были определены *Profusulinella parva* (Lee et Chen.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *Pseudoendothyra moelleri* (Ozawa), *Eostaffella prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. postmosquensis* Kir., *E. paraprotvae* Raus., *Archaediscus timanicus* (Reitl.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др., из брахиопод — *Orthotetes regularis* Waag., *Productus tenuicostatus* Hall., *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Choristites pseudobisulcatus* Frcks et Rot., *Ch. yanghukouensis* Chao, *Ch. baschkiricus* Semich. Мощность изменяется от 11 до 45 м.

Горизонт C_2^1 -IV в некоторых разрезах, в самой верхней части, содержит ряд элементов фауны московского яруса: *Pseudostaffella* cf. *subquadrata* Grozd. et Leb., *Choristites laticostataeformis* Milor. и др. В большей части горизонта комплекс фауны башкирский. Здесь определены фораминиферы — *Schubertella obscura* var. *mosquensis* Raus., *Pseudostaffella* aff. *antiqua* (Dutk.), *Millerella elegantula* Raus., *Eostaffella prisca* Raus., *E. ljudmilae* Raus., *Pseudostaffella praegorskyi* Raus., *P. pumilla* Grozd. et Leb. и др., брахиоподы — *Meekeella eximia* Eichw., *Linoproductus ovalis* (Jan.), *Marginifera confina* Ein., *Choristites baschkiricus* Semich., *Ch. pseudobisulcatus* Frcks et Rot. и др., кораллы — *Chaetetes rossicus* Sok., *Multithecopora* ex gr. *penduensis* Voh. Мощность 14—30 м.

Общая мощность отложений башкирского яруса изменяется здесь от 60 до 120 м.

Подверейские слои, по Г. Д. Киреевой (1949), по-видимому, отвечают горизонту C_2^1 -IV О. Л. Эйно́ра.

Разрезы подобного типа распространены преимущественно в среднем течении р. Чусовой. Для них характерно согласное залегание отложений башкирского возраста на намюрских осадках и постепенный их переход к отложениям московского яруса. Далее к северо-западу на широте г. Чусового (Шайтан Камень) и в Кизеловском бассейне рассматриваемый тип разреза сменяется сокращенным карбонатным разрезом.

Сокращенный карбонатный тип разреза. Изучен О. Л. Эйно́ром (1955) в Кизеловском районе, где отложения горизонта C_2^1 -III залегают на размытой поверхности известняков нижненамюрского возраста (горизонт C_2^1 -II—III О. Л. Эйно́ра). Известняки, слагающие горизонт C_2^1 -III в Кизеловском районе, аналогичны таковым в бассейне

р. Чусовой. Сходны также комплексы фауны. Поэтому можно обойтись без специального описания горизонта C_2^1 -III в Кизеловском районе, где его мощность изменяется от 10 до 22 м.

То же можно сказать и о горизонте C_2^1 -IV, мощность отложений которого без верхней части, относимой нами к московскому ярусу, достигает 10—11 м.

Сокращенный карбонатный тип разреза изучен в Колво-Вишерском крае А. А. Султанаевым (1954), а также описан Л. П. Гроздиловой и Н. С. Лебедевой (1954) и Н. Г. Чочиа (1955). Однако в основании башкирского яруса здесь залегают более древние слои, чем в Кизеловском районе, соответствующие горизонту C_2^1 -II О. Л. Эйнора (1955) или его части. Вместе с тем в некоторых разрезах Колво-Вишерского края на известняках нижнего намюра залегают более молодые слои с *Profusulinella*. В таких случаях мощность отложений башкирского яруса не превосходит 14—16 м. Местами, например на р. Вишере, у устья р. Малый Шугор и в долине последней, от размыва сохранились верхненамюрские известняки мощностью около 6—8 м. На них с размывом залегают породы, слагающие нижний горизонт башкирского яруса.

В центральной и восточной частях края башкирский ярус расчленен на два местных горизонта, которым отвечает большая нижняя часть подмартьяновской свиты.

Нижний горизонт представлен известняками водорослевыми и фораминиферовыми, зеленовато-серыми до темно-серых, залегающими с размывом на различных слоях нижненамюрского подъяруса. Для горизонта характерны фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua* var. *grandis* (Schlyk.), *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *Novella* sp., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus gregori* (Dain.) и др., водоросли *Berezella*, *Donezella*, *Ungdarella* и др.; брахиоподы *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow., *Athyris adpressiora* Eipog. Мощность его 6—10 м.

Верхний горизонт сложен органогенными известняками темно-серого и серого цвета с фораминиферами — *Schubertella* sp., *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *P. primitiva* Sosn., *Pseudostaffella composita* Grozd. et Leb., *P. antiqua* (Dutk.), *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Pot., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Bradyina nautiliformis* Moell., *Neorchaediscus postrugosus* (Reitl.) и др., брахиоподами — *Schizophoria resupinata* Mart., *Orthotetes ex gr. radiata* Fisch., *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., *Choristites* sp. и др. Мощность 10—15 м.

Общая мощность отложений башкирского яруса изменяется от 15 до 25 м, местами снижается до 10 м. Незначительные мощности обусловлены неоднократными размывами, сильными морскими течениями. Это типичный рессивный разрез.

В Предуральском прогибе такого же типа разрез башкирского яруса вскрыт скважинами у пос. Верхнечусовские Городки. По данным П. А. Софроницкого, здесь распространены известняки органогенные, серого цвета; в них определены *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др. Мощность разреза 39 м.

В краевой части Русской плиты, в районе Перми (Краснокамск, Северокамск, Левшино, Лобаново, Залесная, Полазна), по данным А. А. Апродовой и Т. П. Сафоновой, а также В. М. Познера, Т. И. Ки-

риной и др. (1957), отложения башкирского яруса расчленены на две пачки: нижняя состоит из чередующихся пластов органогенно-обломочных известняков и доломитов; в верхней наряду с указанными породами появляются известняковые конгломераты и брекчии, а местами — тонкие прослойки глин.

Для нижней пачки типичен следующий комплекс фораминифер: масса *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua* var. *grandis* Schlyk., *P. antiqua* var. *posterior* Saf., нередко и *Bradyina cribristomata* Reus. et Reitl., части *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. protvae* Raus., *E. postmosquensis* Kir., масса архедискусов — *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Archaediscus donetzianus* Sosn. msc., *Plectogyra bradyi* (Mikh.) и др. В верхней части изредка появляются *Millerella* и *Seminovella*. Мощность 30—45 м.

Непосредственные данные о перерыве в основании башкирского яруса отсутствуют. Однако наличие такого перерыва на всех окружающих территориях позволяет предполагать его присутствие и в описываемом районе.

В верхней пачке доминируют известняки органогенно-обломочные, которые состоят из остатков фораминифер, криноидей, брахиопод, кораллов, водорослей и пр.; в разных разрезах насчитывается от 1 до 8 прослоев конгломератов. Кроме того, всюду на границе между нижней и верхней пачками присутствует известняковый конгломерат или брекчия с фораминиферами: *Profusulinella rhomboides* Lee et Chen, *P. intermixta* (Saf.), *P. parva* (Lee et Chen), *Schubertella obscura* var. *compressa* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. gorskyi* (Dutk.), *P. krasnopolskyi* (Dutk.), *Pseudoendothyra poststruvei* (Raus.), *P. dagmarae* (Dutk.), *Seminovella elegantula* (Raus.), *Millerella umbilicata* Kir., *Eostaffella exilis* Grozd. et Leb., *E. postmosquensis* Kir., *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Rot., *Novella primitiva* Raus., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Bradyina cribristomata* Raus. et Reitl. и др. Водорослевый комплекс состоит из донцелл, березелл и спонгиоморфид. Мощность 10—20 м.

Общая мощность отложений башкирского яруса в районе г. Перми изменяется от 39 до 62 м.

Ближний по типу разрез вскрыт скважиной у ст. Чернушка в 170 км южнее г. Перми. Здесь мощность отложений башкирского яруса достигает 63 м.

В 260—270 км к север-северо-востоку от Перми, в г. Чердыни и д. Лызово, по данным Н. Г. Чочиа (1955), башкирский ярус представлен органогенно-обломочными и песчанистыми известняками с известняковым конгломератом в основании разреза. Здесь определены водоросли *Berezella*; фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Asteroarchaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.) и др.; брахиоподы *Schuchertella* sp., *Chonetes carboniferus* Keys., *Linoproductus latiplanus* Ivan., *Productus concinnus* Sow. и др. Мощность по Н. Г. Чочиа 43 м, по Т. И. Кириной — 70 м.

Московский ярус

Московский ярус в пределах рассматриваемой территории представлен разрезами двух типов. На востоке развиты терригенные отложения, отвечающие лишь верхней половине яруса. Западнее нижняя половина яруса сложена глинисто-карбонатными осадками, а верхняя — карбонатными. Особняком стоят разрезы, примыкающие к хребту

Каратау, сложенные маломощными кремнистыми глинисто-карбонатными отложениями, вероятно, связанными с древним поднятием.

Терригенный тип разреза. На севере Уфимского амфитеатра разрез представлен песчано-сланцевой толщей, названной сергинской свитой (Наливкин, 1949), содержащей мощные пачки афанитовых и зернистых известняков. Такого типа разрез московского яруса лучше всего изучен в окрестностях Михайловского завода, по р. Серге близ впадения ее в р. Уфу и по берегам р. Уфы. Он приводится по неопубликованным данным В. Д. Наливкина.

Здесь на известняках, конгломератах, песчаниках и битуминозных известняках башкирского яруса и верхах нижнего карбона с перерывом залегают (снизу вверх):

1. Плитчатые полимиктовые песчаники и выше их слоистые, темно-серые афанитовые известняки с редкими линзами кремня и редкими прослоями песчанистого и брекчиевидного известняка. Контакт с нижним карбоном не виден около 100—150 м

2. Чередующиеся мелкозернистые полимиктовые песчаники и плотные зеленовато-серые глинистые сланцы. Толщина слоев 5—20 см. Среди них имеются единичные прослои афанитовых известняков мощностью до 5 м, известковистых криноидных песчаников до 1 м и сверху разреза — мергели. Известковистые песчаники содержат фораминиферы *Wedekindellina* sp., *Fusulinella* aff. *colaniae* Lee et Chen, *F.* aff. *bocki* Moell., *Ozawainella angulata* (Col.) около 300 „

3. Афанитовые известняки серые, ровно окрашенные, имеющие раковинистый излом и правильную слоистость. Среди них изредка встречаются окремненные глинистые известняки, переслаивающиеся с желто-серыми мергелями и глинистыми сланцами мощностью до 3 м. В основании пачки встречаются прослои глинистых сланцев и известковистых песчаников с многочисленными обломками фауны. Несколько выше содержатся прослои плотных массивных зернистых известняков с прослоями и линзами кремня, участками криноидных, содержащих многочисленную фауну. В описываемой пачке были встречены фораминиферы *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F.* aff. *bocki* Moell., *Fusiella typica* Lee et Chen, *Schizophoria* cf. *swallovi* Hall., *Enteletes mesolobus* Janish., *Chonetes* aff. *laguesiana* Kon., *Ch. polita* M'Coу, *Ch. sulcata* M'Coу, *Buxtonia scabricula* Mart., *Krotovia spinulosa* Sow., *Cancrinella undata* Defr., *Marginifera* cf. *kashirica* Ivan., *Spirifer incrassatus* Eichw. около 150 „

4. Зернистые известняки серого цвета, часто фораминиферовые, обычно толстослоистые, прослоями криноидные с разнообразной фауной. Они содержат довольно много тонких прослоев и стяжений кремня и редкие прослои до 5 м афанитового известняка. В низах были встречены фораминиферы — *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Pseudoendothyra* ex gr. *bradyi* (Moell.), *Schubertella magna* Lee et Chen, *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F.* aff. *bocki* Möll., брахиоподы — *Chonetes carboniferus* Keys., *Productus lobatus* (Sow?), *Linoproductus zora* d'Orb., *L. corrugatus* M'Coу var. *equalicostata* Ein., *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Marginifera* cf. *uralica* Tschern., *M.* cf. *kaschyrica* Ivan., *Spirifer* cf. *duplicicosta* Phill., *Sp.* aff. *inkrassatus* Eichw., *Schizophoria* cf. *resupinata* (Mart.) около 150 „

Фораминиферы во всех четырех пачках позволяют параллелизовать включающие их слои с подольским горизонтом Русской плиты. В верхах присутствуют фораминиферы, которые характерны для мячковского горизонта платформы: *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulinella* cf. *pulchra* Raus., *F.* cf. *colaniae* Lee et Chen, *Fusiella* aff. *typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.) и др., брахиоподы *Derbyia* sp. ex gr. *crassa* Meek et Hald., *Chonetes carboniferus* Keys., *Choristites* ex gr. *priscus* Eichw. и др.

В одном пункте на левом берегу р. Уфы северо-западнее бумажной фабрики Михайловского завода в самых верхах пачки зернистых

известняков были найдены *Fusulinella pulchra* Raus. (в массовом количестве), *Campophyllum uralicum* Dobr., *Choristites* ex gr. *sowerbyi* Fisch.

Мощность всей пачки более 150 м. Общая мощность московского яруса здесь равна 600—700 м.

Еще выше располагается зона кремней, образовавшаяся за счет окремнения и выветривания зернистых известняков. Кремни в свою очередь перекрываются терригенными отложениями швагеринового горизонта (на левобережье р. Уфы) или конгломератами тастубского или стерлитамакского горизонтов (на правобережье р. Уфы). Таким образом, здесь устанавливается перерыв в основании сакмарского яруса, разрыв нижежелезистых известняков и выветривание последних.

Разрезы московского яруса подобного типа, представленные терригенными породами, содержащие мощные пачки и линзы афанитовых и зернистых известняков, прослеживаются к северу от Михайловского завода почти до Бисертского завода и к югу до широты г. Нязепетровска. При этом в восточных разрезах преобладают песчано-сланцевые отложения, в центральных — афанитовые известняки и в западных — зернистые известняки. Известняки также широко развиты в районе с. Шокурово.

К югу от широты г. Нязепетровска известняки исчезают, и здесь преобладает южный тип разреза, представленный песчаниками, сланцами и конгломератами, получивший название абдрезяковской (Наливкин, 1949) или турсакальской свиты (Смирнов, 1950).

В основании московского яруса в юго-западных разрезах (по р. Ай, до меридиана ст. Сулея) располагается толща известковистых брекчий и конгломератов, состоящих из обломков известняков башкирского и визейского ярусов и более древних пород. В цементе этих пород встречены *Fusulina samarica* Raus. et Bel., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen., *Ozawainella* sp., указывающие на верхнемосковский их возраст. Мощность от 20 до 80—100 м. К северо-востоку известняковые брекчии исчезают, а в конгломератах преобладают кремневые и кварцитовые гальки. В редких известняковых гальках содержится фауна башкирского и визейского ярусов. Мощность конгломератов в районе с. Аросланово достигает 400 м.

Верхняя, значительно бóльшая часть московского яруса сложена чередующимися полимиктовыми средне- и мелкозернистыми песчаниками и зеленовато-серыми глинистыми сланцами с редкими, маломощными прослоями конгломератов. Возле с. Аросланово из прослоя детритусового известняка, богатого фауной, определены фораминиферы *Pseudotriticites donetzius* (Lee), *Fusulina cylindrica* Fisch., *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusiella* ex gr. *typica* Lee et Chen, *Pseudostaffella* cf. *sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ozawainella* sp., характерные для мячковского горизонта платформы, и брахиоподы *Derbyia radiata* Fisch., *Dictyoclostus* sp. ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Choristites sowerbyi* Fisch., *Brachythyrida strangwaysi* (Vern.).

Выше залегает песчано-сланцевая толща верхнего карбона, обычно имеющая в основании прослой конгломерата.

Общая мощность московского яруса быстро возрастает с запада на восток: от 100—150 м по р. Ай до 1400 м возле с. Аросланово.

Важно отметить, что в пределах Уфимского амфитеатра присутствует почти исключительно верхняя половина московского яруса. Фауна аналогов каширского горизонта платформы была встречена лишь в единичных пунктах, а верейского — нигде. Таким образом, перерыв в основании московского яруса здесь доказывается не только наличием базальных конгломератов и брекчий, но и фаунистически.

К западу, в районе хребта Каратау и р. Юрюзани, песчано-сланцевая толща, по-видимому, фациально замещается черными и темно-зелеными аргиллитами с прослоями черных кремней и черных известняков мощностью около 20 м, перекрывающимися пачкой мощностью около 10 м слоистых афанитовых известняков, содержащих характерные гороховидные стяжения кремня. Эти отложения литологически аналогичны ташлинской свите, выделенной Д. Л. Степановым (1941) на Южном Урале. Их общая мощность 30—40 м.

Глинисто-карбонатный тип разреза. Описан О. Л. Эйнором (1955а) в бассейне р. Чусовой. Низы разреза, соответствующие по Эйнору верейскому горизонту платформы, представлены преимущественно аргиллитами, частью карбонатными, а также тонкослоистыми алевролитами. Им подчинены известняки, глинистые и детритусовые, серой окраски, а также зеленовато-серые мергели. Из фауны, приуроченной в основном к известнякам, определены фораминиферы — *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Al. cf. scelnevatica* (Putr. et Leont.), *Profusulinella ovata* Raus., *Pseudostaffella* ex gr. *sphaeroidea* (Hegn.) и др. и брахиоподы — *Orthotetes cf. regularis* Waag., *Chonetes cf. carboniferus* Keus., *Choristites priscus* Eichw., *Ch. sowerbyi* var. *donatica* Rot., *Ch. uralicus* var. *breviscula* Iv. et Iv. и др. Видимая мощность 61 м.

В Кизеловском районе самые низы московского яруса описаны Г. Д. Киреевой (1949). Они представлены здесь известняками афанитовыми и детритусовыми, слоистыми, серого цвета, с конкрециями кремней. В них содержатся фораминиферы: *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Al. cf. aljutovica* var. *elongata* (Raus.), *Profusulinella prisca* (Dergrat.), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Hegn.) и др. Указанная автором мощность 6—7 м.

В центральной и восточной частях Колво-Вишерского края, по данным А. А. Султанаева (1954) и его же неопубликованным материалам, московскому ярусу отвечают три свиты (снизу вверх): меньшая верхняя часть подмарьяновской¹, мартьяновская и надмартьяновская, которые сопоставлены с соответствующими горизонтами Русской плиты. Отложения московского яруса залегают на размытой поверхности пород, слагающих башкирский ярус. В общих чертах разрез следующий.

Аналоги верейского горизонта представлены органогенными известняками тонко- и мелкозернистыми, серыми и темно-серыми, тонкослоистыми и неяснослоистыми, с линзами и стяжениями кремней. Известняки обычно фораминиферовые, много водорослей, есть брахиоподы, криноидеи, мшанки, кораллы, гастроподы. В основании горизонта всюду прослежен брекчиевый известняк мощностью от 0,05 до 0,5 м. В связи с рецессивным характером разреза нижняя часть горизонта, возможно, отсутствует; кроме того, ввиду скользящего характера нижней границы мартьяновской свиты ее нижняя часть местами имеет верейский возраст, а на других участках верхняя часть подмартьяновской свиты соответствует отложениям каширского горизонта Подмосковского бассейна.

Аналоги каширского горизонта соответствуют почти всей мартьяновской свите. Сложены переслаивающимися известняками и мергелями. Фауна встречается спорадически, брахиоподы нередко образуют

¹ А. А. Султанаев (1954) переименовал большую нижнюю часть подмартьяновской свиты в велгурскую. Ранее это название было предложено им же для отложений нижнего намюра (Чочна, 1955, стр. 137). В данном случае А. А. Султанаев употребляет первоначальные названия свит. (Прим. ред.)

ракушечник, есть криноидеи, кораллы и пр. Мощность отдельных слоев и пачек известняков изменяется от 0,1—0,2 до 7—8 м, мергелей — от 0,03—0,05 до 5—6 м, глин и алевролитов — от 0,01 — до 0,1—0,2 м.

Эквивалент подольского горизонта соответствует большей нижней части надмартьяновской свиты, а местами, по-видимому, и верхам мартьяновской. Представлен известняками, обычно органогенными, мелко- и тонкозернистыми, серыми, толстослоистыми, реже тонкослоистыми, есть стяжения и линзы кремней. Встречаются прослои брекчиевых известняков мощностью 0,3—0,5 м, свидетельствующие о внутриформационных перерывах. В нижней части иногда присутствуют прослои мергелей. Фауна обильна: фораминиферы, криноидеи, брахиоподы, кораллы, мшанки, гастроподы и пр.

Аналоги мячковского горизонта сложены известняками часто органогенными, преимущественно тонкозернистыми, серыми и зеленовато-серыми, тонкослоистыми, с линзами кремней. В верхней части горизонта появляются прослои мощностью 0,5—1,5 м доломитизированных известняков и доломитов светло-серого и грязно-белого цвета. Граница с верхним карбоном литологически не всегда четкая, точнее она проводится по фауне.

В Предуральском прогибе отложения московского возраста вскрыты в районе пос. Верхнечусовские Городки. Разрез вскрывшей их скважины № 2, по данным на конец 1931 г., был описан Г. А. Дуткевичем. К этому времени глубина скважины достигла 1800 м, и ее забой находился в отложениях верхней части нижнемосковского подъяруса. В соответствии с приведенными Дуткевичем списками фауны нами произведено расчленение отложений московского яруса на два подъяруса. В последнее время П. А. Софроницкий привел данные по скважинам № 1-х и 2-х, пробуренным в районе Верхнечусовских Городков. П. А. Софроницкий сообщает, что скважины вскрыли кровлю турнейского яруса. Однако приведенное им обобщенное описание среднего карбона на большой территории не позволяет использовать его данные для конкретного разреза. Детальные же разрезы упомянутых скважин у авторов отсутствуют. Можно только привести мощности горизонтов, которые указаны П. А. Софроницким для разрезов этих скважин: верейский 62—65 м, каширский 57 м, подольский 50 м, мячковский 68 м.

Верхняя часть нижнемосковского подъяруса представлена мергелями зеленовато-серой и темно-серой окраски, известковистыми аргиллитами и глинистыми сланцами, а также темно-серыми глинистыми известняками. К последним в большинстве случаев приурочены находки фауны — фораминиферы *Eostaffella* ex gr. *parva* (Moell.), *Pseudostaffella* cf. *confusa* (Lee et Chen), *Profusulinella* sp. и др., брахиоподы — *Derbyia* sp., *Chonetes carboniferus* Keys., *Choristites* ex gr. *mosquensis* Fisch., *Ch. cf. priscus* Eichw. и др. Мощность в скв. № 2 (глубина 1744—1798 м) 54 м.

Верхнемосковский подъярус в нижней части (мощностью 39 м) сложен чередующимися глинистыми сланцами, слабоизвестковистыми, зеленовато-серыми и темно-серыми и органогенными известняками буровато-серой окраски. В известняках здесь присутствуют фораминиферы — *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ps. confusa* (Lee et Chen), *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell. и др.; брахиоподы — *Chonetes carboniferus* Keys., *Waagenonchona irginae* Stuck., *Canrinella parvula* Nik., *Neospirifer* cf. *cameratus* (Mart.).

Большая верхняя часть подъяруса (128 м) представлена известняками и доломитизированными известняками органогенными и орга-

ногенно-обломочными, нередко фораминиферовыми, слоистыми, светло-бурой и буровато-серой окраски, иногда темно-бурой. Отсюда определены многочисленные фораминиферы — *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusiella typica* Lee et Chen, *Fusulinella bocki* Moell., *F. pseudo-bocki* Lee et Chen, *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Pr. rhomboides* (Lee et Chen), *Pseudostaffella paradoxa* (Dutk.), *Pr. confusa* (Lee et Chen), *P. ozawai* (Lee et Chen), *Ps. sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Schubertella lata* Lee et Chen и многие другие; брахиоподы — *Derbyia semiplanus* Waag., *Linoproductus* cf. *lineatus* Waag., *L. cora* d'Orb., *Neophricodothyris asiatica* (Chao), *Neospirifer* cf. *cameratus* (Mart.), *Choristites uralicus* Leb., *Choristites mosquensis* Vern., *Ch. priscus* Eichw. и др. Мощность в скв. № 2 (глубина 1577—1744 м) 167 м.

В Юрюзано-Айской впадине Предуральяского прогиба отложения московского возраста вскрыты скв. № 4, вблизи д. Юкаликулево на р. Ай. По данным А. Я. Чагаева, нижняя часть московского яруса представлена аргиллитами слабоизвестковистыми, мергелями и доломитами; окраска пород темно-серая и коричневатая-серая. В небольшом количестве встречаются брахиоподы: *Chonetes* ex gr. *carboniferus* Keys., *Spirifer* sp. и др. Мощность 90 м при глубине 1288—1379 м. Верхняя часть яруса сложена известняками серыми, с маломощными прослоями темно-серых мергелей и аргиллитов. Мощность 60 м при глубине 1228—1288 м.

Карбонатный тип разреза. Развиг в краевой части Русской плиты и расчленен на горизонты в соответствии с местной схемой этого региона. Литологически отложения московского яруса расчленены здесь на нижнюю терригенно-карбонатную и верхнюю карбонатную толщи.

По данным В. М. Познера, Т. И. Кириной и др. (1957), к верейскому горизонту относится нижняя часть терригенно-карбонатной толщи мощностью от 20 м на западе до 36 м на востоке. Эта часть разреза может быть подразделена на две пачки. Нижняя пачка сложена серыми известняками, нередко песчаными. В верхней пачке песчаные известняки переслаиваются с мергелями и алевролитами. В основании горизонта наблюдаются скопления галек и обломков карбонатных пород и кремня. Вероятно, они документируют перерыв в отложении осадков в начале московского века. Фауна представлена криноидеями, фораминиферами, брахиоподами. Фораминиферы: *Fusulina triangula* (Raus. et Bel.), *Profusulinella parva* Lee et Chen, *P. aljutovica* Raus., *Pr. elongata* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Schubertella pauciseptata* Raus. и др.

Каширский горизонт охватывает верхнюю часть терригенно-карбонатной толщи, литологически неотличимой от ее нижней части. В нижней части горизонта появляются: *Profusulinella saratovica* Putr., *P. skelnevatica* Putr., *P. postaljutovica* Saf., *P. prisca* Deprat., *Schubertella magna* Lee et Chen, *Sch. pauciseptata* var. *globulosa* Saf. и др. Мощность 30—40 м.

Верхняя часть горизонта представлена преимущественно доломитами нижней части карбонатной толщи с фораминиферами: *Hemifusulina dutkevichi* var. *samarensis* Raus., *H. polasnensis* Saf., *Eofusulina triangula* var. *rosdorica* Putr., *Profusulinella polasnensis* Saf., *P. prisca* var. *sphaeroidea* Raus., *Pseudostaffella larionovae* Raus. et Saf., *Ozawainella fragilis* Saf. и др. Мощность 55—70 м. Мощность всего каширского горизонта изменяется от 78 до 111 м.

Отложения подольского и мячковского горизонтов представлены известняками, нередко доломитизированными, и доломитами. Фауна

многочисленна и многообразна: фораминиферы, водоросли, брахиоподы, остракоды, мшанки, кораллы и пр.

Нижняя граница подольского горизонта обосновывается появлением *Fusulinella praetypica* Saf., *Pseudostraffella ozawai* Lee et Chen, кроме того, встречаются *Wedekindellina subovata* Saf., *Fusulina ozawai* Raus. et Bel., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *Profusulinella librovichi* (Dutk.), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Ozawainella mosquensis* Raus., *O. angulata* Col., *Schubertella obscura* var. *procera* Raus., *Eostaffella korobcheevi* Raus. и др.

Граница с мячковским горизонтом проводится по появлению типичной *Fusulinella bocki* Moell. Для мячковского горизонта характерны: *Fusulina consobrina* Saf., *F. samarica* Raus. et Bel., *F. elegans* Raus. et Bel., *Wedekindellina uralica* (Dutk.), *Fusulinella bocki* Moell., *F. pulchra* Raus. et Bel., *Pseudostaffella confusa* (Lee et Chen), *Ps. sphaeroidea* (Ehr.), *Schubertella inflata* Raus. и др. Мощность подольского и мячковского горизонтов изменяется от 100 до 152 м.

Общая мощность отложений московского яруса в описываемом районе достигает 240—260 м.

Ближний, в общих чертах, разрез вскрыт скважиной у разъезда Пудлинговый. Характерны желваки и гнезда, а в верхней части — прослой ангидрита. Не имеет существенных отличий от вышеописанного и разрез в районе ст. Чернушка. Мощность отложений московского яруса, по В. М. Познеру (1957), в разрезе у разъезда Пудлинговый равна 297 м, а в районе ст. Чернушка — 312 м.

В районе Чердыни московский ярус представлен теми же двумя толщами, что и в районе Перми. Отмечаются многочисленные включения ангидрита и реже гипса. Фауна обильна и разнообразна; в отдельных горизонтах определены следующие брахиоподы: в верейском — *Chonetes carboniferus* Keys., *Buxtonia* ex gr. *scabricula* (Mart.), *Choristites* cf. *inferus* Ivan. var. *teschevi* Ivan. и др.; в каширском — *Choristites sowerbyi* Tschern. var. *alata* Iv.; в подольском и мячковском — *Choristites priscus* Eichw., *Ch. sowerbyi* Fisch., *Meekella eximia* Eichw. и др. Мощности горизонтов, по В. М. Познеру, Т. И. Кириной и др. (1957), соответственно равны 30, 40, 83 м (подольский + мячковский); мощность всего яруса достигает 153 м. Н. Г. Чочиа (1955) приводит несколько иные цифры: 60, 28, 78 м, а для всего яруса — 186 м.

Верхний отдел

Верхнекаменноугольные отложения в рассматриваемой части западного склона Урала, Предуральского прогиба и краевой части Русской плиты в ряде случаев удается разделить на ярусы, значительно реже представляется возможным выделить горизонты. В фаунистически слабо охарактеризованных разрезах их описание приводится для всего отдела в целом.

Для верхнего карбона, так же как и для среднего, устанавливается три основных типа разрезов. На востоке, там, где в верхнем карбоне развивался Предуральский прогиб, распространена песчано-сланцевая толща флишевого облика. Западнее, вдоль западного борта этого прогиба, терригенные отложения сменяются карбонатными, причем в последних близ зоны перехода появляются крупные линзы массивных известняков рифового облика. Наконец, еще западнее, в Предуральском прогибе пермского времени и в краевой части Русской платформы, верхнекаменноугольные отложения представлены обычно карбонатной фацией без рифов.

Терригенный тип разреза. В наиболее восточных выходах, известных в верховьях р. Большого Ика, возле ст. Ункурда и по р. Бисерти у мельницы с. Киргишаны, верхний карбон представлен ритмично чередующимися глинистыми сланцами и песчаниками, содержащими редкие прослои глинистых известняков и конгломератов. Последние развиты преимущественно в основании разреза. В западных районах количество песчаников убывает, а конгломераты исчезают. Подобный тип разреза верхнего карбона выделен в отдельную васелгинскую свиту. Обнаженность пород верхнего карбона плохая, и полный разрез его составить не удастся. По своему облику вся толща похожа на терригенные отложения московского и сакмарского ярусов, поэтому границы верхнего карбона проводятся здесь главным образом по фауне. Последняя встречается редко. Конгломераты, появляющиеся местами в низах разреза, обычно являются мелкогалечными и состоят преимущественно из галек кварцита и кремней. Из фораминифер здесь встречены: *Triticites montiparus* (Moell.), *Tr. volgensis* Raus., *Tr. communis* Raus., *Tr. arcticus* (Schellw.), *Quasifulina longissima* Moell., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. usvae* Dutk. Характер и распределение фауны показывают, что присутствуют как нижняя, так и верхняя часть гжелского яруса.

Подобного типа разрезы прослеживаются от р. Ай на юге и до Староуткинского завода на севере. Мощность их меняется от 600 до 800 м на юге до 200—250 м на севере.

К юго-западу от р. Ай песчаники выклиниваются, и весь разрез сложен плотными зелеными аргиллитами с подчиненными прослоями мергелей, обломочных известняков и мелкозернистых песчаников. Мощность верхнего карбона меняется от 60 до 190 м.

К северу от Староуткинского завода песчано-сланцевые отложения через кремнисто-сланцевые переходят в карбонатные.

Карбонатный тип разреза с рифогенными образованиями. Разрезы этого типа отличаются от обычных платформенных карбонатных разрезов наличием пластов гидроактиноидных рифогенных известняков, небольших рифовых массивов и преобладанием органогенных известняков над доломитизированными известняками.

Лучшие разрезы этого типа полнее всего изучены по р. Чусовой возле Плакун Камня и возле ст. Кын, а также в наиболее восточных разрезах Колво-Вишерского края, по правому берегу р. Березовой, у устья р. Расы и по р. Колве, возле деревень Таловой и Суры.

Приведем описание разреза в районе Плакун Камня на р. Чусовой, составленное В. Д. Наливкиным (1955). Здесь на известняках, содержащих фораминиферы, близкие мячковскому горизонту, без всякого перерыва залегают (снизу вверх):

1. Известняки, доломитизированные пористые, иногда псевдобрекчиевидного строения. Среди них имеются прослои темно-серых плотных известняков 20—30 м
2. Известняки, серые плотные, слонстые, фузулиновые, гидрактиниодные, кремненные криноидные и пористые доломитизированные. Здесь были собраны *Triticites* ex gr. *montiparus* Moell., *Tr. paramontiparus* var. *mesopachys* Ros., *Tr. umbonoplicatus* Raus., *Tr. stuckenbergi* Raus. (примерно средняя часть гжелского яруса) 17—19 „
3. Известняки, светло-серые, почти афанитовые, с редкими криноидеями, одиночными кораллами и многочисленными гидрактиниоидами 3 „
4. Известняки темно-серые битуминозные, с кораллами, брахиоподами и фораминиферами. Отсюда определены *Triticites* cf. *umbonoplicatus* Raus., *Tr. sp.* ex gr. *rossicus* Schellw. 15 „

Общая мощность этой части разреза, которую можно отнести к абзановскому горизонту унифицированной схемы карбона Урала, изменяется от 50 до 80 м.

Выше располагается межрифовая глинистая толща или же небольшие гидроактиноидные рифы. Контакты как с теми, так и с другими задернованы.

Межрифовые отложения сложены чередующимися: 1) слоистыми органогенно-обломочными изветняками, обычно криноидными; содержание нерастворимого остатка равно 4%; характерно окремнение органических остатков; встречаются стяжения кремня; мощность прослоев подобных известняков равна 0,3—0,5 м; 2) черными плотными битуминозными мергелями; содержание нерастворимого остатка 18—35%; мощность прослоев 0,05—0,3 м; 3) тонкоплитчатыми темно- и желтовато-серыми мергелями с фукоидами; мощность прослоев 0,05—0,2 м; 4) зеленовато-серыми глинистыми сланцами, залегающими в виде тонких прослоев; в них были собраны фораминиферы: *Triticites* ex gr. *arcticus* (Schellw.), *Tr.* ex gr. *paraarcticus* Raus., *Tr. atelicus* Raus., *Tr. stuckenbergi* Raus., *Tr. communis* Raus., *Tr. aff. jigulensis* Raus., *Tr. aff. acutus* Dunbar et Condra, *Pseudofusulina* sp. (верхи гжельского, а местами и оренбургский ярус) и брахиоподы — *Enteletes kayseri* Waag., *Chonetes uralicus* Moell. var. *quadrata* Volch., *Buxtonia porrecta* Kut., *Spiriferina* sp. Мощность межрифовых отложений, по-видимому, не более 60—80 м.

Рифовый массив, обнажающийся здесь, залегаёт среди межрифовых отложений. Он представлен массивными гидрактинидами известняками, содержащими богатую и разнообразную фауну. Характерна инкрустационная структура. В краевых частях распространены массивные и слоистые криноидно-фузулиновые известняки с фораминиферами: *Triticites arcticus* (Schellw.), *T. baschkiricus* Ros., *T. atelicus* Raus., *T. jigulensis* Raus., *T. communis* Raus., *T. petchoricus* Raus., *Pseudofusulina* ex gr. *baituganensis* Raus.

Размеры рифа невелики. По простиранию он прослеживается на 1—1,5 км, а мощность его вряд ли превышает 100—150 м. Таким образом, общая мощность верхнего карбона здесь примерно равна 150—200 м.

Как рифовые, так и межрифовые отложения здесь перекрываются без видимого перерыва рифовыми известняками низов сакмарского яруса.

Восточнее, близ устья р. Койвы, присутствует только нижняя часть верхнего карбона, имеющая такой же характер и примерно такую же мощность, что и нижняя часть разреза в районе Плакун Камня.

Южнее, близ ст. Кын (р. Чусовая), а также севернее, по р. Усьве, в верхнем карбоне крупные рифовые массивы и межрифовые глинистые сланцы, мергели и известняки не развиты. Здесь весь разрез сложен характерными пористыми доломитами с пустотами от выщелоченных фузулинид, массивными гидрактинидами известняками рифового облика мощностью до 10—15 м и плотными, почти афанитовыми известняками с линзами кремня. Встречаются и зернистые органогенные известняки. В целом разрез похож на нижнюю подрифовую часть разреза на р. Чусовой. Мощность у ст. Кын равна 120 м, а по р. Усьве — около 220 м.

В Колво-Вишерском крае, по р. Колве у д. Талово и по р. Березовой у устья р. Расьи, гидрактиниодные, массивные, рифового облика известняки описаны Н. Г. Чочиа (1955). Более типичны рифовые известняки на р. Колве, образующие линзы мощностью 20—60 м среди слоистых известняков и известняковых брекчий. Общая мощность

верхнего карбона достигает здесь 340 м. По данным А. А. Султанаева (1954), к востоку от рифов развиты тонкослоистые, окремненные известняки, которые кончаются пачкой массивных известняков. Общая мощность 260—270 м. Еще восточнее, в верховьях р. Колвы, верхний карбон представлен аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков и конгломератов. К западу от рифового типа известняков, по видимому, распространены отложения верхнеберезовской свиты, представленной слоистыми органогенными и доломитизированными известняками и доломитами мощностью до 200—250 м.

В Предуральском прогибе верхнекаменноугольные отложения вскрыты скважинами в районе пос. Верхнечусовские Городки и в среднем течении р. Ай близ д. Юкаликулево. Это карбонатный тип разреза без рифов.

В районе Верхнечусовских Городков, в скв. № 2, разрез С₃ был описан Г. А. Дуткевичем. По приведенным им данным, отчасти дополненным Д. М. Раузер-Черноусовой (1940), можно выделить оба яруса верхнего карбона.

Гжельский ярус представлен доломитами и доломитизированными известняками, мелкозернистыми, буровато-серыми, местами кавернозными. Фауна многочисленна. Для низов разреза характерна параштафелловая фауна, откуда определены: *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *P. preobrajenskyi* (Dutk.), *P. pseudosphaeroidea* (Dutk.). Выше встречаются *Triticites simplex* (Schellw.), *T. arcticus* (Schellw.), *Rugosofusulina prisca* Ehra—Moell., *Fusiella granum—oryzae* (Dutk.) и др.; брахиоподы — *Krotovia pseudoaculeata* Krot., *Spiriferina* (?) *holzapfeli* Tschern. Мощность около 235 м (глубина 1342—1577 м).

К оренбургскому ярусу отнесена верхняя часть разреза, сложенная известняками и доломитизированными известняками, органогенно-обломочными, темно- и светло-бурными, с конкрециями кремней. Изредка встречаются фораминиферы — *Pseudofusulina krotowi* (Schellw.), *Fusulinella usvae* (Dutk.), *Pseudoendothyra* cf. *bradyi* (Moell.); кораллы *Caninia kokscharowi* Stuck. Мощность 48 м (глубина 1294—1342 м). Общая мощность С₃ достигает 283 м.

По данным П. А. Софроницкого, верхний карбон в районе Верхнечусовских Городков представлен доломитами и известняками с конкрециями кремней. Мощность 222—235 м.

В районе д. Юкаликулево на р. Ай, по данным А. Я. Чагаева, верхний карбон представлен мергелями, часто доломитизированными, иногда алевритистыми, тонкослоистыми, темно-серыми, местами с обуглившимся растительным детритом. Встречаются прослойки аргиллитов и глинистых известняков. Отсюда определены фораминиферы: *Triticites* sp., *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel. Мощность 95—100 м (глубина 1130—1228 м).

Несколько обнажений верхнего карбона имеется в окрестностях с. Нырб (к северу от г. Чердыни). По данным А. А. Султанаева, весь разрез представлен доломитизированными известняками и доломитами, мелкокристаллическими, слоистыми, имеющими серую, светло-серую, иногда грязно-белую окраску. Возраст описанной толщи определяется тем, что она подстилается фаунистически охарактеризованными известняками московского яруса, а перекрывается доломитизированными известняками нижнепермского возраста. Мощность 160—180 м.

В центральной и восточной частях Колво-Вишерского края к верхнему карбону относится большая нижняя часть верхнеберезовской свиты, по А. А. Султанаеву (1954). Верхи этой свиты мощностью 80—100 м имеют ассельский возраст.

Верхний карбон представлен в центральной части края переслаиванием доломитизированных известняков с доломитами. Нижняя часть разреза почти целиком сложена доломитами, известняки появляются лишь в более высоких частях. Фауна сравнительно редка и представлена фузулидами, криноидеями, брахиоподами, одиночными кораллами, мшанками, гастроподами, водорослями и гидрактиноидами.

По направлению к востоку происходит постепенное замещение доломитов серыми толстослоистыми известняками, в крайних восточных разрезах доломитов уже нет, а в известняках появляются линзы и стяжения кремней. Из нижней части верхнего карбона, вероятно, соответствующей авзянскому горизонту гжельского яруса, были определены *Protriticites ovatus* Putrja, *Triticites actutus* Dunbar et Condra, *T. rossicus* (Schellw.), *T. osagensis* Newell, *T. stuchenbergi* Raus., *Fusulinella* aff. *pulchra* Raus. и др., а несколько выше— *Triticites paraarcticus* Raus., *T. volgensis* var. *syzranica* Schlyk. и др. Мощность этой части разреза 70—90 м. Более высокие слои, по-видимому, соответствуют зианчуринскому горизонту гжельского яруса и содержат *Triticites jigulans* Raus., *Tr. jigulensis* var. *intermedia* Schlyk., *Tr. volgensis* var. *rotunda* Schlyk. и др. Мощность данной части свиты 70—80 м. Наконец, из слоев, вероятно, отвечающих оренбургскому ярусу, были определены *Daixina* aff. *sokensis* Raus., *Triticites* aff. *dictyophorus* Ros., *Fenestella veneris* Fisch., *Neophricadothyris asiatica* (Chao) и др. Мощность слоев, отнесенных к оренбургскому ярусу, достигает 50—70 м.

Мощность верхнекаменноугольных отложений изменяется от 200—230 м на западе до 250—300 м на востоке; при наличии рифов — до 340 м.

Карбонатный платформенный тип разреза. По Г. С. Порфирьеву (Познер, 1957), в районе г. Перми верхний карбон представлен сильно доломитизированными известняками и доломитами, широко развита сульфатизация. Граница со средним карбоном нечеткая, проводится с трудом. Аналогичного типа разрезы, с некоторыми местными особенностями, вскрыты в Северокамске, Лобаново (тонкие прослои глины). Фауна редка: фораминиферы, ругозы, гидроидные полипы и брахиоподы. В Северокамске из верхней части разреза определены фораминиферы: *Fusulinella pulchra* Raus. et Bel., *F. ex gr. usvae* Dutk., *Pseudoendothyra pseudosphaeroidea* (Dutk.), мощность изменяется от 113 до 252 м.

К югу от Перми разрез сходен с описанным. Мощность, по данным Г. С. Порфирьева, у ст. Чернушка 227 м, у ст. Чад 207 м и у разъезда Пудлинговый 223 м.

В районе г. Чердыни верхний карбон представлен доломитами и доломитизированными известняками с включениями гипса. Есть прослои мергелей и глины (10—20%). Мощность по А. А. Апродовой и Т. П. Сафоновой 141 м, по Г. С. Порфирьеву 159 м, по Н. Г. Чочиа 168 м.

*
*
*

В течение всего среднего и позднего карбона общая схема фациальных соотношений сохранялась примерно одной и той же. В юго-восточной части Уфимского амфитеатра, наиболее приближенной к поднявшейся в то время Уральской кордильере, откладывались мощные толщи терригенных осадков. Западнее, куда терригенный материал не доносился, происходило накопление известковых осадков, часто сопровождающихся стяжениями кремней. Еще западнее, по-видимому, в более мелких участках моря, примешивались магнезиальные осадки,

а местами и сульфаты. На этом фоне выделяются районы хребта Каратау и Полюдова Камня, представлявшие собой древние положительные структуры. В их пределах получают развитие своеобразные фации и уменьшаются мощности осадков. Однако отдельные отрезки времени характеризовались своими особенностями, обусловленными общим ходом геологической истории.

В конце намюрского — в начале башкирского веков Русская платформа испытала подъем, который вызвал небольшой размыв, фиксированный в разрезе прослоем (а иногда и несколькими) брекчиевого известняка, залегающего в основании башкирского яруса во всех сокращенных карбонатных разрезах. Этот подъем сказался и в Уральской геосинклинали, в ряде районов которой накопление визейско-намюрских известняков сменилось отложениями терригенных осадков, а в основании их обычно наблюдался перерыв. Лишь в краевой части Русской платформы, вовлекавшейся в погружение, подъем был незамечным. Здесь наблюдается постепенный переход нижнекаменноугольных известняков в известняки башкирского яруса.

В пределы рассматриваемого района попадает лишь миогеосинклинальная часть Уральской геосинклинальной области башкирского века. Отложения башкирского возраста сохранились в восточной части Уфимского амфитеатра. Здесь в районе ст. Ункурда и по р. Ураим развиты преимущественно песчано-сланцевые отложения мощностью 300—600 м. Среди них, как указывает Г. А. Смирнов (1956), имеются прослой и пачки афанитовых и зернистых известняков мощностью до нескольких десятков метров. В основании располагается пачка известняковых конгломератов-брекчий. К юго-западу и северо-западу от них роль известняковых пачек в разрезе постепенно возрастает, и через взаимное вклинивание терригенная толща постепенно переходит сначала в карбонатную с прослоями глин, а затем в чистые известняки. Этот переход осуществляется примерно на расстоянии 15—20 км. Следует отметить, что на северо-западе в районе Михайловского завода большое распространение получают известняки с рассеянными гальками кремней и кварцитов, а также известняковые конгломераты.

Для западной и особенно северо-западной частей описываемой территории, где распространены платформенного типа осадки, как указывают В. М. Познер, Т. И. Кирина, Г. С. Порфирьев и др. (1957), характерно наличие прослоев оолитовых, брекчиевых и конгломератовидных известняков, говорящих о крайнем мелководье моря и сильном движении воды. Подобный тип разреза развит и в Колво-Вишерском крае. На юге, в районе Бирска и г. Уфы, брекчиевые и конгломератовые известняки не распространены, здесь море было глубоким и спокойным.

В поле развития известняковых фаций выделяется район хребта Каратау, где появляются доломиты, район Полюдова Камня и Ксенофонтово, где имеется примесь глинистого, а также доломитового материала, и район Кизеловского бассейна, где тоже присутствуют глинистые прослой. Первые два района, как уже указывалось выше, отвечают древним положительным структурам, а в последнем, видимо, сказывается влияние Уральской геосинклинали, из которой поступал терригенный материал. На месте Ксенофонтовской структуры располагался остров.

Помимо перечисленных двух структур, в башкирский век поднятие испытывала, по-видимому, и южная часть Башкирского свода, на что указывает наблюдавшееся здесь уменьшение мощностей.

В начале московского века произошло новое поднятие всей территории. На востоке оно вызвало заметный перерыв, фиксируемый в пре-

делах Уфимского амфитеатра. Здесь осадконакопление в ряде мест не возобновлялось до позднемосковского времени. Отчетливый перерыв устанавливается местами и по р. Чусовой. Так, например, в устье р. Шайтанки (в 15 км выше г. Чусового) размыт почти весь башкирский ярус. На западе также повсеместно существует перерыв, и отложения московского возраста начинаются пластом конгломерата и брекчии.

Терригенные фации раннемосковского времени в этом районе почти неизвестны. Лишь в одном пункте (Уфимский амфитеатр) были определены фораминиферы, свойственные аналогам каширского горизонта. Здесь верхнемосковские отложения залегают сразу на башкирских со стратиграфическим перерывом. Также не установлен характер фациального перехода их в карбонатные фации, но по аналогии с башкирским ярусом и верхнемосковским подъярусом можно думать, что он происходил путем взаимного вклинивания.

Для карбонатных фаций московского яруса так же как и для соответствующих фаций башкирского яруса, характерна значительная мелководность осадков и, как указывают В. М. Познер, Т. И. Кирина, Г. С. Порфирьев и др. (1957), наличие местами внутриформационных перерывов. Несколько большую глубину море имело на юге и местами на востоке.

В отличие от пород башкирского яруса отложения нижнемосковского подъяруса содержат значительную примесь глинистого, а на востоке и песчаного материала. Появление его можно объяснить усилением дифференцированных тектонических движений, в результате которых образовались участки суши к юго- и северо-западу от Волго-Уральской области и гористые острова в Уральской геосинклинали.

В западных разрезах (Пермское Прикамье и юг Колво-Вишерского края), отвечающих наиболее мелководным участкам моря, в каширском горизонте появляются прослой доломитов.

Район хребта Каратау и Колво-Вишерский край по-прежнему испытывали относительное поднятие. В первом районе нижнемосковский подъярус обычно выпадает из разреза, а во втором в раннемосковское время на Ксенофонтовской структуре продолжал существовать остров, исчезнувший в позднемосковское время. Кроме того, здесь широкое распространение имеет глинистый и песчаный материал и, наконец, наблюдается сокращение мощностей, совпадающее с современными положительными структурами.

Появление песчаного материала в Кизеловском бассейне так же, как и для башкирского века, по-видимому, объясняется близостью островов в пределах Уральской геосинклинали. Можно предполагать, что по этой же причине в Предуральском прогибе, в районе Верхнечусовских Городков, обогащены терригенным материалом отложения нижнемосковского подъяруса и нижняя часть верхнемосковского. В Юрюзано-Айской впадине Предуральского прогиба отложения нижнемосковского подъяруса также богаты терригенным материалом, что можно объяснить их приносом из Уральской геосинклинали, где в это время существовали острова, как, например, в районе Михайловского завода, где отложения раннемосковского возраста отсутствуют.

Судя по сокращению мощностей, поднятие испытывала северная часть Башкирского свода и, возможно, Краснокамско-Полазненский вал.

Позднемосковское время отвечает максимуму среднекаменноугольной трансгрессии на Русскую плиту из Уральской геосинклинали и, вероятно, усилению горообразовательных процессов в краевой части эвгеосинклинали, где располагалась высокая кордильера. Слагавшие

ее гористые острова, дававшие огромное количество песчаного и галечного материала, придвинулись непосредственно к юго-восточной части Уфимского амфитеатра, распространяясь уже в пределы миогеосинклинали. В удалении от береговой полосы временами происходило накопление карбонатов, образовавших мощные пачки известняков, известных в разрезе у Михайловского завода. Карбонатными породами представлен разрез верхнемосковского подъяруса в Юрюзано-Айской впадине, в районе среднего течения р. Ай близ д. Юкаликулево (скв. № 4). Дальше к северу и северо-западу роль известняков еще более увеличивается, и через взаимное вклинивание терригенная толща сменяется известняковой.

К юго-востоку, в районе хребта Каратау, характер этого фациального перехода не ясен, и, возможно, он будет другого типа. Если ташлинская свита кремнистых аргиллитов и известняков с гороховидными конкрециями отвечает верхнемосковскому подъярису, то можно предположить, что здесь терригенные фации отделялись от карбонатных глубокой впадиной, в которой откладывались маломощные глинисто-кремнистые осадки этой свиты. Однако, скорее всего, ташлинская свита соответствует лишь верхней части мячковского горизонта Русской плиты, а нижняя часть его вместе с аналогом подольского горизонта размыты. В этом случае о характере фациального перехода ничего сказать нельзя.

Непосредственно к переходным терригенно-карбонатным фациям примыкают чисто известняковые фации с небольшой примесью кремнистого материала. Они известны в западной части Уфимского амфитеатра, к югу и северу от хребта Каратау, в восточной части Колво-Вишерского края и отвечают наиболее глубоким участкам моря.

На западе развиты известняково-доломитовые осадки, среди которых, в районе г. Чердыни и по р. Северной Кельтме, увеличивается количество включений и линз (до 50 см) гипса и ангидрита. В целом в позднемосковское время московский бассейн был более глубоководным и спокойным, чем в более ранние этапы среднекаменноугольной истории.

Тектонические структуры, существовавшие в это время, влияли на распределение фаций и мощностей заметно слабее, чем раньше, что, по-видимому, указывает на замедлившийся рост платформенных поднятий. Интересно отметить, что такое же выравнивание фаций и мощностей наблюдается и в другие эпохи максимальных трансгрессий, например в позднефранское и в поздневизейское время.

Можно найти указания на продолжавшийся рост основных структур на Русской плите. Подъем хребта Каратау устанавливается по сокращению мощностей; рост Башкирского свода и Краснокамско-Полазинского вала намечается по увеличению количества доломитов (что характерно для мелководья); и, наконец, существование древних структур в Колво-Вишерском крае — как по сокращению мощностей отложений, так и по появлению прослоев брекчий и конгломератов в районе Ксенофонтово и глинистого материала на Полюдовском, Колчимском, и Тулымпарминском поднятиях.

Необходимо отметить, что в среднекаменноугольную эпоху начала формироваться новая важная структура — Предуральский внешний прогиб. Его возникновение устанавливается по наличию осадков, свидетельствующих о начавшемся прогибании, и по появлению флишевых формаций. Прогиб располагался восточнее, чем краевой прогиб, в позднекаменноугольную и раннепермскую эпохи, и в его пределах еще не возникла полоса относительно глубоководных отложений. Об этом можно судить по фациальному переходу терригенных отложений

в карбонатные через взаимное вклинивание и отсутствие между ними глубоководных глинисто-мергельных фаций.

В позднекаменноугольную эпоху происходит регрессия моря на Русской плите. В пределах Уральской геосинклинали начались горообразовательные движения, о чем можно судить по наличию молассовой формации в пределах Уфимского амфитеатра. Береговая линия моря и Предуральский прогиб переместились здесь, по сравнению с концом среднего карбона, к западу. Соответственно с этим песчано-глинистый материал молассы стал выноситься значительно дальше. К востоку от Уфимского амфитеатра, по-видимому, образовалась первая горная цепь герцинид Палеоурала. На юго-востоке Уфимского амфитеатра близ берега накапливались галечники и песчаники. Западнее протягивалась полоса песчано-глинистой молассы. К северу и югу от области Уфимского амфитеатра еще сохранялся геосинклинальный режим. Здесь, вдоль восточного борта прогиба, располагалась полоса флишевых песчано-глинистых отложений, а затем глинисто-карбонатных, относительно глубоководных, приуроченных к центру прогиба. Примеры таких разрезов известны у пос. Илим (р. Чусовая) и по рекам Симу, Гремячке и Уку на хребте Каратау. Осадки флишевой формации появились и в восточной части Колво-Вишерского края, что свидетельствует о возникновении здесь кордильеры.

Вдоль западного борта Предуральского прогиба, на границе с карбонатными фациями, местами возникли рифовые массивы, явившиеся предшественниками крупных сакмарских рифов. Последние иногда, как, например, на р. Чусовой у Плакун Камня (Наливкин, 1955) и в Ишимбаевском районе, вырастали на позднекаменноугольных рифах.

Рифовые массивы, приуроченные к западному борту Предуральского прогиба позднекаменноугольной эпохи, в пределах рассматриваемой территории известны на р. Чусовой и в Колво-Вишерском крае (Чочиа, 1955). По А. А. Султанаеву (1954), в пределах последнего восточнее рифов к центру впадины приурочены относительно глубоководные тонкослоистые глинистые известняки с многочисленными линзами и включениями кремней. К востоку они замещаются песчано-глинистой толщей, содержащей прослой известняков. Западнее полосы рифов развиты органогенные известняки, содержащие на востоке значительное число массивных линз и прослоев гидрактиниоидных известняков и включения кремня. Еще западнее появляются прослой доломитов, которые далее начинают преобладать в разрезе. Здесь местами, как, например, в районе Полазны, а также на западе Колво-Вишерского края становится заметной примесь ангидритов и гипсов.

В целом распределение фаций, если исключить появление рифов и относительно глубоководных глинисто-карбонатных отложений, очень сходно с тем, которое указывалось для позднемосковского времени.

В позднекаменноугольную эпоху продолжали формироваться те же крупные структуры, которые существовали в среднем карбоне.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА

В пределах восточного склона Урала каменноугольные отложения пользуются распространением на всем его продолжении и представлены разнообразными осадочными и магматическими породами.

Описание каменноугольных отложений восточного склона Среднего Урала имеется в трудах Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кайзерлинга (1847), М. Гринвальда (1857), Х. Пандера (1862), А. П. Карпинского (1880, 1913), А. А. Краснопольского (1908), И. И. Горского

(1928, 1931 и др.), Л. С. Либровича (1925, 1939, 1941 и др.), Н. Ф. Мамаева (1947), А. А. Петренко (1946, 1953), А. А. Пронина (1940, 1942, 1947, 1952, 1953, 1960д), Г. А. Смирнова (1957), А. А. Султанаева (1957, 1960) и др.

Распространены каменноугольные отложения на восточном склоне Среднего Урала в двух зонах синклиналичного типа: в восточной ветви Тагильско-Магнитогорского погружения, названной А. А. Прониным (1960е) Аятско-Свердловской синклиналью, и более широко в Алапаевско-Каменском погружении¹.

Граница между девонскими и каменноугольными отложениями на восточном склоне Среднего Урала в разрезе представлена очень нечетко: она проходит внутри однородной флишоидного типа толщи, близкой или даже тождественной известной зилаирской формации, нижняя часть которой относится к фаменскому ярусу девона, а верхняя к нижнему турне. Местами в переходных от девона к карбону слоях содержится небогатая фауна брахиопод и головоногих, напоминающая, по мнению Д. В. Наливкина, фауну пильтонских слоев Англии. Таким образом, граница между девонем и карбоном здесь может быть определена только по фауне: по появлению ее элементов, получивших распространение в турнейский век.

В составе каменноугольной системы на восточном склоне Урала выделяются нижний, средний и предположительно верхний ее отделы (рис. 12).

Нижний отдел

Нижний отдел карбона на восточном склоне Среднего Урала подразделяется на турнейский, визейский и намюрский ярусы.

Турнейский ярус

Турнейский ярус как самостоятельный член стратиграфического разреза на восточном склоне Среднего Урала был выделен и палеонтологически обоснован А. А. Прониним в 40-х — начале 50-х годов, когда им и Т. В. Прониной при геологосъемочных работах в Режевском и Алапаевском районах было установлено широкое распространение известняков турнейского яруса. Изучение разрезов позволило даже подразделить толщу турнейских отложений на ряд местных горизонтов, отличающихся по составу фауны. Сопоставление этих горизонтов и других местных подразделений карбона восточного склона Среднего Урала с унифицированной схемой карбона Урала приведено в табл. 14.

Почти каждый из выделяемых в стратиграфическом разрезе местных горизонтов в разных районах восточного склона Среднего Урала представлен отложениями различного фациального типа, так что условно можно выделить следующие основные группы фаций: 1) фации карбонатных пород; 2) фации терригенных (обломочных) пород; обе эти группы связаны промежуточными фациями флишоидного типа; 3) фации основных вулканогенных (эффузивных и туфогенных) пород; 4) фации кремнистых пород, пространственно и генетически тесно связанные с фациями предыдущей группы.

Стратиграфия турнейского яруса в тех разрезах, где он сложен содержащими фауну осадочными породами, представляется в следующем виде.

¹ В главе «Тектоника» эти структуры описаны под наименованиями Свердловская синклиналь как часть Восточно-Уральского поднятия и Алапаевско-Теченский мегасинклинорий как часть Восточно-Уральского прогиба. (Прим. ред.)

Система	Уровень	Ярус	Содержит ли формаменты	Мощность, м	Разрез	
Н О Б Д А К Н	Верхний	С ₃	С ₃	250		Обломочные породы-песчаники, конгломераты, глинистые сланцы пестроцветной окраски с отпечатками растений, местами с залежами гипса.
						Обломочные породы-песчаники, конгломераты, глинистые сланцы с прослоями известняков и мергелей; иногда значительные пачки известняков. Фауна: <i>Parastaffella moelleri</i> , <i>Profusulinella parva</i> , <i>P. rhomboides</i> , <i>Fusulinella</i> sp., <i>Wedekindellina aff. elina</i> , <i>Productus (Linoproductus) cora</i> , <i>Choristites mosquensis</i> и другие.
	Средний	С ₂ а	С ₂ а	250		Сланцы с прослоями известняков с <i>Pseudostaffella antiqua</i> , - углистые и глинистые сланцы с прослоями угольной сажи. Перерыв и угловое несогласие.
						Разнообразные известняки, мергели, известковые и глинистые сланцы, песчаники, конгломераты. В карбонатных породах фауна: <i>Dictyoelostus hermesonius</i> , <i>Cravenoceras recharsonianum</i> , <i>Gastrioceras marianum</i> и другие. Небольшие покровы альбитофиров и порфиристов.
	Нижний	С ₁ а	С ₁ а	100-100		Светлые массивные известняки с многочисленной и разнообразной фауной.
						С ₁ б
	С ₁ в	С ₁ в	200-300	Серые массивные или грубослоистые известняки с фауной: <i>Chaetetes radians</i> , <i>Syringopora parallela</i> , <i>S. ramulosa</i> , <i>S. gracilis</i> , <i>Lithostrotion junceum</i> , <i>L. irregulare</i> , <i>L. caespitosum</i> , <i>L. portlocki</i> , <i>Dibunophyllum turbinatum</i> , <i>Chonetes papilionacea</i> , <i>Productus (Gigantella) ex gr. giganteus</i> , <i>Pr. (Gigantella) maximus</i> и другие.		
		С ₁ г	С ₁ г	200	Слоистые глинистые известняки и известняковые сланцы с <i>Gigantoproductus mirus</i> .	
	С ₁ д	С ₁ д	100-200	Глинистые сланцы, мергели с прослоями известняков, песчаники с растительными остатками, редкие прослои углистых сланцев и углей.		
		С ₁ е	С ₁ е	100-150	Песчаники, конгломераты, глинистые и углистые сланцы с пластами угля и растительными отпечатками: <i>Sphenopteridium bifidum</i> , <i>Sphenophyllum teneritum</i> , <i>Stictaria ficoides</i> , <i>Lepidodendron glincaum</i> и др.; иногда небольшие покровы основных вулканических пород, прослои известняков.	
	С ₁ ж	С ₁ ж	С ₁ ж	100-200	Песчаники, конгломераты, сланцы с растительными отпечатками и прослоями известняков.	
		С ₁ з	С ₁ з	100-200	Перерыв и угловое несогласие.	
С ₁ и	С ₁ и	С ₁ и	200	Известняки с <i>Productus (Plicatifera) humerosus</i> .		
	С ₁ к	С ₁ к	200	Известняки, обломочные породы, покровы основных эффузивных пород, кремнистые породы. Фауна: <i>Chonetes (Daviesiella) comoides</i> , <i>Spirifer ex gr. tornacensis</i> , <i>Sp. konincki</i> , <i>Sp. princeps</i> и другие.		
С ₁ л	С ₁ л	С ₁ л	200	Известняки с <i>Martiniopsis waschkurticus</i> , <i>Spirifer medius</i> , <i>Eumophalus catilliformis</i> и другие.		
	С ₁ м	С ₁ м	150	Сланцы и известняки с <i>Parathurammuna cushmani</i> , <i>Quasiendothyra communis</i> , <i>Endothyra primaeva</i> , <i>Spirifer aff. tornacensis</i> .		
С ₁ н	С ₁ н	С ₁ н	100-300	Известняки или обломочные породы с прослоями известняков с фауной: <i>Liorhynchus polonicus</i> , <i>Chonetipustula calva</i> , <i>Productella murchisoniana</i> , <i>Productus meisteri</i> , <i>Spirifer archiaci</i> , <i>Cyrtospirifer sp.</i>		

Рис. 12. Стратиграфический разрез карбона восточного склона Среднего Урала
Примечание. Форма *Productus (Gigantella) ex gr. giganteus* переопределена, как *Gigantoproductus ex gr. giganteus*

Таблица 14

Сопоставление стратиграфических схем А. А. Пронина и А. А. Султанаева с унифицированной схемой карбона Урала

Унифицированная схема				Схема А. А. Пронина (1960) с изменениями 1965 г.	Схема А. А. Султанаева (1960) с изменениями 1965 г.	
Отдел	Ярус	Подъярус	Горизонт	Местные горизонты и толщи	Местные горизонты и толщи	
Верхний	Оренбургский			Верхний карбон	?	
	Гжельский		Зианчуринский			
			Абзановский			
Средний	Московский	Верхний	Большекекский	Верхняя часть среднего карбона	Аргиллиты, алевролиты, известняки 250—300 м	
				Верхняя толща	Аргиллиты, конгломераты, известняки 100—200 м	
	Башкирский	Нижний	Кировский	Нижняя толща	Аргиллиты, мергели, известняки 50—100 м Известковистые сланцы, известняки 25—60 м	
						Улукаинский
	Башкирский		р. Белой		Верхняя толща башкирского яруса	Известняки 50—80 м
					Акавасский	Толща с <i>Pseudostafella antiqua</i>
Нижний	Намюрский	Верхний	Сюранский	Верхний горизонт C ₁ P ₂	Известняки 20—25 м	
						Нижний
	Визейский	Верхний	Нижнегубахинский	Толща C ₁ V ₃	Увельская толща. Известняки ~100 м	
					Средний	Ладейнинский
		Средний	Губашкинский	Толща C ₁ V ₂		
					Средний	Усть-илимский

Продолж. табл. 14

Унифицированная схема			Схема А. А. Пронина (1960) с изменениями 1965 г.	Схема А. А. Султанаева (1960) с изменениями 1965 г.		
Нижний	Визейский	Средний	Западноуральский	Угленосная толща { „Пачка“ C ₁ ^{hc} „Пачка“ C ₁ ^{hb} „Пачка“ C ₁ ^{ha}	Песчаники, глинистые сланцы, прослой углей 550—600 м	
		Нижний	Косьвинский			Слой с <i>Plicatifera humerosa</i>
	Турнейский	Верхний	Кизеловский	Горизонт C ₁ t ₃		Аргиллиты и глинистые сланцы с прослоями песчаников, линзами туфогенных пород, порфириров и др.
			Кыновский	Горизонт C ₁ t ₂		
		Нижний	Лытвинский	Горизонт C ₁ t ₁		

Горизонт ¹ C₁t₁. Древнейшими отложениями турнейского яруса являются флишоидного типа породы (аргиллиты, алевролиты), распространенные в Алапаевском и Режевском районах. Мощность горизонта изменяется от нескольких десятков до 150—200 м. В редких тонких прослоях известняков и мергелей в этом горизонте встречается скудная фауна: *Archaeosphaera* sp., *Parathuramina cushmani* Sul., *Neotuberitina* sp., *Septaglomospirinella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra* cf. *communis* (Raus.), *Spirifer* aff. *tornacensis* Kon., *Dalmanella* sp., а также неопределимые пелециподы.

Горизонт C₁t₂. Выше залегает горизонт, представленный плотными темными известняками, местами замещенными основными вулканическими породами — лавами, порфиритами и их туфами, сопровождаемыми кремнистыми породами. Мощность горизонта изменяется от 100 до 200 м. Из органических остатков в этом горизонте встречаются: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Septaglomospiranella* ex gr. *primaeva* (Raus.), *Plicatifera* cf. *niger* (Goss.), *Eudoxina media* (Leb.), *Martiniopsis waschkuricus* Frcks, *Spirifer subtundus* Well., ? *Spiriferina moelleri* Kon., ? *Sp. partita* Portl., *Eumphalus catilliformis* Kon.

Горизонт C₁t₃. Над слоями горизонта C₁t₂ согласно залегают известняки или терригенные породы с прослоями известняков верхнего горизонта турнейского яруса C₁^b. Из органических остатков здесь были собраны: *Daviesiella* aff. *comoides* (Sow.), *Buxtonia* ex gr. *scabricula* (Mart.), *Spirifer princeps* M'Coу, *S. rotundatus* M'Coу, *S. ex gr. tornacensis* Kon., *S. konincki* Dew., *Eumphalus catilliformis* Kon. и др. Мощность его 150—200 м.

¹ В описании разреза карбона восточного склона Урала, стратиграфическое подразделение которого произведено в основном до начала 50-х годов, до введения единых правил стратиграфической номенклатуры оставляются литерные обозначения подразделений, так как присваивать им сейчас новые географические названия до будущих полевых исследований вряд ли является целесообразным. (Прим. ред.)

Таким образом, разрез турнейского яруса на восточном склоне Среднего Урала характеризуется достаточной полнотой и значительным содержанием фауны.

Горизонтальное распространение различных упомянутых выше типов фаций турнейских отложений в области Алапаевско-Каменского погружения схематически представляется в следующем виде. В северной части этого погружения (Алапаевский район) турнейские отложения представлены различными, но преимущественно основными вулканическими и тесно с ними связанными кремнистыми породами. Только в Верхотурском районе, в окрестностях с. Рогозино, на р. Туре распространены плотные слоистые известняки и толщи флишоидного типа с упомянутыми выше фораминиферами: *Septaglomospiranella primaeva* (R a u s.), *Quasiendothyra* cf. *communis* (R a u s.), позволяющие условно синхронизировать эти отложения с зоной этрен или пильтонскими слоями западноевропейских разрезов или озерско-хованскими слоями разреза Русской платформы. В западной части Алапаевско-Каменского погружения (Режевской, Асбестовский районы и западная часть Егоршинского района) получают широкое распространение карбонатные породы, содержащие перечисленную выше фауну, позволяющую разделить турнейский ярус на упомянутые горизонты. Судя по составу фауны, турнейский ярус представлен здесь обоими своими подъярусами.

Из приведенных данных о турнейских отложениях восточного склона Среднего Урала можно заключить, что разрез их пока недостаточно изучен и представляет значительный интерес для будущих исследований.

Визейский ярус

Визейский ярус четко разделяется на три части: 1) слои с *Plicatifera humerosa* (S o w.), 2) угленосные отложения средневизейского возраста и 3) верхневизейский, надугленосный карбонатный комплекс, подразделяемый по фауне, в свою очередь, на ряд толщ. Слои с *Plicatifera humerosa* (S o w.) согласно залегают на верхнем (C_1^{1a}) горизонте турнейского яруса; угленосные отложения лежат несогласно: в одних районах на слоях с *Plicatifera humerosa*, в других — на различных горизонтах турнейского яруса и верхнего девона. Такое соотношение угленосных отложений с подстилающими толщами дало основание А. А. Пронину (1965) выделить на Урале ранневизейскую (предугленосную) фазу складчатости, которая коррелируется с предобриковским поднятием земной коры на всем пространстве Русской платформы.

Слои с *Plicatifera humerosa* (S o w.). Вопрос о возрасте этих слоев до последнего времени оставался однозначно не решенным. Одни исследователи как в Советском Союзе, так и за рубежом (Либрович, 1936, 1941; Малахова, 1954а, б, 1960 и др.) относят эти слои к основанию визейского яруса, а границу последнего проводят по подошве этих слоев; другие (Наливкин, 1948; Смирнов, 1957) считают, что границу между турнейским и визейским ярусами следует проводить по кровле этих слоев. В настоящее время согласно официальному заявлению делегации СССР на V сессии Геерленского конгресса по геологии и стратиграфии карбона в 1958 г. границу между турнейским и визейским ярусами принято проводить по подошве слоев с *Plicatifera humerosa* (S o w.), соответствующих в унифицированной схеме карбона Урала косьвинскому горизонту.

На восточном склоне Среднего Урала слои с *Plicatifera humerosa* (S o w.) были установлены А. А. Прониным в ряде пунктов западной и

средней зон Алапаевско-Каменского погружения. В западной зоне эти слои развиты по р. Режу в окрестностях с. Голендухино и по долине р. Аромашки (левый приток р. Режа) около с. Андреево. В обоих пунктах развиты плотные серые известняки с многочисленными остатками *Plicatifera humerosa* хорошей сохранности. Такие же известняки обнажены у с. Мелехино в Сухоложском районе и в средней зоне Алапаевско-Каменского погружения, где в них также встречается богатая фауна *Plicatifera humerosa* (Sow.). Во всех трех районах известняки с *Plicatifera humerosa* (Sow.) несогласно покрываются породами угленосной толщи.

Угленосные отложения (C_1^h). В угленосных отложениях восточного склона Среднего Урала выделяются два основных типа фаций: 1) угленосные континентально-лагунные и дельтовые фации с многочисленными пластами угля и 2) морские фации флишоидного типа, содержащие тонкие прослои известняков и мергелей и только редкие единичные непромышленные пласты угля.

Характерными чертами угленосных континентально-лагунных и дельтовых фаций являются: 1) периодическая (ритмическая) повторяемость типов осадков (песчаники, алевролиты, аргиллиты, угли); 2) однородный (в среднем 96%) кремнисто-кварцевый состав обломочных пород; 3) слабая сортировка обломков по крупности и слабая их окатанность; 4) почти полное отсутствие в обломочном материале механически неустойчивых минералов и пород; 5) отсутствие карбонатного материала и прослоев карбонатных пород; 6) наличие многочисленных пластов угля, в том числе рабочей мощности.

Особенностями, характеризующими флишоидные фации, являются: 1) неоднородный состав обломочного материала песчаников и алевролитов; 2) присутствие малоустойчивых пород и минералов в обломках — полевых шпатов (до 30%), хлоритов (до 10%), глинистых сланцев, известняков, серпентинитов (наличие хлоритов придает породам характерный для флишоидных фаций грязно-зеленый цвет); 3) несовершенная окатанность материала и его гранулометрическая неоднородность; 4) наличие карбонатных пород в обломочном материале песчаников и алевролитов и прослоев известняков; 5) наличие немногочисленных тонких прослоев углей.

Приведенные отличия свидетельствуют, по-видимому, о том, что материал пород угленосных континентально-лагунных и дельтовых фаций претерпел значительный перенос, в результате которого были разрушены все механически нестойкие минералы и породы; наоборот, материал, слагающий породы флишоидных фаций, испытал только незначительную транспортировку, так как эти породы формировались в условиях прибрежного мелководья в морском бассейне, а материалом для них служили продукты разрушения различных по составу пород, слагающих берега этого бассейна.

Континентально-лагунные и дельтовые фации угленосных отложений развиты в восточной части Алапаевско-Каменского погружения, флишоидные — в западной; зона взаимозамещения этих двух типов фаций, где слагающие их породы чередуются в различных соотношениях, достигает в ширину более 5 км. Наблюдается также изменение фациального типа и в вертикальном направлении. Имеют место три основных типа разрезов угленосных отложений: 1) вся толща отложений сложена породами континентально-лагунных и дельтовых фаций; 2) нижняя часть толщи представлена в континентально-лагунных, а верхняя — в морских флишоидного типа; 3) вся толща пород сложена осадками морских (флишоидных) фаций.

Возраст угленосных отложений средневизейский: нижние их горизонты эквивалентны бобриковскому горизонту разреза Русской плиты, а средние и верхние — тульскому и алексинскому горизонтам подмосковного разреза карбона.

В прослоях известняков в флишоидном типе отложений, расположенных как в нижней, так и в средней и верхней частях разреза, встречается местами довольно богатая фауна фораминифер и брахиопод: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Ammodiscus priscus* Raus., *A. planus* Raus., *Forschia subangulata* (Moell.), *Plectogyra prisca* (Raus.), *P. similis* (Raus.), *P. prokirgisana* (Raus.), *Endothyranopsis convexa* (Raus.), *Pseudoendothyra* ex gr. *struvei* (Moell.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *Palaeotextularia gibbosa* var. *minima* Lip., *Tetrataxis angulata* Viss., *Valvulinella yorgi* Brady, *Archaediscus karreri* Brady, *A. karreri nanus* Raus., *A. krestovnikovi pusillus* Raus., *Howchinia* ex gr. *exilis* (Viss.), *Schisophoria resupinata* Mart., *Chonetes papilionacea* Phill., *Overtonia fimbriata* (Sow.), *Plicatifera plicata* (Sow.), *P.* ex gr. *mesoloba* (Sow.), *Gigantoproductus corrugato-hemisphaericus* (Vaugh.).

Кроме фауны *in situ* местами (как например, около с. Сахарово по р. Режу) в нижней части толщи угленосных отложений встречается фауна в гальках и валунах известняков. Около западного крыла с. Сахарово из обломочного материала конгломератов Н. П. Малаховой и Д. В. Наливкиным, по сборам А. А. Прониной и Т. В. Прониной, были определены: *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyra* sp., *Pseudoendothyra* sp., *Rhipidomella michelini* (Eveill.), *Plicatifera mesoloba* (Phill.), *Dictyolostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Leiorhynchus polonicus* Gür., *Pugnax acuminata* Mart., *Cyrtospirifer* sp., *Martiniopsis waschkuricus* Frcks и др. В приведенном списке присутствуют элементы фауны фаменской, турнейской и визейской, что лишний раз свидетельствует о несогласном залегании угленосных отложений на различных горизонтах нижнекаменноугольных и верхнедевонских отложений.

В известняках, непосредственно покрывающих угленосные отложения или их флишоидный эквивалент, встречаются (по определению Д. М. Раузер-Черноусовой, И. И. Горского, А. П. Ротая и Л. С. Либровича из коллекции А. А. Прониной): *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *E. elegans* (Raus. et Reitl.), *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Forschia angulata* (Moell.), *Globoendothyra* cf. *globulus* (Eichw.), *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Archaediscus karreri* Brady, *Syringopora ramulosa* Goldf., *S. gracilis* Keys., *Lithostrotion irregulare* Phill., *L. junceum* Flem., *L. portlocki* E. H., *Beyrichoceras castletonense* Bisat., *B. hodderense* Bisat., *B. mucronatum* (Phill.).

Мощность угленосных отложений колеблется от нескольких десятков (60—70 м) до нескольких сот метров, при этом максимальные мощности характерны для континентально-лагунных угленосных фаций восточной части Алапаевско-Каменского погружения, а минимальные — для флишоидной разновидности западной его части.

Угленосная толща почти всюду по литологическим признакам разделяется на три пачки (снизу): C_1^{ha} , C_1^{hb} и C_1^{hc} .

Пачка C_1^{ha} непостоянная по мощности, литологическому составу и распространению, характеризуется в большинстве случаев отсутствием угольных пластов, резкой фациальной изменчивостью на небольших расстояниях, значительным, а местами широким развитием конгломератов и грубозернистых песчаников. Из органических остатков в этой пачке встречаются (по определению Е. Ф. Чирковой) отпечатки растений *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Sphenophyllum tenerimum*

Ettungs., *Sphenopteris schimperiana* Goerr., *Stigmaria ficoides* Stern., *Cardiopteris parvulum* Schmalh., *Lepidodendron glincaum* Eichw., *L. girmeri* Lutz. Мощность нижней пачки изменяется от нескольких десятков до 200 м.

Пачка C_1^{hb} является основной угленасыщенной частью толщи угленосных отложений и представлена чередованием кварцево-кремнистых песчаников, глинистых и углистых сланцев и пластов углей мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. Грубообломочные породы в этой пачке почти не встречаются. Общее количество угльных пластов изменяется от двух до двадцати. Из растительных остатков в породах этой пачки встречаются: *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Sphenophyllum tenerrimum* Ettungs., *S. cossbergense* Gothan, *Sphenopteris* sp., *Lepidodendron glincaum* Eichw., *L. glincaum* var. *rimosum* Tschirk. Мощность пачки изменяется от 60 до 300 м.

Пачка C_1^{hc} представлена главным образом мелкозернистыми песчаниками и сланцами с тонкими прослоями (до 10 см) плотных известняков, содержащих фораминиферы, аналогичные тем, которые приведены выше для известняков, непосредственно покрывающих угленосную толщу. Мощность этой пачки 120—150 м.

Местами, особенно в западной части Алапаевско-Каменского погружения, среди пород угленосной толщи получают распространение основные амигдалоидные лавы и сопровождающие их туфы. Покровы таких лав хорошо обнажены по долине р. Исети в окрестностях селений Смолино и Перебор.

Надугленосные карбонатные отложения. Карбонатные отложения, залегающие выше угленосной толщи, разделяются на две толщи C_1^{v2} и C_1^{v3} . Выделявшаяся А. А. Прониным (1960д) толща C_1^{v4} , по мнению С. Н. Гусевой (1957), монографически описавшей фауну брахиопод из этой толщи, имеет раннеамюрский возраст. Самостоятельное стратиграфическое значение этой толщи отрицает также А. А. Султанаев (1960). Поэтому в настоящем очерке толща C_1^{v4} исключается из состава визейского яруса.

Толща C_1^{v2} сложена обычно серыми грубослоистыми обломочными известняками, содержащими в изобилии фауну гигантопродуксов и колониальных кораллов родов *Syringopora* и *Lithostrotion*. Мощность толщи изменяется от 200 до 500 м. Исчерпывающие списки фауны этой толщи приведены в работе А. А. Пронина (1960). Наиболее типичными представителями фауны являются: *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *P. similis* (Raus. et Reitl.), *Globoendothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Endothyranopsis crassa* var. *compressa* (Raus. et Reitl.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *Archaeodiscus karreri nanus* Raus., *Chaetetes radians* Fisch., *Syringopora conferta* Keys., *S. gracilis* Keys., *S. ramulosa* Goldf., *S. parallela* Fisch., *Lithostrotion irregulare* Phill., *L. junceum* Flem., *L. portlocki* E. H., *L. caespitosum* Mart., *Dibunophyllum* O. Vaugh., *Palaeosmia murchisoni* E. H., *Orthotetes crenistria* Phill., *Conetes papilionacea* Phill., *Gigantoproductus corrugato-hemisphaericus* (Vaugh.), *G. maximus* (M'Coу), *G. giganteus* Mart., *Davidsonina carbonaria* (M'Coу) и др. Фациальных изменений толщи в горизонтальном направлении не наблюдается, что свидетельствует об однородности условий в период максимальной трансгрессии поздневизейского моря.

Породы, слагающие толщу C_1^{v3} , пользуются, так же как породы предыдущей толщи, повсеместным распространением и представлены почти исключительно известняками с редкими прослоями мергелей. Переход от толщи C_1^{v2} к толще C_1^{v3} постепенный, граница между ними может быть установлена только по изменению состава фауны. Толща

$C_1^{v_3}$ характеризуется широким распространением вида *Striatifera striata* (Fisch.) и его вариантов, раковины которых иногда образуют целые пласты известняков-ракушников. Среди кораллов широко распространены представители рода *Palaeosmilia*. Фауна брахиопод сходна с фауной толщи $C_1^{v_2}$, хотя обычно разнообразнее по видовому составу. Общий состав фауны приведен в работе А. А. Прониной (1960д). Наиболее часто в этой толще встречаются *Syringopora reticulata* Goldf., *Lithostrotion affini* Flem., *L. junceum* Flem., *Palaeosmilia purchisoni* E. H., *P. regia* Phill., *P. gigantea* Stuck., *Chonetes papilionaceae* Phill., *Striatifera striata* (Fisch.), с вариантами, *Gigantoproductus maximus* (M'Coу), *Athyris variabilis* Moell., *A. planosulcata* Phill. и др.

Родовой и видовой состав фауны толщ $C_1^{v_2}$ и $C_1^{v_3}$ почти одинаковый, что касается количественного соотношения различных групп, то здесь имеются некоторые отличия. В толще $C_1^{v_3}$ резко уменьшается количество и видовой состав кораллов родов *Syringopora* и *Lithostrotion* и, наоборот, достигает расцвета в количественном и видовом отношении род *Palaeosmilia*, представленный в рассматриваемой толще многими видами и разновидностями. Остальные роды кораллов встречаются в несколько обедненном количестве и составе. Среди брахиопод резко сокращается количество крупных гигантопродуктусов, зато резко возрастает роль видов родов *Linoproductus*, *Dictyoclostus* и некоторых других. Мощность толщи $C_1^{v_3}$ 200—300 м.

Кверху известняки толщи $C_1^{v_3}$ постепенно, без перерыва, сменяются светлыми известняками нижнего намюра, которые, как упоминалось выше, объединялись А. А. Прониным в верхневизейскую толщу $C_1^{v_4}$, но которые после монографической обработки брахиопод С. Н. Гусевой необходимо рассматривать в составе намюрского яруса.

Намюрский ярус

Отложения намюрского яруса на восточном склоне Среднего Урала весьма широко распространены. Они отчетливо расчленяются на две части, которые рассматриваются как нижний и верхний подъярусы намюра.

Нижний намюр (C_{1n1}) сложен светлыми, обычно неслоистыми известняками. По богатству и разнообразию фауны с известняками нижнего намюра восточного склона Среднего Урала в других его частях можно сравнивать только известняки р. Шартымки и известняки окрестностей пос. Хабарового, описанные в работах М. Э. Янишевского (1900) и Л. С. Либровича (1939).

С. Н. Гусева, монографически обработавшая брахиоподовую фауну из толщи нижнего намюра, обнажающейся по долине р. Режа в окрестностях селений Мироново, Забегалово, Липино, дает следующий состав брахиопод: *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Kr. semiglobula* (Jan.), *Kr. curvirostra* (Schell.), *Kr. karpinskiana* (Jan.), *Kr. rarituberculata* (Jan.), *Buxtonia scabricula* (Mart.) var. *grandicostata* Guss. (in litt.), *Buxtonia scabricula* Mart. var. *tenuicostata* Guss. (in litt.), *Echinoconchus elegans* M'Coу, *E. defensus* (Thom.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Canocrinella undata* (Defr.), *Linoproductus ovatus* (Hall.), *L. manturovi* Guss. (in litt.), *L. tenuistriatus* (Vern.), *L. corrugatus* M'Coу, *Productus concinnus* (Sow.), *Pr. productus* (Mart.), *Dictyoclostus rejensis* (Libr.), *D. longispinus* (Sow.), *Pugilis pugilis* (Phill.), *P. formosus* (Guss.) — (in litt.), *P. lipiensis* (Guss.) — (in litt.), *Marginifera schartimiensis*

(Jan.), *M. subcarbonica* (Leb.), *Antiquatonia insculpta* (M.-W.), *A. alapaevensis* (Guss.)—(in litt.), *A. aff. costata* (Sow.), *Spirifer bisulcatus* Sow., *Sp. attenuatus* (Sow.), *Brachythyris ovalis* (Phill.), *Br. librovitchi* (Guss.)—(in litt.) и др. Мощность нижнего намюра 250—300 м.

Верхний намюр (C_{1n2}) характеризуется по данным А. А. Султанаева (1960), описавшего эти отложения на р. Исети вблизи д. Ключики, выше г. Каменска-Уральского в качестве аналогов сюранского горизонта по Л. С. Либровичу.

Сюранский горизонт на р. Исети сложен известняками органогенными, серыми, толстослоистыми, участками брекчиевидными. Органические остатки представлены многочисленными фораминиферами, водорослями, брахиоподами, реже встречаются криноидеи, мшанки, остракоды, единичные трилобиты и ружозы.

Характерными формами для этой части разреза являются: *Plectogyra prisca* (Raus. et Reitl.), *Bradyina* sp., *Eostaffella* cf. *kaschirica* Raus., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *E. ljudmilae* Raus., *E. ex gr. lepida* Grozd. et Leb., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *O. ex gr. mosquensis* Raus., *Tetrataxis* ex gr. *media* Viss., *Globivalvulina* ex gr. *kamensis* Reitl., *Asteroarchaediscus* ex gr. *ovoides* (Raus.), *Neoarchaediscus rugosus* (Raus.), *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., *Antiquatonia hindi* M.-W. Представители родов *Ozawainella* и *Choristites* найдены в самом основании горизонта.

Мощность отложений сюранского горизонта в описанном разрезе достигает 20 м. А. А. Султанаев (1960) указывает, что приведенный выше комплекс фауны собран им в самых верхах свиты C_1^{2c} по И. И. Горскому (1931).

Анализ фауны показывает, что уже в нижнем горизонте намюрского яруса, по-видимому, отсутствуют представители таких типично визейских родов, как *Gigantoproductus*, *Dibunophyllum* и др. Вместе с тем здесь появляются формы, неизвестные в нижележащих отложениях: *Enteletoides subrossica* Gorsky, *Dictyoclostus gruenewaldti* (Krot.), *Spirifer* (*Choristites*?) *moelleri* Jan., *Cravenoceras richardsonianum* Girty и др. В комплексе фауны сюранского горизонта содержатся еще более молодые элементы: *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich. и др.

В общем фауна верхней части намюрского яруса имеет смешанный ранне-среднекаменноугольный облик.

Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения на восточном склоне Среднего Урала почти повсеместно залегают согласно на слоях, которые описаны выше как верхний намюр, и только в основании московского яруса среднего карбона имеет место повсеместный перерыв и часто угловое несогласие. Толща среднего карбона расчленяется на башкирский и московский ярусы, из которых первый почти всюду непосредственно налегает на верхненамюрские отложения.

Башкирский ярус

К башкирскому ярусу на восточном склоне Среднего Урала относятся отложения, характеризующиеся массовым содержанием фораминифер группы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.). Эта толща сформиро-

валась в заключительную стадию визейско-наюрско-башкирского цикла осадконакопления, который начался отложениями осадков нижних горизонтов угленосных толщ. В пределах описываемой части Урала башкирский ярус может быть расчленен на две толщи местного значения — нижнюю и верхнюю.

Нижняя толща башкирского яруса сложена в нижней части глинистыми и углистыми сланцами, а сверху переслаивающимися тонкими (до 0,5 м) пластами известняков и обломочных терригенных пород. В прослоях известняка встречается фауна фораминифер, среди которых были собраны: *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *G. gordialis irregularis* Raus., *G. glomospiroides* Mikh., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *A. sp.*, *Tolipamina sp.*, *Endothyra bowmani* Phill., *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Plectogyra* aff. *samarica* (Raus.), *P. ex gr. similis* (Raus.), *P. ex gr. omphalota* (Raus. et Reitl.), *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *B. sp.*, *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *P. aff. moelleri* (Ozawa), *Eostaffella prisca* Raus., *E. prisca* var. *ovoidea* Raus., *E. mutabilis* Raus., *E. aff. mosquensis* Viss., *E. parastruvei* Raus., *E. ikensis* Viss., *E. ex gr. parva* (Moeller), *E. pseudostruvei* Raus. et Bel., *E. protvae* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua grandis* (Schlyk.), *P. compressa* (Raus.), *Ozawainella* ex gr. *angulata* (Col.), *Palaeotextularia* ex gr. *consobrina* Lip., *P. consobrina* var. *intermedia* Lip., *P. longiseptata* Lip., *P. gibbosa minima* Lip., *P. aff. dobroljubovi* Raus., *Cribrostomum* aff. *bradyi* Moell., *Climacammina aljutovica* Reitl., *C. ex gr. patula* Brady; *Krotovia granulosa* (Phill.), *Avonia karpinskiana* (Jan.), *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Buxtonia porrecta* (Kut.), *Overtonia fimbriata* (Sow.), *Canocrinella undata* (Defr.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Productus concinnus* Sow., *Dityoclostus semireticulatus* var. *hermosanus* (Girty), *D. cf. pugilis* (Phill.), *D. inflatus* (M. Chesn.), *D. cf. boliviensis* (d'Orb.), *D. gruenewaldtii* (Krot.), *Eomarginifera schartimiensis* (Jan.), *Pugnax acuminata* Mart., *Spirifer* ex gr. *striatus* Mart., *S. bisulcatus* Sow., *S. pinguis* Sow., *S. baschkiricus* Jan., *Martinia glabra* Mart., *Phricodothyris lineata* Mart., *Athyris ambigua* Soq., *A. planosulcata* Phill., *Steblopteria sp.*, *Branneroceras marianum* (Vern.) var. nov. Libr. (in litt.), *Uralonema karpinskii* Libr., *Goedites sp.*, *Doroderma* (?) aff. *dalrayense* Hinde.

Мощность нижебашкирской толщи не превышает 50 м.

Верхняя толща башкирского яруса представлена различными обломочными породами: полимиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами и известковистыми песчаниками, среди которых встречаются тонкие (до 2 м) пласты темных плотных известняков, содержащих фауну фораминифер. Мощность верхней толщи башкирского яруса изменяется от 10 до 50 м.

Из фораминифер для этой толщи характерны: *Pseudoendothyra moelleri* (Ozawa), *P. pseudosphaeroidea* (Dutk.), *Profusulinella sp.*, *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.). Кроме того, здесь встречаются: *Ammidiscus sp.*, *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella pseudostruvei* Raus. et Bel., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb., *Globivalvulina sp.*

Кверху отложения башкирского яруса сменяются отложениями московского яруса, залегающими на породах башкирского возраста трансгрессивно.

Московский ярус

Московский ярус подразделяется на две толщи.

Нижняя толща сложена преимущественно обломочными породами с прослоями известняков; мощность ее изменяется от 50 до 100 м. В некоторых районах, однако, в этой части разреза получают значительное распространение карбонатные породы, содержащие большое количество фораминифер, а также другую фауну.

Из фауны фораминифер для этой части разреза характерными являются: *Ozawainella tingi* (Lee), *O. angulata* (Col.), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *P. praecursor* Dergrat, *P. rhomboides* Lee et Chen, *P. prisca* (Dergr.). Кроме того, здесь встречаются: *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Bradyina* ex gr. *cribrosomata* Raus. et Reith., *Eostaffella pseudostruwei* (Raus. et Bel.), *E. parastruwei* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. compressa* (Raus.), *Climacammina* ex gr. *patula* Brady, *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.).

Кверху описанные отложения постепенно сменяются отложениями верхней толщи.

Верхняя толща представлена в основном также обломочными породами с прослоями известняков. Но в некоторых районах восточного склона Среднего Урала в составе описываемой толщи широкое развитие получают известняки, содержащие наряду с фораминиферами также богатую фауну кораллов и брахиопод. В рассматриваемый отрезок времени среднекаменноугольная трансгрессия на восточном склоне Урала достигла максимума. В дальнейшем началась последняя палеозойская регрессия, вслед за которой вскоре повсеместно установились континентальные условия. Мощность описанной толщи пород приблизительно равна 50—75 м.

Среди фауны фораминифер представителями, характерными для верхней толщи московского яруса, являются: *Fusulinella bocki* Moell., *F. bocki pauciseptata* Raus. et Bel., *Wedekindellina elfina* Thomp. Спутствующий комплекс фораминифер состоит из следующих форм: *Bradyina* ex gr. *magna* Roth. et Skin., *B. cf. nautiliformis* Moell., *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *P. preobrajenskyi* (Dutk.), *P. moelleri* (Ozaga), *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Fusulina* sp., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb.

Кроме этого, при исследованиях А. А. Пронина в отложениях той же толщи были найдены: *Chaetetes radians* Fisch., *Syringopora* cf. *uralica* Stuck., *Bothrophyllum* sp.; *Schizophoria* cf. *mesoloba* Jan., *Meekella striatocostata* Cox., *Meekella* sp., *Krotovia echidniformis* (Grab.), *K. pustulata* (Keys.), *K. rarituberculata* (Jan.), *Echinoconchus fasciatus* (Kon.), *Cancrinella cancriniformis* (Kut.), *Linoproductus cora* (d'Orb.), *Proboscidella* ex gr. *genuinus* (Kut.), *Dictyoclostus* cf. *moelleri* (Stuck.), *Eomarginifera* ex gr. *schartimiensis* (Jan.), *Choristites mosquensis* Fisch., *Spiriferina octoplicata* Sow., *Neophricodothyris asiatica* (Chao), *Derbyia* sp., *Aviculopecten* sp. и др.

Мощность верхней толщи 50—75 м.

Самая верхняя часть среднего карбона, предположительно соответствующая мячковскому горизонту подмосковного разреза, на восточном склоне Урала представлена терригенными породами с прослоями известняков в обнажениях по р. Багаряку близ ее устья. Фауна из этих слоев приведена в работе В. М. Познера (1957), который указывает наличие здесь фораминифер: *Fusulina* ex gr. *glychensis* Raus., *Eofusulina* sp., *Hemifusulina* sp., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F. bocki* Moell., *F. praebocki* Raus., *F. mjatchkovensis*

Grozd. et Leb., *Profusulinella subovata* Saf., *Pr. prolibrovitchi* Raus., *Pr. pseudolibrovitchi* Rays., *Pr. ex gr. librovitchi* Raus., *Pr. chernovi* Raus., *Fusiella* aff. *praetypica* Raus., *F. typica* Lee et Chen var. *ventricosa* Raus., *Ozawainella cumpani* Sosn., *Oz. lörentheyi* Sosn., *Oz. pararhomboides* Manuk., *Schubertella* aff. *lata* Lee et Chen, *Sch. ex gr. obscura* Lee et Chen, *Sch. obscura* Lee et Chen var. *procera* Raus., *Sch. inflata* Raus., *Sch. acuta* Raus., *Sch. minima* Sosn., *Sch. gracilis* Raus., *Sch. subkingi* Putrja, *Sch. praobscura* Putrja et Leont., *Bradyina nautiliformis* Reitl., *B. magna* Roth. et Skinn, *B. aff. donetziana* Sosn., *B. aff. venusta* Reitl., *B. samarica* Reitl., *B. aff. lepida* Reitl., *Pseudobradyna* aff. *pulchra* Reitl., *Endothyra inusiata* Reitl., *Endothyranella* sp., *Mikhailovella* sp., *Climacammina* aff. *aljutovica* Reitl., *C. aff. moelleri* Reitl., *C. aff. apliatula* Reitl., *Globivalvulina* ex gr. *granulosa* Reitl., *G. ex gr. syzranica* Reitl., *Tetrataxis* ex gr. *minima* Lee et Chen, *T. aff. paraconica* Reitl., *T. ex gr. media* Viss., *T. submedia* Brazhn. var. *multivoluta* Kir., *Glomospira* sp., *Tuberitina* sp. Кроме того, здесь были собраны кораллы: *Chaetetes (Boswellia) luganensis* Vass., *Ch. ex gr. mosquensis* Stuck., *Multithecopora penchiensis* You, *M. aff. yohi* Chi.

Верхний отдел (?)

В некоторых районах распространения среднекаменноугольных отложений на восточном склоне Среднего Урала над слоями с *Wedekindellina* и *Fusulina* залегает мощная толща терригенных пород с растительными остатками. Эта толща сложена либо полимиктовыми песчаниками и сланцами серой и грязно-зеленой окраски, либо такого же типа породами, окрашенными в розовый и кирпично-красный цвет. По-видимому, эти два типа отложений являются синхронными, но формировались в различных фациальных условиях. Если первый тип можно рассматривать как отложения мелководного морского бассейна, то для второго типа можно предположить континентальное, а частью и лагунное происхождение о чем, в частности, свидетельствует наличие среди кирпично-красных сланцев прослоев гипса.

Вопрос о возрасте обоих типов отложений в настоящее время не разрешен, предположительно они могут быть отнесены к верхнему карбону, а может быть, частью также к нижней перми.

* *
*

В развитии процесса осадконакопления в пределах рассматриваемой территории за время от начала позднего девона до позднего карбона имели место три трансгрессивно-регрессивных этапа, разделенные двумя фазами движения земной коры. Эти этапы следующие: 1) франско-ранневизейский, 2) средневизейско-намюрско-башкирский, 3) московско-позднекаменноугольный.

В соответствии с приведенным делением истории осадконакопления в рассматриваемой части Урала в верхнем девоне и карбоне толща каменноугольных отложений расчленяется на три разделенных перерывами комплекса. Каждый из комплексов пород отделен от соседнего перерывом в отложении осадков, обусловленным тектоническими движениями, имевшими место в ранневизейское и позднебашкирское время; только в редких случаях на отдельных участках рассматриваемой территории перерывы, по-видимому, отсутствуют. Само собой разумеется, что описанная периодичность или ритмичность в осадконакоп-

лении отражает только общую схему развития процесса. Каждый из выделяемых трансгрессивно-регрессивных комплексов осадков представлен в большинстве случаев не полностью, в них, как правило, отсутствует самая верхняя часть. Толща карбона рассматриваемой части Урала характеризуется, как отмечалось выше, большим фациальным разнообразием, отражающим существенные отличия в палеогеографической обстановке для различных частей описываемой территории. Сопоставление стратиграфического разреза карбона восточного склона Среднего Урала с разрезами карбона других наиболее изученных районов распространения каменноугольных отложений СССР и зарубежных стран позволяет сделать следующие основные выводы о палеогеографической обстановке восточного склона Среднего Урала в каменноугольный период.

В течение первого из упомянутых выше этапов развития рассматриваемой части Уральской геосинклинали, т. е. в течение позднего девона и турнейского века, зона восточного склона Урала представляла собой архипелаг островов, отдельные части которого характеризовались различными фациальными условиями. К западу от современного восточного склона Урала располагался эпиконтинентальный морской бассейн Русской платформы, а в области к востоку от Урала фациальные условия остаются пока недостаточно выясненными.

К концу ранневизейского времени область современного восточного склона Среднего Урала испытала поднятие, так что почти вся поверхность превратилась в низменную сушу, разделенную неширокими морскими проливами на обширные острова и полуострова. Такая обстановка существовала в течение эпохи отложения осадков угленосной толщи.

В поздневизейское время море из Уральской геосинклинали распространилось на Русскую платформу и на восток до района среднего течения р. Ишима, покрыв, таким образом, весь восточный склон Урала и прилегающие к нему области.

Начиная с башкирского времени восточный склон Среднего Урала и область, расположенная к востоку от него, испытывают новое поднятие, обусловившее отступление моря к западу; при этом вначале освободились от морских вод северные области Казахстана, а затем восточный склон Урала; в области западного склона Урала море удерживалось не только в течение всего среднего карбона, но и в течение позднего карбона и ранней перми.

Анализ имеющихся материалов показывает, что в тектоническом развитии территории восточного склона Урала и соседних с ним областей имеется много общих черт, причем по общему ходу развития восточный склон Урала более близок к западным, европейским районам, чем к районам Казахстана.

Вулканическая деятельность в течение карбона в пределах восточного склона Среднего Урала, хотя и резко уменьшилась в интенсивности, но не прекращалась до среднекаменноугольного времени. Продуктами вулканической деятельности являются главным образом основные эффузивные породы, однако в позднем палеозое местами имело место внедрение небольших субвулканических пластовых интрузий и даек альбитофирового и плагиогранит-порфиорового состава.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН ЮЖНОГО УРАЛА

Описание каменноугольных отложений восточного склона Южного Урала имеется в работах Гельмерсена (1836), Р. Мурчисона, Э. Вернейля и А. Кайзерлинга (1847), А. П. Карпинского (1913), Г. Рома-

новского (1893), Ф. Н. Чернышева (1889), М. Э. Янишевского (1900), Э. Я. Пэрна (1912), А. А. Штукенберга (1898), А. А. Краснопольского (1899), А. Н. Заварицкого (1914), Н. Н. Горностаева (1933), Г. И. Кириченко (1940), Л. С. Либровича (1933, 1936, 1939), И. И. Горского (1943), Д. В. Наливкина (1942), А. А. Петренко (1946, 1949б), П. М. Есипова и Н. Ф. Мамаева (1940), Н. Ф. Мамаева (1947), Н. П. Малаховой (1956), А. А. Султанаева (1957, 1960), Г. А. Смирнова (1953), Л. М. Донаковой и Н. В. Струве (1959), К. П. Плюснина (1959, 1963), К. П. Плюснина и А. А. Плюсниной (1962), З. Г. Поповой (1963) и многих других.

Каменноугольные образования на восточном склоне Южного Урала в пределах территории Челябинской области имеют довольно широкое распространение. Наиболее полно они развиты на площади крупных синклинальных структур — Магнитогорской, Полтаво-Брединской, Миасской и Челябинской. Кроме того, нижнекаменноугольные (преимущественно верхневизейские) отложения наблюдаются и в антиклинальных структурах, однако их роль в строении этих структур не выяснена, и относительно их распространения, например в южной части Восточно-Уральского поднятия, среди геологов существуют противоречивые мнения.

Описания разрезов проводятся по районам, соответствующим площадям развития каменноугольных образований в упомянутых синклинальных структурах.

Магнитогорский район

Под Магнитогорским районом понимается обширная площадь распространения каменноугольных образований, выполняющих крупную синклинальную структуру (Магнитогорский мегасинклинорий), прослеживающуюся от г. Новоорска на юге до г. Миасса на севере.

В пределах описываемого района устанавливается сложная складчато-глыбовая структура, на основе которой выделяется ряд фациальных зон, отличающихся характером отложений, особенностями тектоники и некоторыми чертами металлогении.

С запада на восток в Магнитогорском мегасинклинории выделяются следующие фациальные зоны: Баймакская, Ирландская, Кизильская, Магнитогорская, Гумбейская и Полоцко-Кацбахская. Естественными границами между ними являются крупные разломы (сбросо-сдвиги).

Баймакская зона содержит разрезы нижнекаменноугольных отложений, представленные только осадочными образованиями, причем наиболее характерной особенностью для этой зоны является присутствие весьма мощных верхневизейских известняков.

Ирландская зона сложена главным образом мощными толщами вулканогенно-осадочных образований нижнего, среднего и верхнего девона, на которых без существенных перерывов залегают, обычно не полные, преимущественно осадочные нижнекаменноугольные образования. Девонские отложения прорваны основными и ультраосновными интрузиями раннекаменноугольного возраста.

Кизильская зона занимает осевую часть Магнитогорского мегасинклинория. Здесь наблюдаются наиболее полные разрезы каменноугольных отложений, имеющие непрерывную связь с разрезами фаменского яруса. Вулканогенные образования обнажены хуже, чем осадочные. Интрузии редки и эндогенная минерализация бедная.

Магнитогорская зона также отличается наиболее широким и полным развитием нижнекаменноугольных образований, представленных

преимущественно вулканогенными формациями и залегающих со стратиграфическим несогласием на девоне. Для этой зоны характерны большие суммарные мощности нижнекаменноугольных пород, а также крупные интрузии гранитоидов этого же возраста, с которыми связаны месторождения железа.

Гумбейская зона сложена преимущественно вулканогенными породами силурийского и девонского возраста, на которых в виде небольших участков несогласно залегают нижнекаменноугольные отложения, не имеющие полных разрезов. В этой зоне интрузивная и эффузивная деятельность в раннем карбоне была весьма слабая.

Полоцко-Кацбахская зона характеризуется широким развитием нижнекаменноугольных вулканогенных и осадочных образований, представленных довольно полными разрезами. Карбонатные осадки имеют в них очень незначительное распространение. Интрузии представлены исключительно основными и ультраосновными породами.

Первые четыре зоны впервые выделены как подзоны Л. С. Либровичем (1936). За ними полностью сохранены их прежние границы и значения, только именуются они зонами. В результате более поздних работ восточная граница Магнитогорской зоны уточнена и выделены новые зоны — Гумбейская и Полоцко-Кацбахская (Плюснин, 1962а, б).

Наиболее полные и хорошо изученные разрезы нижнекаменноугольных образований устанавливаются в Кизильской и Магнитогорской зонах, где они в свое время были детально описаны Л. С. Либровичем (1936). В настоящее время накопился большой фактический материал, подтверждающий полученные им данные. Поэтому в основу стратиграфического расчленения каменноугольных образований района положена схема Л. С. Либровича.

На основании анализа геологических разрезов и изучения фауны Л. С. Либрович установил в описанном районе отложения раннетурнейского, позднетурнейского, ранневизейского, средневизейского, поздневизейского и намюрского возраста. Отложения нижнетурнейского подъяруса отнесены к верхней части зилаирской свиты. Верхнетурнейский и нижневизейский подъярусы составляют березовскую свиту. Отложения средневизейского, верхневизейского подъярусов и намюрского яруса входят в состав кизильской и гусихинской свит.

Л. М. Донакова и Н. В. Струве (1959), проводившие исследования позже Л. С. Либровича, делят березовскую свиту на нижнеберезовскую (турнейскую) и верхнеберезовскую (нижневизейскую) свиты. Эти свиты, в свою очередь, делятся на толщи (снизу вверх): нижнеберезовская — на ершовскую (диабазовую), чекинскую (порфиловую) и чулаксайскую (диабазовую); верхнеберезовская — на нижнюю (диабазовую), среднюю (порфиловую) и верхнюю (диабазовую).

Более поздними съемочными работами, выполненными коллективом геологов-съемщиков, а также работами по палеогеографии, производившимися в этих местах Т. А. Смирновой, устанавливается несостоятельность этой внешне очень стойкой схемы. В частности, ершовская толща в тех местах, где она была выделена, в значительной части является нижневизейской. В чекинскую толщу, судя по составленной Н. В. Струве карте, включены самые разновозрастные образования нижнего карбона — от верхнетурнейских до верхневизейских. Чулаксайская толща, показанная Н. В. Струве на большой территории Магнитогорского синклинория как залегающая непосредственно ниже известняков с *Plicatifera humerosa* (Sow.), в действительности имеет такое стратиграфическое положение только в том разрезе, где она была выделена. Во всех же остальных случаях эта толща в своем типичном виде отсутствует, поэтому она не может выделяться в каче-

стве самостоятельной стратиграфической единицы. В настоящее время доказано (Плюснин, Плюснина, 1962), что Н. В. Струве верхнеберезовскую свиту выделила ошибочно, включив в нее мощную (до 1,5 км) толщу эффузивов средне-поздневизейского возраста, которую согласно представлениям Л. С. Либровича можно относить к гусихинской свите. Учитывая изложенное, стратиграфическая схема нижнего карбона, предложенная Л. М. Донаковой и Н. В. Струве при рассмотрении нижнекаменноугольных отложений, во внимание не принимается.

Основываясь на детальном геологическом исследовании работ К. П. Плюснин, А. А. Плюснина (1962) несколько детализировали схему Л. С. Либровича и в таком виде она была принята стратиграфическим совещанием по унификации стратиграфических схем Урала (1963 г.). Последующее описание нижнекаменноугольных отложений района дается по этой схеме.

Березовская свита подразделяется на три толщи: нижнюю, сложенную разными по составу эффузивами с прослоями туфов и осадочных пород и соответствующую по возрасту верхнему турне, среднюю, преимущественно осадочную, отвечающую нижней половине нижнего визе, и верхнюю, сложенную диабазами, туфами и туфопесчаниками основного состава и известняками также нижневизейского возраста.

Кизильская и гусихинская свиты разновозрастные (средний визе — напор), но отличаются друг от друга по фаціальным особенностям. Кизильская свита в пределах Баймакской, Ирендыкской, Кизильской и частично Гумбейской зон представлена преимущественно карбонатными отложениями. В разрезах гусихинской свиты, развитой в Магнитогорской и Полоцко-Кацбахской зонах, наряду с карбонатными отложениями широко распространены вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования, которые делятся на три толщи (снизу вверх): нижнюю — вулканогенно-осадочную (средний визе), среднюю — вулканогенную (низы верхнего визе), верхнюю — известняковую (верхний визе).

Нижний отдел

Турнейский ярус

Нижнетурнейские отложения (нижнетурнейский подъярус), залегающие в основании нижнекаменноугольного разреза, устанавливаются в районе г. Верхне-Уральска по рекам Уралу, Узельге в пределах Магнитогорской зоны и по р. Большой Уртазымке — на юге Ирендыкской зоны. Они представлены известняками и песчаниками верхов зилаирской свиты и очень тесно связаны с верхнефаменскими отложениями.

Такой постепенный переход, в частности, виден в районе г. Верхне-Уральска в левом берегу р. Урала у пос. Поповского. Здесь снизу вверх устанавливаются следующие горизонты:

- | | |
|---|-------|
| 1. Известняки с редкой фауной <i>Endothyra</i> sp. | 12 м |
| 2. Песчаники с прослоями известняков с <i>Plicatifera</i> ex gr. <i>praelonga</i> (Sow.), <i>Athyris concentrica</i> (Buch.) | 7 „ |
| 3. Известняки с обильной фауной <i>Archaeosphaera minima</i> (Sul.), <i>Septaglomospiranella</i> cf. <i>primaeva</i> (Raus.), <i>Eoendothyra</i> ex gr. <i>communis</i> (Raus.), <i>Nalivkinella profunda</i> (Soshk.), <i>Plicatifera</i> ex gr. <i>praelonga</i> (Sow.), <i>Leiorhynchus</i> cf. <i>ursus</i> (Nal.), <i>Athyris concentrica</i> (Buch.), <i>Athyris</i> ex gr. <i>angelica</i> (Hall.), <i>Imitoceras richteri</i> (Schind.), <i>Phacops granulatus</i> (Münst.) | 20 „ |
| 4. Известняки серые, обломочные | 3—4 „ |

На основании приведенной фауны возраст слоя 3 определяется как верхнефаменский, но, учитывая здесь частое появление форм *Eoendothyra communis* (Raus.), мы условно относим верхние слои этого

разреза к зоне этрен, сопоставляя их с литвинским горизонтом унифицированной стратиграфической схемы Урала.

Нижнетурнейские отложения имеются также южнее пос. Самарского по левому берегу р. Узельги. Здесь непосредственно выше зоны этрен залегают известняки с *Archaesphaera minima* (Sul.), *Bisphaera irregularis* (Bir.), *Tuberitina maljavkini* (Mikh.) раннетурнейского возраста.

Кроме того, нижнетурнейские отложения обнаружены З. Г. Поповой (1963) в скважинах 671, 675, 707 и 708 на западном склоне горы Магнитной. Наиболее полный разрез вскрыт скв. 707, где на глубине 506—486 м в черных известняках с прослоями аргиллитов были обнаружены многочисленные *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Eoendothyra communis* (Raus.), *Quasiendothyra kobetusana* (Raus.) и другие фораминиферы, характерные для нижней части турнейского яруса. Нижнетурнейские известняки здесь подстилаются порфиритами андезито-базальтового состава франского возраста, а вверх по разрезу они без видимого стратиграфического несогласия перекрываются верхнетурнейскими известняками.

Нижнетурнейские отложения по р. Уртазымке были описаны Л. С. Либровичем (1936). Там, начиная от хутора Сарабильского вверх по реке, видно, как известняки, соответствующие верхам верхнего девона, непосредственно перекрываются туфами и кремнистыми туффитами кислого состава. Эта толща относится уже к самым верхам зилаирской свиты. Более поздними работами Г. А. Смирнова среди песчаников были обнаружены известняки с фауной *Eoendothyra* cf. *communis* (Raus.), *Quasiendothyra* cf. *kobetusana* (Raus.), подтверждающей этренский возраст этой толщи.

Верхнетурнейские образования (верхнетурнейский подъярус) в пределах Магнитогорского мегасинклиория резко отличаются от нижнетурнейских. Они представлены порфиритами андезито-базальтового состава, диабазами, липаритовыми порфирами, их туфами и лавобрекчиями с прослоями известняков и туффитов и входят в состав нижней толщи березовской свиты. Развита эти породы преимущественно в пределах Магнитогорской зоны. Возраст толщи устанавливается на том основании, что выше описываемых образований залегает маркирующий горизонт известняков с фауной основания визейского яруса: *Palaeotextularia diversa* (N. Tschern.), *Tetrataxis perfidus* (Malakh.), *Plicatifera humerosa* (Sow.), *Pl. christiani* (Kon.). Эти известняки самым тесным образом связаны с подстилающими породами и образуют с ними постепенные переходы. Хорошие разрезы нижней толщи березовской свиты наблюдаются по р. Греховке, по р. Уралу у пос. Грязнушинского, у пос. Аблязовского и в других пунктах. К югу от пос. Аблязовского позднетурнейский возраст порфиритов подтверждается находками фауны *Pustula pustulosiformis* Rot., *Athyris asi-nuata* Lis.

Фауна фораминифер позднетурнейского возраста обнаружена вблизи г. Магнитогорска на участке Башик-Придорожном. Мощность пород описываемой толщи изменяется от 200 до 800 м.

Визейский ярус

Нижневизейские образования (нижневизейский подъярус) развиты в Магнитогорской и Полоцко-Кацбахской фациальных зонах и входят в состав средней и верхней толщ березовской свиты. Наиболее полные разрезы их, тесным образом связанные с верхнетурнейскими, наблюдаются в пределах Магнитогорской зоны.

Средняя толща березовской свиты в Магнитогорской зоне залегает согласно на нижней и распространена совместно с ней. Представлена эта толща преимущественно туфами, туфобрекчиями, туфопесчаниками, туффитами, известняками, а также маломощными покровами кислых и щелочных эффузивов, реже порфиритов и диабазов. В районе г. Магнитогорска средняя толща представлена преимущественно известняками, туфопесчаниками и кремнистыми туффитами. В известняках в западном борту карьера горы Магнитной А. А. Плюсниной найдены *Chonetes papilionacea* (Phill.), *Ch. dalmaniana* Коп., *Plicatifera humerosa* (Sow.), т. е. формы, характерные для основания визейского яруса. Этот маркирующий горизонт известняков с *Plicatifera humerosa* (Sow.), отмечается во многих пунктах описываемой площади. В частности, он наблюдается в разрезе по р. Зингейке западнее пос. Базарского, на р. Кипчаке, на р. Урале выше устья р. Греховки и у пос. Грязнушинского, а также в других пунктах. Возраст описываемой толщи определяется в целом как ранневизейский, но в ряде разрезов нижняя граница описываемой толщи опускается до верхнего турне. Мощность 300—400 м.

Верхняя толща березовской свиты хорошо обнажена в пределах Магнитогорской зоны в окрестностях поселков Зингейки и Черноотрожского по берегам р. Зингейки и ее притокам, по р. Ильяске вблизи пос. Обручевки, по р. Уралу в районе пос. Березовского и Грязнушинского. Аналоги ее имеются также в пределах Полоцко-Кацбахской зоны. Представлена толща диабазами, спилитами, порфиритами, реже липаритовыми порфирами, туфами всех разновидностей эффузивных пород. Значительное место в разрезе занимают также осадочные породы, представленные туфопесчаниками основного и смешанного составов с прослоями известняков. Эффузивные образования преобладают в верхах разреза толщи, а осадочные породы в нижней ее части. Фаунистические остатки в составе этой толщи обнаружены в известняках на горе Круглой, расположенной на правом склоне долины р. Гумбейки в 3,5 км выше впадения ее в р. Урал. З. Г. Поповой (1963) из этих известняков определено большое количество фораминифер, из которых наиболее многочисленной и характерной является группа *Dainella chomatica* (Dain) и группа *Endothyra staffelliformis* (N. Tschern.). По стратиграфическому положению известняки с отмеченными фораминиферами моложе косьвинского и древнее устьилимского горизонта, т. е. характеризуют собой верхи нижневизейского подъяруса. Мощность толщи изменяется от 100 до 600 м.

В Полоцко-Кацбахской зоне развит несколько своеобразный комплекс осадочных и метаморфических пород, представленных туфопесчаниками кислого состава, кварцевыми и кремнистыми песчаниками, полимиктовыми конгломератами, углисто-глинистыми, углисто-кремнистыми, кварцево-сланцевыми сланцами, алевролитами с тонкими прослоями известняков, а также диабазами, порфиритами и их туфами. Наиболее полный его разрез прослеживается в бассейне р. Утяганки вблизи пос. Амурского. Палеонтологическая характеристика пород этой толщи очень скудная. В прослоях известняков, залегающих в верхних частях разреза описываемой толщи в 5 км к юго-востоку от пос. Кацбахского, Ю. С. Емельяновым были найдены кораллы *Lithostrotion* cf. *portlocki* (E. et H.), на основании которых можно говорить о визейском возрасте этих частей разреза. А. А. Плюсниной в кремнистых песчаниках по правому берегу р. Утяганки обнаружена флора *Asterocalamites* sp., характерная для верхов девона и нижнего карбона. Позднее из этих песчаников отобраны остатки спор и пыльцы, представляющие тот же возрастной интервал. Раннекаменноугольный воз-

раст определяется также и по членам криноидей. Мощность пород описываемой толщи по р. Утяганке составляет примерно 1000 м. Ввиду своеобразного состава и осадочного происхождения песчанико-сланцевой толщи, а также отсутствия стратиграфических аналогов в смежных районах эта толща выделена в самостоятельную утяганскую свиту. Она залегает трансгрессивно на различных комплексах пород и по возрасту может относиться к интервалу времени от позднего турне до раннего визе включительно.

Непосредственно на песчанико-сланцевой толще в разрезе по р. Утяганке с разрывом залегает толща диабазов, порфиритов, их туфов и туфопесчаников. Эта толща хорошо сопоставляется с верхней толщей березовской свиты Магнитогорской зоны и прослеживается в других пунктах Полоцко-Кацбахской зоны. Мощность ее изменяется от 200 до 600 м.

Средневизейские образования (средневизейский подъярус), развитые в пределах описываемой площади, представлены нижней толщей гусихинской свиты, которая хорошо выделяется в разрезе и представлена в большей своей части осадочными и вулканогенно-осадочными яснослоистыми породами: туфопесчаниками, туфоконгломератами, алевритами, туффитами, известняками и в меньшей мере кислыми эффузивами и их туфами, а также маломощными покровами порфиритов. Эта толща слагает широкие площади в пределах Магнитогорской зоны. Ее разрезы можно наблюдать к северу от г. Магнитогорска до широты пос. Рыкова, северо-восточнее пос. Агаповки, вблизи пос. Урпека, к северо-востоку от пос. Обручевки, а также по рекам Мокрой Березке, Бурле и ее притокам.

На нижневизейских образованиях отложения рассматриваемой толщи залегают в ряде пунктов трансгрессивно с местными перерывами. Их возраст устанавливается довольно определенно по многочисленным находкам фауны. В частности, около пос. Агаповки в прослоях известняков содержатся многочисленные *Plectogyra similis* (Raus. et Reith.), *Globoendothya numerabilis* (Viss.), *Linoproductus* aff. *probus* Rot., *Gigantoproductus mirus* (Fricks), *G. maximus* (M'Coу). Среди прослоев известняков в устье р. Урпека имеются фораминиферы *Cornuspira prisca* (Raus.), *Eostaffella breviscula* (Gan.) у станции Магнитогорск-Товарная в известковистом цементе туфобрекчии найдены *Linoproductus probus* Rot., *Gigantoproductus* cf. *tulensis* (Bolkh.). В той же полосе севернее пос. Верхне-Кизильского обнаружены *Teirataxis conica* (Ehrenb.), *Plectogyra devexa* (Raus.), *Leptaenella analoga* (Phill.), *Productus concinnus* Sow. Кроме того, в песчаниках в 4 км восточнее пос. Обручевки найдена флора: *Sublepidodendron kasachstanicum* (Radcz.), *Lepidodendron* cf. *veltheimi* Sternb., *Tomiodendron* aff. *primaevum* Radcz. Остатки флоры имеются также и во многих других пунктах, где распространены средневизейские отложения. По приведенным органическим остаткам описываемые отложения можно сопоставить с усть-илимским и низами губашкинского горизонтов среднего визе унифицированной стратиграфической схемы Урала.

Фации средневизейских образований в Магнитогорской зоне сравнительно выдержанные. Исключение составляет разрез по р. Кипчаку, где по фауне фораминифер А. В. Ярковой выделен известняковый разрез среднего визе. Мощности описываемых отложений резко изменяются. В грабенах они достигают 500—600 м, а в горстах уменьшаются до 200—100 м и даже выклиниваются.

Нижние части разрезов кизильской и гусихинской свит в пределах Кизильской и Магнитогорской зон местами замещаются спилитами,

палеобазальтами, диабазами, трахитовыми и фельзитовыми порфирами и их туфами. Фаунистически охарактеризованный разрез кизильской свиты в таких случаях начинается с основания верхнего визе.

Визейский и намюрский ярусы нерасчлененные

Объединенные образования верхневизейского подъяруса и намюрского яруса представлены вулканогенными и осадочными породами. Вулканогенные породы составляют среднюю толщу гусихинской свиты; осадочные породы, представленные известняками, входят в состав кизильской свиты и верхней части гусихинской свиты.

Вулканогенная толща сложена эффузивами кислого, щелочного и основного состава, их туфами и туфолавами, а также редкими прослоями известняков. Породы этой толщи широко распространены в пределах Магнитогорской зоны в районе г. Магнитогорска и к югу от него на левобережье р. Урала, а также по его левым притокам — рекам Зингейке, Большой и Малой Караганке. Кроме того, незначительные выходы пород вулканогенной толщи имеются в районе оз. Башкирского в пределах Гумбейской зоны.

В районе г. Магнитогорска и к северу от него вся толща эффузивных пород делится на три части. В нижней части залегают порфириты андезито-базальтового состава, в средней преобладают трахилипаритовые порфиры и в верхах главным образом распространены эффузивы базальтового состава с редкими покровами порфиров.

Западнее пос. Спасска вулканогенная толща лежит несогласно на средневизейских отложениях. В других пунктах, где толща представлена преимущественно туфами, наблюдается согласное залегание и даже постепенные переходы.

Возраст вулканогенной толщи следует считать в целом поздневизейским, так как ее непосредственно подстилают слои с известняками, в которых находятся *Gigantoproductus maximus* (M'Coу), характерные для самых верхов среднего визе. Кроме того, в прослоях темно-серых афанитовых известняков среди эффузивов в 10 км севернее пос. Базарского найдены *Echinoconchus subelegans* (Thoms.), *Linoproductus ovatus* (Hall), характерные для верхнего визе. В прослоях окремненных известняков среди липаритовых и липарито-лацитовых порфиров в районе оз. Башкирского найдены отпечатки *Striatifera striata* (Fisch.) и *Gigantoproductus* sp. поздневизейского возраста. Мощности описываемой толщи крайне непостоянны. На широте г. Магнитогорска мощность ее достигает 1500 м, а к югу сокращается до 500 м.

Карбонатный разрез гусихинской свиты, составляющей верхнюю ее толщу, был описан на р. Нижней Гусихе Л. С. Либровичем (1936). Здесь на серии спилитов, диабазов и палеобазальтов залегает мощная толща темно-серых, почти черных окремнелых известняков с верхневизейскими брахиоподами *Linoproductus ovatus* (Hall), *Chonetes* cf. *papilionacea* (Phill.), а также с колониями *Syringoroga* и редкими *Rugosa*. Мощность толщи около 800 м.

Известняковый разрез, относимый к кизильской свите, распространен в пределах всех описываемых зон. Наиболее полные разрезы кизильской свиты описаны в Кизильской и Магнитогорской зонах.

Впервые кизильская свита была подробно описана Л. С. Либровичем (1936) в пределах Кизильской зоны, где она слагает большие площади. Очень детально с привлечением всех комплексов фауны разрезы ее изучены по рекам Большому Кизилу, Уралу, Ходолазу. В составе кизильской свиты при описании сводного разреза выделяется пять толщ (снизу вверх):

1. Толща *a* — известняки темно-серые с *Syringopora*, *Rugosa*, мелкими брахиоподами, гастроподами, местами замещающиеся основными и кислыми лавами и туфами 150—200 м
2. Толща *b* — известняки серые с *Lithostrotion junceum* (Flem.), *L. irregulare* (Phill.), *Clisiophyllum densilamellatum* (Pern.), *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.) 200 „
3. Толща *c* — известняки серые, светло-серые с *Eostaffella ikensis* (Viss.), *Dibunophyllum vaughani* (Salee), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *Davidsonia carbonaria* (M'Coу), *Athyris variabilis* Moell., *Goniatites orientalis* Libt. 350—400 „
4. Толща *d* — известняки светло-серые, белые, участками с многочисленной фауной *Eostaffella discoidea* (Brazhn.), *Globovalvulina parva* (N. Tschern.), *Archaediscus parvus* (Raus.), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Linoproductus corrugatus* (M'Coу), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *Spirifer bisulcatus* Sow., *Sp. triangularis* Mart., *Martinia glabra* (Mart.), *Squamularia lineata* (Mart.), *Proshumardites* sp. 300—350 „
5. Толща *e* (нижняя часть) — известняки темно-серые с *Glomospira gordialis* (Jones et Parker), *Eostaffella postmosquensis* (Kir.), *Productus concinnus* Sow., *Spirifer scharitmiensis* Jap., *Proshumardites karpinskii* Raus., *Stenopronotites* aff. *uralensis* (Karp.) 150—300 „

Общая мощность кизильской свиты составляет 1250—1300 м. По возрасту описываемые толщи сопоставляются следующим образом: толща *a* датируется средним визе и, по-видимому, может быть отнесена к губашкинскому горизонту унифицированной стратиграфической схемы Урала. Толщи *b*, *c* и нижняя часть толща *d* отвечают верхнему визе и соответственно сопоставляются с ладейнинским, нижнегубахинским, устьсарбайским горизонтами. Верхняя часть толща *d* коррелируется с устьсарбайским горизонтом нижнего намюра, а толща *e* — с сюранским горизонтом верхнего намюра.

На севере и юге породы кизильской свиты в пределах описываемой зоны частично замещаются в основании и верхах разреза эффузивами кислого и основного состава, а также их туфами. На нижневизейских образованиях эта свита залегает без несогласий.

В Магнитогорской зоне породы кизильской свиты занимают значительно меньшие площади и представлены в более сокращенных мощностях. Выходы отложений этой свиты приурочены к синклинальным структурам: Агаповская синклиналь (между пос. Агаповкой и г. Магнитогорском), Измайловская синклиналь (к северу и югу от пос. Измайловского), а также моноклинали в районе поселков Новопоцкого и Новооренбургского. Мощность известняков не превышает 800 м. Породы кизильской свиты в описываемой зоне лежат в целом согласно на нижневизейских образованиях.

В Магнитогорской зоне, так же как в Кизильской, по комплексам фауны и литологическому составу в кизильской свите можно выделить следующие толщи (снизу вверх):

1. Толща *a* — в известняковой фации, охарактеризованной фораминиферами западноуральского и устьилимского горизонтов (стратиграфической схемы Урала), обнажена в долине р. Кипчака. Известняки темно-серые с кораллами и мелкими брахиоподами плохой сохранности. В других пунктах породы, соответствующие этому стратиграфическому интервалу, представлен эффузивной фацией гусьинской свиты. В вышележащих толщах непрерывно прослеживается карбонатный разрез и лишь в верхах в составе кизильской свиты вновь появляются эффузивы 100 м
2. Толща *b* — темно-серые известняки с *Gigantoproductus giganteus* (Mart.) 150—200 „
3. Толща *c* — темно-серые и светло-серые известняки с *Eostaffella ikensis* (Viss.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Gi-*

<i>giantoproductus giganteus</i> (Mart.), <i>Davidsonia carbonaria</i> (M'Co y), <i>Athyris variabilis</i> Moell.	400—450 „
4. Толща <i>d</i> — светло-серые известняки с <i>Eostaffella postmosquensis</i> (Kir.), <i>Striatifera striata</i> (Fisch.), <i>Giantoproductus edelburgensis</i> (Phill.), <i>Dictyoclostus insculptus</i> (M. W.), <i>Spirifer bisulcatus</i> Sow., <i>Martinia glabra</i> (Mart.), <i>Squamularia lineata</i> (Mart.)	100—150 „

Толщи *b* и *c* на основании приведенной фауны относятся к верхнему визе и соответственно сопоставляются с ладейнинским и нижне-губахинским горизонтами унифицированной стратиграфической схемы Урала, а толща *d* — с устьсарбайским горизонтом нижнего намюра. Толща *e* в разрезах Магнитогорской зоны отсутствует.

В Ирндыкской, Гумбейской и Полоцко-Кацбахской зонах кизильская свита залегает трансгрессивно на вулканогенных образованиях нижнего, среднего, верхнего девона, а также на нижнетурнейских отложениях.

В Ирндыкской зоне породами кизильской свиты выполнены Уртазымская синклинали по р. Большой Уртазымке, а в Баймакской зоне — синклинали Казмашевская (к северо-западу от д. Казмашево) и Мухаметовская (западнее д. Мухаметово), а также моноклинали западнее долины р. Миндяк.

Нижние части кизильской свиты в Уртазымской синклинали также представлены эффузивными породами, среди которых наиболее распространены спилиты, диабазовые порфириты, диабазы, реже кератофиры. Здесь непосредственно на основных эффузивах залегают известняки светло-серые рифогенные. По комплексу фауны, представленной *Striatifera striata* (Fisch.), *Giantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *G. cf. latissimus* (Sow.), *Athyris expansa* (Phill.) и другими формами, эти известняки могут быть сопоставлены с верхами толщи *c* и низами *d*, т. е. верхами визе и основанием намюра. Мощности известняков непостоянны и изменяются от 50 до 200 м.

В Баймакской зоне известняки кизильской свиты залегают трансгрессивно на породах среднего и верхнего девона. По возрасту эти известняки относятся к среднему визе — раннему намюру нерасчлененным и имеют крайне непостоянные мощности.

В Гумбейской зоне кристаллическими известняками кизильской свиты была выполнена только синклинали в районе оз. Башкирского. Возраст известняков здесь определяется как поздневизейский на основании фауны *Striatifera striata* (Fisch.), *Giantoproductus giganteus* (Mart.), *Davidsonia carbonaria* (M'Co y), *Athyris variabilis* (Moell.). Мощности известняков около 600 м. С запада и востока они ограничены тектоническими нарушениями и лишь на северном и южном центриклинальных окончаниях наблюдается трансгрессивное залегание их на породах среднего—верхнего девона.

В северной части Магнитогорского синклинория в пределах Гумбейской зоны кизильская свита обнажена в долине р. Шартымки. Этот разрез изучался М. Э. Янишевским (1900), Л. С. Либровичем (1939), Н. П. Малаховой (1950), А. А. Султанаевым (1957). Отложения свиты залегают на вулканогенно-осадочной толще верхнего девона и, по данным Л. С. Либровича, расчленяются на пять горизонтов, из которых два нижних по своему положению соответствуют верхнему визе, а три верхних получили название нижне-, средне- и верхнешартымских слоев, являющихся известняковой фацией намюра.

Разрез этот представлен следующими горизонтами (снизу вверх):

1. Известняки серые или темно-серые местами с *Cyathophyllum purchisoni* (E. et H.), *C. cf. regium* (Phill.), *C. stüchburgi* (E. et H.), *Lithostroton junceum* Flem., *L. irre-*

- gulare* Phill., *Clysiophyllum* cf. *subimbricatum* Thoms., *Lonsdaleia floriformis* Flem., *Carcinophyllum* cf. *kirsopi* Thoms., *Striatifera* cf. *striata* (Fisch.), *Gigantoproductus* cf. *giganteus* (Mart.), и др. около 100—150 м
2. Известняки светло-серые с многочисленными *Striatifera striata* (Fisch.) и редкими *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *Athyris* cf. *expansa* (Phill.) и др. около 80—120 „
3. Известняки светлые, иногда пятнистые с *Schelwiebella crenistria* (Phill.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Striatifera* cf. *striata* (Fisch.), *Productus concinnus* Sow., *Marginifera* cf. *schartimiensis* Jan., *Pugnax* cf. *acuminata* (Mart.), *Spirifer elongata* Jan., *Spirifer gracilis* Jan., *Squamularia lineata* (Mart.), *Athyris* sp., *Cravenoceras cowlingense* Bisat. и др. около 60—80 „
4. Известняки темные и светлые, частью «пятнистые» с *Schizophoria resupinata* (Mart.), *Leptaenella* cf. *analoga* (Phill.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Striatifera* cf. *striata* (Fisch.), *Productus concinnus* Sow., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Marginifera* cf. *schartimiensis* Jan., *Pugnax acuminata* (Mart.), *Spirifer striatus* Mart., *Brachythyris* cf. *integricosta* (Phill.), *Martinia glabra* (Mart.), *Dielasma attenuatum* (Mart.), *Cravenoceras* sp., *Posidoniella vetusta* Sow. и др. около 50—60 „
5. Известняки серые с разнообразной и многочисленной фауной содержащей *Schelwiebella crenistria* (Phill.), *Krotovia rarituberculata* (Jan.), *K. karpinskiana* (Jan.), *Buxtonia* cf. *scabricula* (Mart.), *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Overtonia fimbriata* (Sow.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *L. aff. cora* (d'Orb.), *Productus concinnus* Sow., *Pr. redesdalensis* M.-W., *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *D. cf. boliviensis* (d'Orb.), *D. cf. guenewaldti* (Krot.), *Marginifera schartimiensis* Jan., *Pugnax* cf. *acuminata* (Mart.), *Spirifer striatus* Mart., *Sp. schartimiensis* Jan., *Sp. moelleri* Jan., *Sp. baschhiricus* Jan., ? *Spiriferina* sp., *Martinia glabra* (Mart.), *Squamularia lineata* (Mart.), *Coelonautilus bicarinatus* Vern., *Ephippioceras verneuili* Hyatt, *E. cf. cliteclerium* Sow., *Domatoceras schartimiense* Jan., *Stenopronorthis uraiensis* Karp., *Schartymites barbotanus* Vern., *Homoceratoides* (?) *schartymense* Libr., *Verneuillites verneuili* (Jan.), *V. purchisoni* (Libr.), *Branneroceras marianum* Vern., *B. karpinski* Jan., *Dimorphoceras discrepans* Brown., *Phillipsia derbiensis* Mart. var. *schartimiensis* Veb., *Ph. derbiensis* Mart. var. *kirichenkovi* Veb., *Brachymetopus uraiicus* Vern., *Cyrtosymbole librovitchi* Veb. около 80—100 „

Если возраст трех нижних горизонтов по фауне устанавливается довольно определенно и хорошо увязывается с горизонтами унифицированной стратиграфической схемы Урала, то относительно возраста четвертого и пятого горизонтов у разных авторов существуют различные точки зрения. В частности, первый горизонт хорошо коррелируется с ладейнинским горизонтом, второй — с нижнегубахинским, третий — с устьсарбайским.

Н. П. Малахова (1956), изучавшая фораминиферы в известняках разреза р. Шартымки, выделила комплексы фораминифер, характеризующие пять горизонтов. Отмечая сходство фораминифер четвертого и пятого горизонтов, Н. П. Малахова указывает на близость их к комплексу форм нижнегубахинских слоев, относимых ею к верхнему визе. Устьсарбайский горизонт, отвечающий по положению нижнему намюру, по этим данным, в районе р. Шартымки отсутствует.

По мнению А. А. Султанаева (1957), работавшего здесь позднее, пятый горизонт Л. С. Либровича характеризуется эоштаffelовым комплексом фораминифер, имеющим сравнительно широкое вертикальное

распространение от верхнего визе до московского яруса. В описываемом же разрезе зоштафелловый комплекс в сочетании с представителями брахиоподовой фауны, по мнению А. А. Султанаева, указывает уже на башкирский возраст верхней части пятого горизонта.

Средний отдел

Краткие указания о наличии на Южном Урале среднего карбона имеются в работах Меглицкого и Антипова (1858), А. Штукенберга (1898), М. Э. Янишевского (1900). Детальное описание разреза среднекаменноугольных отложений впервые было произведено Л. С. Либровичем (1936) в средней и южной частях Магнитогорского синклинория. В составе среднего карбона он выделяет уртазымскую и кордиаловскую свиты, которые распространены только в пределах Кизильской и Магнитогорской зон.

Более поздними работами были сделаны некоторые дополнения к разрезу, описанному Л. С. Либровичем. В частности, верхняя часть толщи *e* и толща *f*, входившие раньше в состав нижнего карбона, в настоящее время на основании вновь найденных комплексов фауны сопоставляются с нижебашкирским подъярусом среднего карбона. Таким образом, самые верхи кизильской свиты являются среднекаменноугольными. Л. М. Донаковой и Н. В. Струве (1959) в основании уртазымской свиты устанавливается перерыв в осадконакоплении на основании базальных конгломератов с галькой известняков, содержащих фауну московского яруса.

Уртазымская и кордиаловская свиты, по данным Л. С. Либровича, имеют одинаковый возраст, но отличаются фациальными особенностями.

Уртазымская свита была описана Л. С. Либровичем в окрестностях пос. Уртазымского и на примыкающих к нему участках в пределах Кизильской зоны. Породы этой свиты также обнажены по рекам Уралу, Худолазу и Большому Кизилу.

Сводный разрез среднекаменноугольных отложений для кизильской зоны может быть представлен в следующем виде (снизу вверх):

1. Верхняя часть толщи *e* — известняки с *Eostaffella* sp., *Branneroceras cancellatum* (Bisat), *Bilinguites superbilingue* (Bisat), *Meekeella eximia* (Eichw.), *Choristites bashkiricus* (Jan.) и др. Местами в составе толщи имеются основные эффузивы в подчиненном количестве 200 м
2. Толща *f* в большей своей части является фациальным аналогом толщи *e* и развита она преимущественно в западных разрезах. Представлена толща мелкогалечниковыми конгломератами, песчаниками и известняками с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* (Raus.), *Choristites* sp. до 200 „

После перерыва в осадконакоплении, отвечающего верхнебашкирскому подъярису и основанию нижнемосковского подъяруса, прослеживается разрез уртазымской свиты, по возрасту соответствующей московскому ярусу. Л. С. Либрович в составе уртазымской свиты выделял четыре толщи. На стратиграфической схеме среднего карбона Урала, утвержденной в апреле 1963 г., уртазымская свита на толщине не раздана.

Представлена уртазымская свита известняковыми песчаниками, светлыми известняками, грубыми известковистыми конгломератами. В известняках найдена фауна: *Pseudostaffella sphaeroidea* (Ehrenb.), *Profusulinella librovitchi* (Dutk.), *Fusulinella bocki* (Moell.), *Fusulina cylindrica* (Fisch.), *F. typica* (Lee et Chen), *Chaetetes radians*

Fisch., *Choristites* cf. *priscus* (Eichw.), *Ch. uralicus* (Leb.), *Ch. ex gr. mosquensis* (Fisch.) и др. Мощность ее около 800 м. Уртазымская свита лежит несогласно на нижнебашкирских и нижнекаменноугольных отложениях.

В пределах Магнитогорской зоны в районе пос. Кардаиловского развиты породы кардаиловской свиты, являющейся возрастным аналогом уртазымской свиты. Различаются эти свиты между собой по литологии и характеру фауны. В составе кардаиловской свиты имеются темные или почти черные известняки с пропластками кремня, известковистые песчаники, реже мелкогалечниковые конгломераты. Известковистые песчаники имеют в общем тот же характер, что и в уртазымской свите, но известняки здесь черные, а грубые известковистые конгломераты совсем отсутствуют. Л. С. Либрович (1936) выделял в составе свиты две толщи. На стратиграфической схеме среднего карбона Урала эта свита, так же как уртазымская, показана без расчленения на толщи. Возраст свиты устанавливается на основании многочисленных находок фауны московского яруса, из которой наиболее характерными формами являются: *Pseudostaffella sphaeroides* (Ehrenb.), *Ozawainella angulata* (Col.), *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Fusulinella fluxa* (Lee et Chen), *Stenopronorites karpinskii* (Libr.), *Syngastrioceras orientale* (Jin.), *Trigonogastrioceras uralicum* (Libr.), *Choristites* cf. *priscus* (Eichw.), а также флоры *Calamites cystii* Brgnht. и др. Мощность более 700 м.

Эта свита залегает трансгрессивно на породах кизильской и гусиной свит.

Среднекаменноугольные отложения в пределах Магнитогорской зоны встречаются также в Агаповской и Измайловской синклиналях, где имеют мощность 150—200 м.

В составе описанных отложений присутствуют известняки, известняковые конгломераты, доломиты, песчаники, алевролиты, гипсы. В гальках известняковых конгломератов имеется фауна: *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. gorskyi* (Dutk.) и *Choristites* sp. На основании приведенных форм конгломераты можно отнести к московскому ярусу.

Челябинский район

Каменноугольные отложения в этом районе распространены в виде многочисленных, но узких полос преимущественно северо-восточного простирания. В разрезах по рекам Миассу и Увельке установлены отложения визейского яруса. В разрезе по р. Миассу, выше пос. Малое Баландино выделяются три толщи (снизу вверх):

1. Чередующиеся серые конгломераты полимиктовые, песчаники известковистые и сланцы с прослоями глинистых известняков, содержащих, по А. А. Петренко (1946), *Rhipidomella michelini* (Eveill.), *Schellwienella crenistria* (Phill.), *Chonetes hardrensis* Phill., *Linoproductus* ex gr. *laevicostatus* (White), *Orthoceras* sp., а по сборам Н. Ф. Мамаева, *Lithostrotion junceum* Flem., *Eostaffella* aff. *ikensus* Wiss., *E. mediocris* Wiss., *E. ex gr. prisca* Raus., *Hyperammia* cf. *vulgaris* Raus., *Palaeotextularia longiseptata* Lip., *P. consobrina* Lip., *Cribrostomum* sp., *Endothyra* ex gr. *crassa* Br., *E. ex gr. bradyi* Moell., *E. ex gr. globulus* Eichw., *Archaediscus* cf. *krestovnikovi* Raus., *A. cf. moelleri* Raus., створки остракод и иглы ежа 200 м

2. Красноцветные конгломераты полимиктового состава, чередующиеся с песчаниками аркозовыми и известковистыми и известняками с *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reitt., *Archaediscus karreri* Brady, *Endothyra* sp., *Cribrostomum* sp., *Tetrataxis* sp., *Spirulina* sp., *Staffella* sp., *Lithostrotion irregulare* Phill., *L. caespitosum* Mart., *L. junceum* E. et H., *L. ex gr. portlocki* E. et H., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Gigantoproductus* cf. *mirus* (Fricks), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), ? *Spiriferina* sp. 300 м

3. Известняки светлые, массивные, с фауной *Strialifera striata* (Fisch), *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Reticularia lineata* Mart., *Spirifer* sp., *Athyris variabilis* Moell. 300 „

Две нижние толщи А. А. Петренко (1946) относит еще к турне, а Н. Ф. Мамаев к нижнему визе. По последним данным, обусловленным составом фауны, первые две толщи средне-визейские; а верхняя толща верхневизейская.

Более верхние слои нижнего карбона известны по западному берегу оз. Смолино, где выступают сероватые мергелистые известняки, содержащие, по данным Д. Л. Степанова, *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Ech. elegans* (M'Coу), *Linoproductus* ex gr. *cora* (d'Orb.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Sinuatella sinuatus* (Kon.), *Marginifera* cf. *schartimiensis* (Jan.), *Spirifer integricosta* Phill.

К северу от г. Челябинска, по р. Караболке и у оз. Карагайкуль, по Н. Ф. Мамаеву, наблюдаются известняки с *Lithostrotion junceum* Flem., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *Productus concinnus* Sow., залегающие на базальных конгломератовидных песчаниках аркозового состава, содержащих обломки кварцевого альбитофира, гранит-порфира, кварца и полевых шпатов, видимо, за счет размыва гипабиссальных гранит-порфиров и альбитофиров, на которых эти осадки залегают несогласно.

На северном берегу оз. Карагайкуль по этим же данным в основании известняковой толщи залегают (снизу вверх):

1. Серый тонкослоистый известняк с <i>Hyperammina vulgaris</i> Raus., <i>Archaeidiscus</i> ex gr. <i>karreri</i> Brady, <i>Gigantoproductus maximus</i> (M'Coу)	свыше 1 м
2. Серый тонкозернистый известковистый песчаник с отпечатками продуктид	0,1 „
3. Серый, местами окремненный известняк с отпечатками брахиопод	0,3 „
4. Коричневато-серая известковистая глина	0,15 „
5. Светло-серый коралловый известняк, состоящий из колонии <i>Syringopora parallela</i> Fisch., <i>Lithostrotion junceum</i> Flem. Видимая мощность	0,40 „

Песчаники аркозо-грауваккового состава наблюдаются также в основании толщи серых неяснослоистых известняков с фауной среднего и верхнего визе — *Lithostrotion* sp., *Syringopora ramulosa* Goldf., *Strialifera striata* (Fisch), *Gigantoproductus* cf. *giganteus* (Mart.), *Athyris expansa* Phill., выступающих на р. Тече у пос. Течи-Брод и южнее. Эти известняки с песчаниками в основании залегают здесь с угловым и ясно выраженным азимутальным несогласием на средние и верхнедевонских вулканогенных толщах.

В районе юго-восточнее пос. Коелга и по р. Увельке ниже этого поселка аркозо-граувакковые песчаники, переходящие в полимиктовые конгломераты, составляют значительную по мощности свиту, названную И. В. Ленных кабанской. Составляющие эту свиту конгломераты и песчаники с размывом залегают на эффузивах силура(?) гранодиоритах Коельского массива и заключают многочисленные окатанные обломки этих пород. В верхах свиты появляются туфоконгломераты, туфы, диабазы и другие эффузивы разной мощности, песчаники полимиктового строения. Стратиграфически выше, у так называемых «Титечных гор», на песчаники верхов кабанской свиты налегают темные глинистые известняки с брахиоподами *Productus concinnus* Sow., *Martinia* sp., *Athyris expansa* Phill., *Spirifer* sp. и фораминиферами *Hyperammina* sp., *Forschia* sp., *Glomospira goldialis* Jon. et Port.,

Endothyra sp., *Archaediscus inflatus* Schlyk., *Ar.* ex gr. *karreri* Brady, *Eostaffella mediocris* var. *ovalis* Viss., *Eostaffella* sp. Возраст кабанской свиты рассматривается еще ранне- и средневизейским.

Описание разреза каменноугольных осадков по р. Увельке и ее притоку р. Сухарышу имеется в работах П. М. Есипова, Д. Л. Степанова, Ю. Н. Кузнецовой, Н. Ф. Мамаева (1954), Л. Н. Ромашовой. По данным Н. Ф. Мамаева, нижнекаменноугольные отложения залегают здесь несогласно на эффузивах силуро-девонского возраста и подразделяются на две главнейшие толщи: верхнюю — карбонатную и нижнюю — туфосланцевую.

Туфосланцевая толща состоит из чередующихся туффигов, известняков, песчаников, туфоконгломератов, углистых филлитов и лав кислого и основного состава. П. М. Есипов подразделяет туфосланцевую толщу на пять толщ и указывает на находку в песчаниках нижней толщи отпечатка листовой подушки *Lepidodendron* sp. По его мнению, эта толща соответствует нижнему визе и, возможно, верхней части турне.

По последним данным, полученным в результате работ Л. Н. Ромашовой, туфосланцевая толща на р. Увельке отвечает стратиграфическому интервалу от верхов нижнего визе до низов верхнего визе. Мощность ее около 800 м.

Верхняя карбонатная толща состоит из известняков и по палеонтологическим данным подразделяется на две толщи, соответствующие по возрасту среднему и верхнему визе. Состав нижней толщи C_{1V_2} , по П. М. Есипову, следующий:

- | | |
|---|------------|
| 1. Известняки с <i>Syringopora gracilis</i> Keys., <i>Lithostro-
tion ressicum</i> Schtuck., <i>L. junceum</i> Flem., <i>L. caespitosum</i>
Mart., <i>L. irregulare</i> Phill. | около 45 м |
| 2. Известняки серые битуминозные с Crinoidea | 40 „ |
| 3. Известняки светлые с <i>Gigantoproductus</i> ex gr. <i>gigan-
teus</i> (Mart.) | 150 „ |
| 4. Известняки серые с многочисленными <i>Gigantoproductus</i>
ex gr. <i>giganteus</i> (Mart.), <i>Dictyoclostus semireticulatus</i>
(Mart.) и др. Д. Л. Степанов указывает в составе этой
толщи еще <i>Gigantoproductus</i> cf. <i>hemisphaericus</i> (Sow.), <i>Gig.
aff. corrugato-hemisphaericus</i> (Vaugh.) | около 10 „ |

Верхняя толща C_{1V_3} — известняки темно-серые, серые и светлые с многочисленными *Striatifera striata* (Fisch.), с которыми, по данным Д. Л. Степанова, встречаются *Krotovia* cf. *rarityberculata* (Jan.), *Echinococonchus elegans* (McCoу), *Chonetes* cf. *papilionacea* Phill., *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Dictyoclostus* ex gr. *semireticulatus* (Mart.), *Spirifer duplicicostus* Phill., *Goniatites* cf. *granosus* Portl., *Proshumardites* sp. и другие гониатиты. Возможно, верхи этой толщи соответствуют уже основанию намюра.

Среднекаменноугольные отложения установлены Ю. Н. Кузнецовой в верховьях р. Сухарыша, где верхневизейские известняки перекрываются толщей известняково-глинистых сланцев, тонкоплитчатых опоквидных пород с прослоями известняков, содержащих *Profusulinella* sp., *Fusulinella* (?) sp., *Staffella* (*Pseudostaffella*) ex gr. *confusa* Lee et Chen, *St.* (*Pseudostaffella*) ex gr. *sphaeroidea*, *Schubertella* sp. Условно к среднему карбону П. М. Есиповым отнесены по р. Тогузаку (приток р. Увельки) толщи мраморизованных известняковых песчаников и известняковых конгломератов, содержащих известняковую гальку с *Syringopora capillacea* Ludw.

В западной части Троицкого района, по исследованиям А. А. Султанаева и Н. Ф. Мамаева, каменноугольные отложения представлены

фациально различными толщами преимущественно верхнего визе, намюра и московского яруса среднего карбона. Нижнекаменноугольные образования представлены песчанико-конгломерато-сланцевыми, карбонатными и осадочно-вулканогенными толщами.

Терригенные и карбонатные отложения среднего(?) и верхнего визе широко развиты по р. Уй у пос. Большой Ключевки. Представлены они чередующимися полимиктовыми песчаниками, конгломератами, углисто-кремнистыми сланцами с известняками, образующими по р. Уй ниже этого поселка пачки массивных известняков, рассматриваются А. А. Султанаевым как рифогенные. Из них им указываются фораминиферы *Millerella* sp., *Endothyra* sp., *Tetrataxis* sp., *Tuberitina* sp. В прослоях известняков, залегающих среди песчаников у пос. Большой Ключевки, обнаружены фораминиферы: *Hyperammina* cf. *vulgaris* Raus. et Reitl., *Tuberitina* sp., *Endothyra globulus* Eichw., *Palaeotextularia* cf. *longiseptata* var. *fallax* Lip., *Pal.* aff. *longiseptata* var. *crassa* Lip., *Cribrostomum* sp., *Tetrataxis* aff. *conica* Ehrenb., *Bradyina* sp., *Archaeodiscus* sp., *Eostaffella* ex gr. *mediocris* Viss.

На р. Уй, под Троицким домом отдыха, описан следующий разрез (снизу вверх):

- | | |
|--|----------|
| 1. Тонкослоистые глинистые известняки с прослойками полимиктового и известковистого песчаника с растительным детритом. В известняках много кораллов и брахиопод, из которых определены: <i>Gangamophylum</i> cf. <i>boreale</i> Gorsk., <i>G. mosquense</i> Dobr., <i>Paleosmilia</i> sp., <i>Gigantoproductus</i> ex gr. <i>giganteus</i> (Mart.), <i>Chonetes</i> cf. <i>papilionacea</i> Phil. и др., а также фораминиферы — <i>Tuberitina maljaokini</i> Mikh., <i>Hyperammina vulgaris</i> Raus. et Reitl., <i>Glomospira regularis</i> Dain, <i>Lituotubella glomospiroides</i> Raus., <i>Archaeodiscus</i> ex gr. <i>spirillinoides</i> Raus., <i>Ar. moelleri</i> Raus., <i>Ar.</i> aff. <i>enormis</i> Schlyk., <i>Eostaffella</i> sp., <i>E. prisca</i> Raus., <i>E. mediocris</i> Viss. | до 150 м |
| 2. Плагноклазовые порфириды и их туфы с прослоями светлого известняка | до 50 „ |
| 3. Сероватые полимиктовые и известковистые песчаники | 10—15 „ |
| 4. Светло-серые известняки с многочисленными остатками раковин <i>Striatifera striata</i> (Fisch.) и фораминиферами <i>Hyperammina</i> cf. <i>vulgaris</i> Raus. et Reitl., <i>Forschia</i> aff. <i>mikhailovi</i> Dain, <i>Endothyra</i> aff. <i>crassa</i> Brady, <i>End.</i> ex gr. <i>globulus</i> Eichw., <i>Palaeotextularia consobrina</i> var. <i>intermedia</i> Lip., <i>Monotaxis</i> sp., <i>Tetrataxis paraminima</i> Viss., <i>Archaeodiscus moelleri</i> Raus., <i>Permodiscus</i> aff. <i>vetustus</i> Dutk., <i>Eostaffella</i> aff. <i>ikensis</i> var. <i>tenebrosa</i> Viss., <i>Parastaffella</i> sp. и др. | до 50 „ |

Мощность всего разреза в целом до 265 м.

Среднекаменноугольные отложения, представленные известняками и полимиктовыми конгломератами, песчаниками и известняками или только брекчиевидными известняками, прослеживаются узкими полосами в бортовых частях мезозойского грабена от хутора Беткуевского на р. Уй до пос. Красносельского на р. Увельке.

В известняках из низов среднекаменноугольной толщи А. А. Султанаев (1957) указал фораминиферы подольского горизонта: *Fusulinella* cf. *gerasimovi* Saf., *Pseudostaffella rostovzevi* Raus. и др. Из верхней части толщи, сложенной розоватыми известняками, обнаружены: *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Fusulinella* cf. *kamensis* Sof., указывающие на московский ярус.

По р. Увельке, под восточной окраиной пос. Красносельского, к московскому ярусу относятся полимиктовые конгломераты, песчаники и известняки, содержащие фораминиферы: *Tuberitina* ex gr. *bulbacea* Gall. et Harl., *Tetrataxis* sp., *Pseudostaffella* sp., *Profusulinella* sp. и др. Мощности этих отложений не превышает 50—70 м.

Полтаво-Брединский район

Каменноугольные отложения здесь прослеживаются в виде непрерывной полосы от долины р. Верхнего Тогузака на севере и до окрестностей пос. Кваркено на юге. Разрез их наиболее полно изучен Н. Ф. Мамаевым (1947), Е. А. Перепечиной, В. С. Шехуновым, А. А. Петренко (1946) и др. у пос. Бреды.

Нижний отдел

Каменноугольные отложения, залегающие несогласно на более древних образованиях, подразделяются на две толщи: нижнюю — песчанико-сланцевую и верхнюю — известняковую. В основании нижней песчанико-сланцевой толщи с пластами угля, известной под названием угленосной толщи, местами залегают сланцево-мергелистая пачка из чередующихся песчанико-известковистых и мергелистых сланцев и известняков, содержащих фауну позднеурнейского, возможно, ранне-визейского возраста: *Schelwieinella crenistria* (Phill.), *Spirifer* cf. *marionensis* Shum., *Sp.* aff. *tornacensis* Kon., *Sp.* cf. *grabovi* Rot. etc. Другие исследователи — Е. А. Перепечина и В. С. Шехунов, а также А. А. Петренко (1946) — считают эти отложения залегающими в верхах угленосной толщи.

Угленосная толща, или брединская свита, состоит из чередующихся песчаников и сланцев, заключающих до 20—30 пластов угля непостоянной мощности. По данным Н. Ф. Мамаева, угленосная толща делится на три пачки, различающиеся литологическими особенностями пород и отчасти комплексами флоры (снизу вверх):

1. Сланцево-песчаниковая пачка — кварцевые и кварцево-полевошпатовые, местами гравелистые песчаники с прослоями песчанистых и глинистых сланцев, содержащих *Lepidodendron* sp., *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Sphenopteris norosana* Tschirk., *Cardiophanes hochstetleri* Ettings., *Archaeopteridium tschermaki* Stur.; *Adiantites antiqua* Ettings. до 20 м

2. Песчанико-сланцевая пачка — глинистые, углисто-глинистые и песчанистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников, а также угольными пластами рабочей мощности. В углисто-глинистых сланцах многочисленная флора — *Lepidodendron acuminatum* Гоерр., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Adiantites tenuiolia* Гоерр., *Ad. bredyana* Tschirk., *Ad. antiqua* Ettings., *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Sphenopteris norosana* Tschirk. 350—400 „

3. Песчаниковая пачка — переслаивающиеся туфогеновые, кварцево-полевошпатовые и кварцево-известковистые песчаники с подчиненными прослоями углисто-глинистого и песчанистого сланца, а также глинистого известняка. В прослоях глинистого известняка из этой пачки, под северо-западной окраиной пос. Бреды, известны фораминиферы: *Hyperammia vulgaris* Raus. et Reith., *Ammodiscus* sp., *Archaeodiscus karreri* Brady, *Arch. krestovnikovii* Raus., *Arch. cf. spirillinoides* Raus., *Endothyra globulus* var. *numerabilis* Viss., *Eostaffella* sp., указывающие (определение Н. П. Малаховой) на возраст пород верхней части угленосной толщи не древнее среднего визе. В верхней части верхней пачки местами залегают покровы основных и кислых эффузивов (порфириды, диабазы, альбитофиры и их туфы) до 150 „

По данным Е. А. Перепечиной и В. С. Шехунова, угленосная толща делится на четыре свиты:

1. Кварцево-серицитовая — из полимиктовых серицитизированных песчаников 200 м

2. Кварцево-хлоритовая — из песчанистых сланцев и глинистых песчаников с кварцево-хлоритовым цементом, углисто-глинистых сланцев и угольных пластов около 600 „

3. Туфовая — из туфопесчаников и туфоконгломератов не менее 200 „

4. Известково-аргиллитовая — из известковых аргиллитов, песчаников и известняков с остатками брахиопод 180 „

Возраст угленосной толщи, по Н. Ф. Мамаеву, нижневизейский и в нижней части, возможно, верхнетурнейский; по А. А. Петренко, Е. А. Перепечиной и В. С. Шехунову вся угленосная толща имеет турнейский возраст. В настоящее время верхи угленосной свиты относятся к среднему визе.

Вышезалегающая известняковая толща разделяется на три пачки — C_{1V_2} , C_{1V_3} и $C_{1п}$, которые фаунистически расчленяются на более мелкие горизонты (снизу вверх):

1. C_{1V_2} — в основании глинисто-известковистые сланцы, чередующиеся с песчаниками и глинистыми сланцами, содержащими *Gigantoproductus maximus* (M'Coу), *Lithostrotion junceum* Flem., *Syringopora* ex gr. *distans* Fisch., *S. ramulosa* Goldf., *Palaeosmilia* sp., *Hemitrypa* ex gr. *nodosa* Ullr., а выше серые и темные известняки с *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *Productus concinnus* Sow., *Antiquatonia* cf. *sulcata* (Sow.), *Reticularia lineata* Mart., *Athyris expansa* Phill., *Ath. variabilis* Moell., *Ath. planosulcata* Phill. 200—250 м

2. C_{1V_3} — известняки светлые и массивные, с многочисленными *Schellwienella crenistria* (Phill.), *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Avonia* cf. *karpinskiana* (Jan.), *Echinoconchus elegans* (M'Coу), *Overtonia fimbriata* (Sow.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Str. striata angusta* Jan., *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* (Mart.), *Productus* cf. *concinnus* Sow., *Marginifera schartimiensis* (Jan.), *Camarophoria* sp., *Spirifer* cf. *triangularis* Mart., *Sp. cf. incrassatus* Eichw. 250—300 „

3. $C_{1п}$ — известняки светлые, серые, неяснослоистые, отчасти доломитизированные и местами богатые фауной, наблюдаются западнее разреза Рамеева, где найдены: *Schuchertella* sp., *Schellwienella* cf. *crenistria* (Phill.), *Plicatifera* cf. *mesoloba* (Phill.), *Pl. ferganensis* (Jan.), *Krotovia spinulosa* (Sow.), *Avonia karpinskiana* (Jan.), *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Overtonia* aff. *fimbriata* (Sow.), *Cancrinella undata* (Defr.), *Linoproductus* ex gr. *cora* (d'Orb.), *L. tenuistriatus* (Vern.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Dictyoclostus cf. semireticulatus* (Mart.), *Productus concinnus* Sow., *Marginifera schartimiensis* (Jan.), *Martinia* cf. *glabra* Mart., *Reticularia* sp. ? *Spiriferina octoplicata* Sow., *Spirifer* aff. *baschkiricus* Jan., *Sp. cf. duplicicostus* Phill., *Sp. incrassatus* Eichw., *Sp. subrotundus* M'Coу, *Sp. attenuatus* Sow., *Reticuloceras* cf. *inconstans* Phill., *Branneroceras karpinskii* Jan., *Baschkirites* cf. *discoidalis* Libr., *Proshumardites* sp., *Proshumardites* cf. *uralicus* Libr., *Pr. bredyanus* Libr., *Stenopronorites uralensis* Карп., *Griffithides longiceps* Potrl. var. *obsoleta* Web., *Streptopteria uralica* Jan., *Schizodus* sp., *Nautilus* sp. и др. не менее 150 „

По составу фауны отложения, находящиеся в основании этого разреза, соответствуют среднему и верхнему визе, а верхи его — намюрскому ярусу, по-видимому, в полном его объеме.

Средний отдел

В составе среднекаменноугольных отложений, по данным Н. Ф. Мамаева (1947), выделяются три толщи (C_2^A , C_2^B и C_2^C), наблюдающиеся по р. Боровой близ пос. Бреды:

1. C_2^A — конгломераты известняковые толстослоистые, мелкогалечниковые с прослоями темного конгломератовидного известняка, содержащего *Rugosa*, *Crinoidea*, *Enteleles pentamera* var. *uralica* Gog., *Buxtonia mosquensis* Ivan., *Echinoconchus* aff. *punctatus* (Mart.), *Linoproductus* aff. *cora* (d'Orb.), *L. neffedievi* Vern., *Dictyoclostus* cf. *uralicus* Tschern. D. *inflatus* McChesney, *Productus concinnus* Sow., *Marginifera* cf. *lobata* (Sow.), *M. cf. longispina* (Sow.), *M. cf. typica* Waag., *Rhynchonella* sp., *Spirifer* cf. *fasciger* Keys., *Choristites* cf. *jigulensis* (Stuck.), *Ch. cf. podolskensis* Ivan., *Ch. cf. ludoxiae* Frecks., *Athyris planosulcata* Phill., *Antiquatonia* aff. *costata* (Sow.) и др. 30 м

2. C_2^B — песчаники известковистые с *Meekeella striatocostata* Cox., *Rhynchonella variabilis* Stuck., *Camarophoria superstes* Vern., *Reticularia lineata*

(Mart.), *Dielasma moelleri* Tschern., *D. millepunctatum* Hall, *D. plica* Kut., *D. sacculus* (Mart.), *D. perovale* Kop., *D. cf. fusiformis* Vern. и др. с прослоями темного известняка, содержащего *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Schubertella* (?) sp., *Linoproductus* ex gr. *cora* (Orb.), *Spirifer* ex gr. *striatus* Mart., *Orthoceras* sp. и др. 120 „

3. C_2^C — сланцы глинистые и глинисто-известковистые тонкослоистые и листоватые с растительными остатками до 30 „

Фауна горизонтов C_2^A и C_2^B указывает на принадлежность пород к подольскому горизонту.

Общая мощность среднекаменноугольной толщи достигает 180 м. Непосредственно восточнее Полтаво-Брединской полосы каменноугольных отложений имеются редкие выходы известняков с фауной верхнего визе (*Striatifera striata* (Fisch.), *Athyris variabilis* Moell. и др.), залегающих у пос. Наследницкого и юго-западнее ст. Карталы несогласно на докаменноугольных образованиях и слагающих антиклинальные поднятия (Н. Ф. Мамаев).

К среднему карбону, по-видимому, относятся встреченные в высыпках у пос. Еленовки известковистые песчаники со *Staffella* (*Osawainella*) *angulata* Colani, *Fusiella* sp., *Cribrostomum* sp., *Globivalvulina* sp., *Permodiscus* sp.

Аятский район

Под этим названием объединяются площади распространения каменноугольных отложений к востоку от Полтаво-Брединского угленосного района, в пределах средних и нижних течений рек Камышлы-Аята, Арчаглы-Аята и Карталы-Аята. Данные о разрезах карбона этого района имеются в работах П. М. Есипова и Н. Ф. Мамаева (1940), И. И. Савельева (1937) и А. А. Петренко (1946). По этим данным, здесь развиты отложения нижнего и среднего карбона, а также предположительно верхнего карбона.

Нижний отдел

Нижний карбон представлен фациально изменчивыми толщами турне, известняками и, по-видимому, эффузивами визе.

По р. Сухой и по р. Арчаглы-Аяту ниже пос. Городищенского в основании разреза залегают толща однообразных светло-серых известняков, содержащих фауну нижневизейского облика: ?*Spirifer* ex gr. *cinctus* Keys., *Plicatifera sublaevis* Kop., *Caninia antropovi* Stuck.

По А. А. Султанаеву (1960), в известняках имеются фораминиферы *Plectogyra* aff. *gemma* (Malakh.), *Pl.* aff. *honesta* (Schlyk.), *Pl.* ex gr. *costifera* (Malakh.), *Plectogyra* aff. *bellocosta* (Malakh.), *Chernyshinella* aff. *glomiformis* (Lip.), *Septatournayella* sp., *Spiroplectamina* sp. и др. Мощность известняков до 700 м.

В северной части района по р. Среднему Тогузаку такие же известняки содержат *Uralonema karpinskii* Libr., а также *Endothyra primaeva* Rauss., *Haplophragmella* sp. и подстилаются базальной толщей крупнозернистых полимиктовых и кварцево-известковых песчаников.

По р. Арчаглы-Аяту стратиграфически выше залегают свита обломочных пород, подразделяющаяся на нижнюю песчанико-конгломератовую толщу и на верхнюю песчанико-сланцевую.

Песчанико-конгломератовая толща состоит из крупногалечниковых полимиктовых конгломератов с прослоями грубозернистых полимиктовых и аркозовых песчаников.

В составе конгломератов присутствуют окатанные гальки известняков, мраморов, кварцитовидных песчаников, фтанитов, кремнисто-углистых сланцев, различных эффузивов, зерен кварца и полевых шпатов. Цемент их известково-песчаный. Мощность до 100 м.

Песчанико-сланцевая толща, выступающая по р. Арчаглы-Аяту выше аула Урунтаева, состоит из песчаников, мергелистых и глинистых и углисто-глинистых сланцев с *Sphenopteridium bifidum* L. et H., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Lepidodendron* sp., а также с остатками пелеципод. По составу пород и остаткам флоры эту толщу можно сопоставить с угленосной толщей Полтаво-Брединского района. Мощность ее здесь, видимо, достигает 500 м.

Песчанико-сланцевая толща перекрывается толщей известняков и подчиненных им известняковых конгломератов, песчаников и сланцев. В известняках содержится фауна *Gigantoproductus* ex gr. *giganteus* Mart., *Striatifera striata* (Fisch.), *Reticularia lineata* (Mart.), *Spirifer* sp., Crinoidea и микрофауна *Endothyra* sp., *Cribrostomum* cf. *bradyi* Moore. Мощность известняков до 300 м. Эта толща по своему положению соответствует среднему и верхнему визе.

Средний отдел

Среднекаменноугольные отложения, развитые у поселков Масловецкого и Александровского, представлены в основании грубообломочными известняковыми конгломератами, содержащими кроме гальки известняка различные по составу песчаники, яшмы, кварцево-серицитовые и зеленокаменные сланцы, основные и кислые эффузивы, габбро, кварцевые диориты, граниты и различные жильные породы. Не исключено, что верхняя часть толщи принадлежит уже верхнему карбону.

* *
*

Приведенное описание типичных разрезов каменноугольных отложений показывает значительные различия составов разновозрастных толщ карбона в разных районах восточного склона Южного Урала. Это прежде всего характерно для нижней части разреза нижнего карбона, охватывающего турне и визе, где при разнообразии петрографического состава толщ наблюдается довольно резкая его изменчивость, имеющая характер широтной фациальной зональности. Так, в Магнитогорском и в меньшей мере в Полтаво-Брединском районах для верхнетурнейско-визейской части разреза характерным является наличие вулканогенных образований, довольно разнообразных по составу и местами мощных, переслаивающихся с песчаниками и известняками. В более восточных районах — Полтаво-Брединском и Аятском — эта часть разреза карбона представлена преимущественно песчанико-сланцевыми толщами; известняки и эффузивы, имея подчиненное значение, образуют обособленные толщи в верхах этой части разреза. Довольно однообразен состав отложений верхней части разреза нижнего карбона от верхнего визе до верхнего намюра, которые почти всюду представлены известняками. Разрез среднекаменноугольных отложений, развитых в Магнитогорском, Полтаво-Брединском и Аятском районах, всюду характеризуется преимущественно обломочными породами — конгломератами и песчаниками. Однако если в Аятском районе эти породы полностью составляют разрез среднего и (предположительно) верхнего карбона, то в Полтаво-Брединском, а в особенности в более западном Магнитогорском районах обломочные породы

чередуются с известняками, имеющими местами преобладающее значение.

Неполнота разреза карбона в Аятском и Верхне-Тобольском районах, где отсутствуют или слабо развиты отложения, соответствующие верхнему визе и намюру, а также, по-видимому, основанию среднего карбона, возможно, отчасти объясняется размывом их в период накопления красноцветных полимиктовых конгломератов, песчаников и сланцев среднего и верхнего карбона(?).

Однако вероятным также следует считать предположение о преобладании в это время здесь области суши, вследствие чего мощность отложений визе и намюра, а также низов среднего карбона была незначительной.

Довольно существенные изменения в составе каменноугольных толщ устанавливаются и в меридиональном направлении, например при сопоставлении разрезов Челябинского, Полтаво-Брединского и Орско-Домбаровского районов, расположенных на одном простирании. Существенные различия здесь также имеются в разрезах турне и нижнего визе.

Приведенное описание разрезов каменноугольных образований свидетельствует о сложной обстановке в этой части Урала в ранне- и среднекаменноугольную эпохи.

В начале карбона в Магнитогорском и отчасти Челябинском и Орско-Домбаровском районах произошли погружения отдельных участков земной коры, сопровождавшиеся проявлением довольно интенсивной вулканической деятельности.

Вулканизм проявлялся в подводном излиянии лав основного (спилиты, диабазы и пр.) и кислого (липариты, фельзиты и пр.) состава и накоплении туфов и туфогенных пород, причем вулканическая деятельность чередовалась с периодами спокойного осадконакопления в условиях относительно мелкого моря. В Полтаво-Брединском районе этому времени соответствовали поднятия поверхности, распространившиеся также на значительную площадь восточных районов — Аятского и Верхне-Тобольского. Вулканическая деятельность здесь не проявлялась, а накопление преимущественно карбонатных осадков происходило в заливообразных водоемах вдоль береговой линии континента, расположенного на востоке. В конце турне происходит стабилизация лагунно-континентальных и частью континентальных условий в пределах Верхне-Тобольского, Аятского, Полтаво-Брединского и восточной части Челябинского районов с накоплением, уже преимущественно в раннем визе, довольно мощных песчанико-конгломератовых и песчанико-сланцевых толщ, местами с пластами угля.

Накопление песчано-глинистых угленосных осадков в Полтаво-Брединском районе происходило в относительно неширокой меридиональной долине, сообщавшейся на юге с открытым морем и ограниченной на востоке и западе выступами суши, имевшими островной характер. Наличие морских нижневизейских осадков (известняков) на меридиане устья р. Аята и восточнее его свидетельствует об отсутствии крупного континентального массива к востоку от полосы угленосных осадков.

Накопление угленосных осадков в Магнитогорском районе происходило вдоль береговой линии, где условия для угленакопления были менее благоприятны.

Такие условия, впервые создавшиеся еще в раннем турне в Домбаровском районе, продолжали существовать, видимо, до среднего визе, ознаменовавшегося общим погружением местности и трансгрессией моря, первоначально захватившего лишь понижения в рельефе,

где накапливались по преимуществу терригенные осадки. Эти колебания поверхности местами сопровождались проявлением вулканизма.

В начале позднего визе произошло дальнейшее погружение местности, повлекшее за собой расширение трансгрессии (поздневизейская трансгрессия), распространившейся и на участки существовавшей до сих пор суши, где отлагались известняки на самые разнообразные, преимущественно докаменноугольные, толщи и массивы изверженных пород. Морские условия дольше всего сохранялись в Магнитогорском, Полтаво-Брединском и отчасти Челябинском районах, тогда как в Аятском и Верхне-Тобольском, а также Орско-Домбаровском районах в поздневизейское и намюрское время происходили поднятия и размыв уже отложившихся осадков в относительно неглубоком море. В начале среднего карбона происходит почти повсеместный подъем местности с образованием довольно значительных и высоких участков суши в Верхне-Тобольском, Аятском и в меньшей степени в Полтаво-Брединском и Магнитогорском районах, вследствие регрессии моря в западном и северо-западном направлениях. Поднятие местности, видимо, происходило неравномерно и сопровождалось местными погружениями, в пределах которых происходило накопление преимущественно обломочных осадков и лишь в Магнитогорском районе эти движения имели более спокойный характер и иногда благоприятствовали отложению карбонатных осадков.

В конце среднего карбона и, может быть, уже в начале позднего карбона в условиях довольно жаркого климата происходит исчезновение последних замкнутых водоемов, представляющих собой реликтовые остатки отступившего далеко на запад моря. Эти водоемы, приуроченные в Аятском и Верхне-Тобольском районах к погружениям, по-видимому, были тектонического происхождения, выполнялись первоначально грубообломочными осадками, а затем песчано-глинистыми и мергелистыми отложениями, содержащими в районе г. Магнитогорска залежи гипса.

Общий подъем местности на границе среднего и позднего карбона, вызвавший установление континентального режима в этой части Урала, по-видимому, связан с проявлением орогенических движений и магматизмом. В результате каменноугольные толщи были дислоцированы и метаморфизованы.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермская система как стратиграфическая единица была впервые установлена на Урале. История изучения пермских отложений может быть подразделена на четыре этапа.

В течение первого этапа, до 40-х годов прошлого столетия, происходило накопление начальных сведений об этих отложениях, позволивших Р. Мурчисону в 1841 г. установить пермскую систему. Наиболее заметные работы этого этапа принадлежат Рышковскому, Платонову, Ф. Ф. Вангенгейму фон Квалену, Г. П. Гельмерсену.

Второй этап, с 1850 по 1928 г., отвечает периоду расчленения системы на отделы и ярусы, а также времени проведения региональных геологических съемок. Начало его неразрывно связано с деятельностью Геологического комитета и таких крупных ученых, как Н. А. Головкинский, А. Н. Карпинский, А. А. Штукенберг, С. Н. Никитин, А. В. Нечаев, Ф. Н. Чернышев, П. И. Кротов, А. А. Краснопольский и А. М. Зайцев. Н. А. Головкинским (1869) верхнепермские отложения были подразделены на три толщи, соответствующие уфимскому, казанскому и татарскому ярусам. Он указал также на фациальные

изменения цехштейна в Пермской губернии и на замещение его терригенными породами. А. П. Карпинский (1874), проводя исследования в Оренбургском крае, пришел к выводу о необходимости выделения артинского яруса, имеющего переходный характер между каменноугольными и пермскими отложениями. Стратотипом данного яруса он считал песчаники с аммонейми в окрестностях Артинского завода. Ф. Н. Чернышев (1884) предложил подразделить пермо-карбон на два горизонта, а А. А. Штукенберг (1890) верхний из них выделил в качестве кунгурского яруса. С. Н. Никитин (1887), доказывая разновозрастность цехштейна и залегающего выше яруса пестрых мергелей, дал ему название татарского яруса. А. В. Нечаев (1915) предложил ранее выделявшиеся цехштейновые отложения назвать казанским ярусом, а подстилающие красноцветы — уфимским ярусом.

Третий этап — с 1929 по 1941 г.; начало его характеризуется относительно широким разворотом геологоразведочных работ и геологических съемок в связи с открытием в кунгурских отложениях крупнейшего месторождения калийных солей у г. Соликамска и промышленной нефти в артинских отложениях у Верхнечусовских Городков. По материалам бурения пермские отложения изучались как в западных складках Урала, так и в Приуралье — в окрестностях городов Соликамска, Березников, Чердыни, Кунгура, Губахи, Перми и других. Геологические съемки этого периода велись в Колво-Вишерском крае и в районе г. Чусового (Дуткевич, 1934), в Кизеловском каменноугольном бассейне (под руководством И. И. Горского), на Уфимском плато (М. В. Круглов, позднее работники ВНИГРИ под руководством В. Д. Наливкина в 1939 г.), по верхней Каме (А. А. Иванов) и в окрестностях г. Перми (под руководством Н. П. Герасимова и др.). Большое значение имели для того времени работы М. В. Круглова, установившего замещение с востока на запад терригенных нижнепермских отложений карбонатно-сульфатными, а также Н. П. Герасимова и Е. И. Тихвинской (1934). В 1936 г. В. Я. Руженцев предложил выделить сакмарский ярус. Было произведено также детальное расчленение пермской системы на горизонты, чему немало способствовала методика изучения фауны фузулиид, разработанная на материалах Пермского Прикамья Г. А. Дуткевичем и в основном в Башкирии Д. М. Раузер-Черноусовой (1935, 1937 и др.).

Представления о характере и условиях залегания пермских отложений в описанный период отражены на геологических картах Урала под редакцией Д. В. Наливкина (1931) и под редакцией И. И. Горского, а также в сборнике «Пермская экскурсия; северный маршрут», изданном к XVII Международному геологическому конгрессу.

Для четвертого этапа, с 1941 г. по настоящее время, характерно широкое применение фациального анализа пермских отложений и изучение геологической истории их развития. Изучали и описывали пермские отложения в разное время Б. И. Грайфер, М. Н. Вагаев, Д. Е. Егоров, В. П. Золотова, П. Е. Коробецких, Е. Н. Ларионова, Е. Я. Москалева, З. И. Новоселова, М. А. Павлова, П. А. Софроницкий, К. С. Шершнева, Л. С. Шнее, С. М. Домрачев, Н. В. Дорофеев, В. П. Горский, Л. П. Гроздилова, Е. В. Владимирская, В. Д. Наливкин, Г. С. Порфирьев, И. И. Ратновский, В. П. Пнев, К. Ф. Рахманов, Д. Л. Степанов, В. С. Тризна, А. А. Султанаев, Н. Н. Форш, Н. Г. Чочиа, С. М. Аронова, З. И. Бороздина, А. В. Горшкова, В. И. Носаль, М. А. Сушкин, В. А. Туруновский, Н. Н. Ростовцев, Н. П. Герасимов.

В результате этих работ была разработана весьма детальная схема стратиграфии, подробно изучены фациальные изменения и выявлен ряд структур, благоприятных для поисков нефти.

Границы пермской системы приняты согласно унифицированной стратиграфической схеме 1963 г.: подошва — в основании ассельского яруса, выделенного в объеме швагеринового горизонта сакмарского яруса схемы 1950 г., а кровля — на контакте татарского яруса с триасом.

В составе нижней перми выделены четыре яруса: ассельский, сакмарский, артинский и кунгурский. Граница между ассельским и сакмарским ярусами соответствует основанию тастубского горизонта. Граница между артинским и кунгурским ярусами является до некоторой степени условной. Она принята в подошве филипповского горизонта кунгура, широко распространенного в Предуралье. По мнению некоторых исследователей (В. Д. Наливкин, Н. В. Дорофеев), филипповский горизонт имеет артинский возраст, так как низы его фациально замещаются известняками сылвенских рифов, относящихся к артинскому ярусу. Ассельский ярус делится на два горизонта — новокуркинский и шиханский. Сакмарский ярус подразделен на тастубский и стерлитамакский горизонты; артинский — на актастинский и саргинский горизонты. В пределах Уфимского плато В. Д. Наливкин (1949б) и отчасти в Колво-Вишерском крае Н. Г. Чочиа (1955) выделяют еще саранинский горизонт. Но в разрезах разбуренных площадей востока Русской платформы последний не выделяется и не всеми геологами принимается за самостоятельную стратиграфическую единицу. Поэтому в настоящем разделе саранинский горизонт описывается совместно с саргинским с соответствующими ссылками. Сопоставление ассельско-артинских отложений дано в табл. 15*.

В кунгурском ярусе выделяется два горизонта: филипповский и иренский.

Верхняя пермь подразделена на уфимский, казанский и татарский ярусы. Казанский ярус сложен красноцветными песчано-глинистыми отложениями и принимается в объеме белебеевской свиты М. Э. Ноинского. От термина «юговская свита», предложенного Е. И. Тихвинской (Герасимов, Тихвинская, 1934) для нижнеказанских красноцветных толщ и одно время употреблявшегося геологами Прикамья, ныне отказались. Е. М. Люткевичем (1951) оспаривается казанский возраст белебеевских отложений Пермского Прикамья. Он считает, что толща красноцветов выше соликамского горизонта относится к татарскому ярусу.

Пермские отложения западного склона Урала и Предуралья характеризуются чрезвычайно быстрой фациальной изменчивостью, так как в пермский период происходило формирование Уральской горной страны и Предуральского прогиба. Это явилось причиной смены фаций в широтном направлении и меридионального простираия фациальных зон, в пределах которых разрезы более или менее однородны. Вместе с тем Уральские горы и прогиб с течением времени перемещались к западу, что вызвало перемещение зон в том же направлении. Поэтому в отдельных разрезах получилось наложение друг на друга осадков, образовавшихся в различных фациальных зонах. Вследствие указанного разнообразия разрезов и фаций описание стратиграфии дается ниже по ярусам в пределах однородных зон, с юга на север и с востока на запад от Уральской геосинклинали к Русской платформе.

Нижний отдел

Ассельский и сакмарский ярусы

Ассельский и сакмарский ярусы выступают лишь в окраинных складках Урала и частично по восточному борту Предуральского про-

гиба. Выделяется четыре основных резко различающихся типа разрезов, отвечающих разным фациально-тектоническим зонам. Первый свойствен восточному склону Предуральского прогиба в том виде, в каком он существовал в ассельский и сакмарский века, второй тип характерен для западного склона Предуральского прогиба, третий — для восточного края Русской платформы, испытывавшего тогда быстрое прогибание, и четвертый — для более западных районов платформы. По-видимому, существует еще пятый тип, приуроченный к осевой части прогиба, где по аналогии с Ишимбаевским районом можно ожидать развития маломощных глинисто-карбонатных осадков (Хворова, 1947). Однако подобные разрезы на рассматриваемой территории не вскрыты.

Разрезы восточного склона Предуральского прогиба представлены терригенными породами флишевой формации — известковистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и конгломератами, изредка с прослоями органогенно-обломочных известняков и мергелей. В чередовании пород наблюдается отчетливая ритмичность, причем в основании ритма располагаются более крупнозернистые разности, а в верхах — мелкозернистые, последующий ритм ложится на предыдущий со следами размыва; мощность отдельных прослоев меняется от 10 до 50 см и редко у конгломератов и песчаников до 30 м. Породы содержат малое количество остатков фауны. В нижней части разреза, соответствующей низам ассельского яруса, распространены небольшие водорослевые рифы. В районе Бисертского завода отмечены местные перерывы, южнее, по-видимому, полностью выпадает верхняя часть ассельского яруса, а у ст. Кын и устья р. Койвы отсутствуют низы этого яруса. Размер зерен обломочного материала постепенно уменьшается в западном направлении.

В окрестностях Михайловского завода на р. Уфе, по данным В. Д. Наливкина (1949б) и И. И. Ратновского, наблюдается описываемый ниже разрез (рис. 13, разрез V).

Ассельский ярус представлен чигишанской свитой, которая с размывом ложится на известняки с *Fusulinella pulchra* Raus., относящиеся к низам верхнего карбона. Она сложена зеленовато-серыми глинистыми сланцами, песчаниками и конгломератами в верхней части. К северу от Бисертского завода, на р. Чигишан, и к югу, в Башкирии, встречаются крупные линзы рифовых известняков длиной до нескольких сот метров и мощностью до 70 м. Рифы построены разнообразными водорослями и неравномерно распределенной богатой фауной. Для них характерна инкрустационная структура. В чигишанской свите найдены фораминиферы — *Pseudofusulina krotovi* Schellw., *Ps. lutuginiformis* Raus., *Schwagerina muongthenensis* Дерга, *Sch. robusta* Meek., *Rugosofusulina* aff. *serrata* Raus., гониатиты — *Artinskia nalivkini* Ruzh., *Neopronorites magnus* Max. Мощность свиты более 200 м.

Тастубский горизонт сакмарского яруса представлен капысовской свитой чередующихся между собой песчаников и алевролитов с линзами конгломератов из галек известняков (45—76%), эффузивов (8—27%), кремней (11—17%) и кварцитов (4—16%). В гальках встречены фораминиферы ассельского яруса и тритицитового горизонта, а также среднего и нижнего карбона. В капысовских песчаниках обнаружены фаунистические остатки: *Pseudofusulina verneuili* Moell., *Ps. jaroslavoensis* Viss., *Ps. cf. tastubensis* Viss., *Chonetes sinuatus* Krot., *Krotovia pustulata* (Keys.), *Marginifera septentrionalis* Tschern., *Neospirifer fasciger* Keys. Мощность капысовской свиты не превышает 150 м.

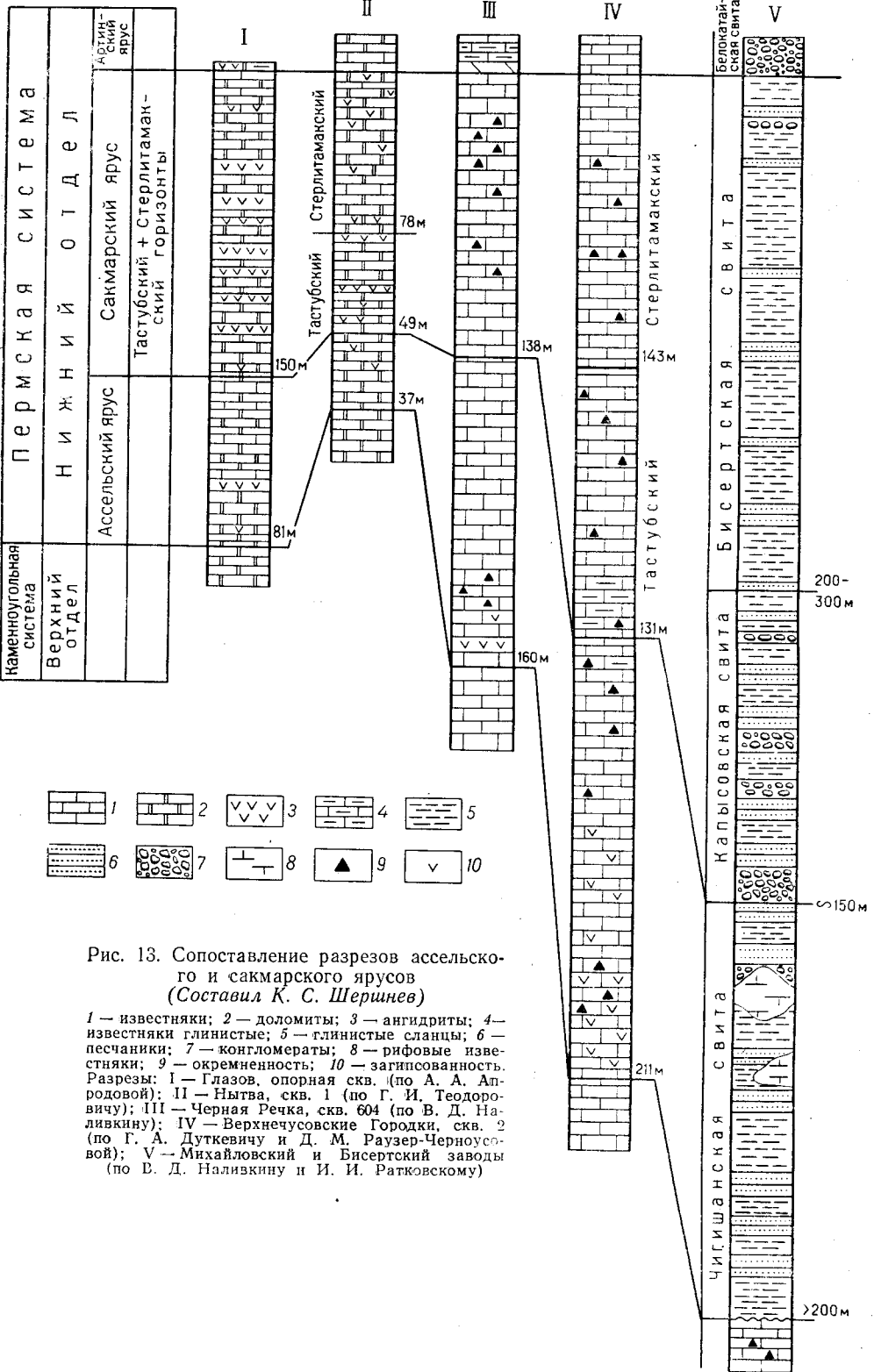


Рис. 13. Сопоставление разрезов ассельско-го и сакмарского ярусов
(Составил К. С. Шеринев)

1 — известняки; 2 — доломиты; 3 — ангидриты; 4 — известняки глинистые; 5 — глинистые сланцы; 6 — песчаники; 7 — конгломераты; 8 — рифовые известняки; 9 — окремненность; 10 — загнизованность. Разрезы: I — Глазов, опорная скв. (по А. А. Апродовой); II — Нытва, скв. 1 (по Г. И. Теодоровичу); III — Черная Речка, скв. 604 (по В. Д. Наливкину); IV — Верхнечусовские Городки, скв. 2 (по Г. А. Дуткевичу и Д. М. Раузер-Черноусовой); V — Михайловский и Бисертский заводы (по В. Д. Наливкину и И. И. Ратковскому)

Стерлитамакский горизонт сакмарского яруса представлен бисертской свитой известковистых аргиллитов с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов с фауной брахиопод, мшанок и фораминифер (*Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus.) сакмарского яруса. Мощность бисертской свиты приблизительно 200—300 м.

В северном направлении у Сылвенского завода и ст. Сарга разрез меняется. В ассельском ярусе преобладают конгломераты, а в сакмарском ярусе развиты песчаники и сланцы с прослоями конгломератов. Мощность ассельского и сакмарского ярусов здесь 500—600 м. Еще севернее, у ст. Кын, и в западном направлении — в ядре Артинской антиклинали — величина обломочного материала уменьшается, и мощность ярусов равна 450—500 м.

На севере, по рекам Колве и Вишере, по Н. Г. Чочиа (1955) и А. А. Султанаеву (1954), ассельский ярус представлен чередованием аргиллитов и песчаников с подчиненными прослоями известняков, без перерыва залегающих на верхнем карбоне, и имеет мощность до 230 м.

Разрезы западного склона Предуральского прогиба, существовавшего в ассельско-сакмарское время, характеризуются наличием крупных рифовых массивов с богатой и разнообразной фауной и сравнительно маломощными межрифовыми карбонатно-глинистыми отложениями, отсутствием песчаных зерен и небольшим количеством тонкоотмученного глинистого материала. Здесь отмечается повсеместное распространение перерыва между верхними частями рифов и перекрывающими их осадками и допускается наличие небольших и местных перерывов в пределах рифовых массивов (по аналогии с Ишимбаевским районом) при отсутствии их в межрифовых отложениях. Рифовые массивы мощностью до сотен метров быстро, но постепенно в западном направлении сменяются органогенными известняками.

Лучшие разрезы ассельских и сакмарских рифовых известняков известны на р. Ай ниже с. Абдулино, на р. Чусовой в районе Плакун Камня и на р. Вишере между деревнями Писаной и Акчимом. Рифовый массив у с. Абдулино подробно описан В. Б. Тризной (1950). В нем обнажены стерлитамакские и тастубские известняки мощностью до 70 м.

В центральной части тастубские известняки чистые, гидрактинонидные, ниже р. Ай — криноидно-фузулиновые, а вверх — темные глинистые. Верхняя часть рифа сложена известняками стерлитамакского горизонта, а краевая часть рифа и вершина — темными, глинистыми криноидными известняками. Абдулинский риф перекрывается плитчатыми мергелями дивьинской свиты артинского яруса, залегающими с перерывом, облекая выступы и склоны.

Плакунский риф на р. Чусовой, в 15 км выше г. Чусового, по В. Д. Наливкину, имеет длину до 5 км и мощность до 600 м в центре и до 200—300 м по краям. Он относится к нижней части ассельского яруса. Среди рифовых известняков выделяются три основные разновидности: а) светлые инкрустационные известняки с первичной пористостью, состоящие из скелетов гидрактинонидов и мшанок; б) светло-серые и зеленовато-серые, афанитовые относительно глинистые известняки с криноидеями, брахиоподами и трубчатыми водорослями; в) органогенно-обломочные массивные и слоистые известняки с большим количеством криноидей и фузулинид. Первый тип известняков составляет преимущественно центральные части рифового массива, второй — основание, а третий в основном его периферийные части.

Сокращенный список фауны плакунского рифа следующий: *Palaeophylisina laminaeformis* Krot., *Fenestella subforminosa* Trizna, *Fen.*

romboidea Nikif., *Polypora stepanovi* Trizna, *Dictyoclostus gruene-waldti* (Krot.), *Krotovia wallacei* (Derb.), *Avonia tuberculata* (Moell.), *Martinia uralica* Tschern., *Chonetes uralicus* Moell., *Linoproductus simensis* Tschern., *Stenoscisma mutabilis* (Tschern.), *Dielasma supracarbonica* Tschern., *Spirifer (Eliva) lyra* (Kut.), *Neophricadothyris rostrata* (Kut.), *Schwagerina pavlovi* Raus., *Sch. moelleri* Raus., *Pseudofusulina krotovi* var. *globulus* Raus., *Ps. ex gr. uralica* Krot., *Fusulinella pulchra* Raus.

По р. Чусовой рифогенные ассельские известняки налегают как на рифовые, так и на межрифовые глинистые известняки верхнего карбона и перекрываются с перерывом глинисто-песчаной толщей с прослоем окремнелого известняка с фауной стерлитамакского горизонта; мощность этой толщи 400—500 м.

Севернее р. Чусовой ассельские рифы появляются в разрезах западного склона Урала лишь в Колво-Вишерском крае, где прослежены полосой от р. Язьвы на юге до р. Уньи на севере (гора Писанный Камень на реках Вишере и Унье и гора Олений Камень на р. Колве). Они образуют непрерывное линзообразное тело мощностью в 100—150 м с крупными вздутиями — массивами до 300 м, к западу постепенно переходящее в слоистые известняки кырнышской свиты. Рифы принадлежат нижней части ассельского яруса, кверху они постепенно переходят в глинистые криноидные известняки и мергели мощностью до 5 м, а затем в мергели с прослоями алевролитов. К востоку они замещаются тонкослоистыми, часто окремненными, более глубоководными известняками мощностью до 100 м.

Разрезы восточного края Русской платформы сложены целиком органогенными слоистыми известняками, нередко содержащими линзы кремня. Общая примесь глинистого вещества равна 1% и редко достигает 4%. Известняки содержат богатую и разнообразную фауну. В восточных участках близ полосы рифовых массивов, в них наблюдаются довольно многочисленные линзы рифовых известняков. Перерывы в осадконакоплении отсутствуют. Подобного типа разрезы обнажены в южной части Уфимского плато близ хребта Каратау, а на севере — вдоль западного склона Урала. Детально они изучены по ряду скважин: Чернореченской близ г. Красноуфимска (Наливкин, 1949б), у Верхнечусовских Городков (Раузер-Черноусова, 1937) и по разрезам в Колво-Вишерском крае (Чочиа, 1955) (см. рис. 13, разрезы IV—III).

Строение этих разрезов приводится ниже.

Ассельский ярус — известняки мелкозернистые плотные и органогенные параштаффелловые и коралловые, иногда окремнелые, прослоями битуминозные, с характерной фауной *Pseudoendothyra bradyi* (Moell.), *Parafusulina dagmarae* (Dutk.), *P. mathildae* (Dutk.), *Pseudofusulina krotovi* Schellw., *Ps. parajaponica* Bul., *Ps. uralica* Krot., *Schwagerina* ex gr. *moelleri* Raus., *Campophyllum* cf. *amplexoides* Stuck., *Thyanophyllum aseptatum* Dobr., *Th. cystosum* Dobr., *Chonetina trapezoidalis* Waag., *Echinoconchus fasciatus* (Kut.), *Vuxtonia* sp. Мощность колеблется от 90 до 211 м.

Сакмарский ярус — известняки толстослоистые с пропластками доломитов, иногда сильно окремнелые, с линзами кремня, органогенно-обломочные кораллово-фораминиферовые и криноидно-фораминиферовые. Характерный комплекс фауны: *Pseudofusulina urdalensis* Raus., *Ps. plicatissima* Raus., *Fenestella foraminosa* Eichw., *F. grandis* Sch.-Nest., *Orionastraea stuckenbergi* Gerass., *O. solida* (Stuck.), *Cystophora biseptata* Dobr., *C. monoseptata* Dobr., *C. longiseptata* Dobr. Общая мощность колеблется от 60 до 275 м, причем на долю

тастубского горизонта приходится 25—130 м, а стерлитамакского 35—145 м.

В разрезах Русской платформы широко развиты доломиты, подчиненное значение имеют известняки, еще реже встречаются гипсы и ангидриты. Состав фауны однообразен и беден; преимущественно распространены псевдоэндоциты и колониальные кораллы. В разрезах отсутствуют перерывы и размывы; мощности по сравнению с остальными типами разрезов не превышают 250 м.

Эти разрезы изучены только по буровым скважинам. Наиболее полно они охарактеризованы на Краснокамско-Полазнинском валу (см. рис. 13, разрез II), где последовательность отложений такова.

Ассельский ярус — серые и темно-серые плотные доломиты с фораминиферами и криноидеями, в основании с обломками карбонатных пород. Мощность 11 м. Выше известняки псевдоэндоцитировые с включениями кремня, гипса, мощностью 104 м. Вверху перекристаллизованные коралловые известняки мощностью до 15 м. Общая мощность яруса здесь 130 м.

Тастубский горизонт представлен светлыми коралловыми известняками, иногда глинистыми и кремневыми. Мощность горизонта в Левшино 36 м, в Краснокамске до 50 м.

Стерлитамакский горизонт сакмарского яруса сложен псевдоэндоцитировыми известняками с обычными для него колониальными кораллами — *Cystophora biseptata* Dobr., *C. monoseptata* Dobr., *Orionastraea solida* Stuck., *Syringopora parallela* Fisch., мощностью до 125 м. Общая мощность сакмарского яруса равна 291 м.

На юге Пермской области в Куединском и Чернушинском районах, а также в Сарапульском Прикамье ассельско-сакмарские отложения на горизонты не подразделяются. Они сложены серыми доломитами и органогенно-обломочными псевдоэндоцитировыми известняками с колониальными кораллами, местами оолитовыми. Породы пористые, кавернозные с включениями ангидрита, гипса и примазками темных глин. Возраст их устанавливается наличием кораллов *Cystophora biseptata* Dobr., *Syringopora reticulata* Goldf. Мощность ассельско-сакмарских отложений в Чернушинском районе 203—250 м, в Куединском 160—185 м, в Сарапульском около 180 м.

Резко меняется разрез ассельского и сакмарского ярусов на западе, на территории Удмуртской АССР, за счет появления в нем большого количества мощных прослоев и пачек ангидритов, доломитов и уменьшения прослоев известняков. Разрезы этого типа изучены по скважинам в районах Голышурминском, Бурановском и у г. Глазова (см. рис. 13, разрез I). Общая мощность ярусов колеблется здесь от 180 до 230 м. Границы между ними проводятся условно.

В крайнем разрезе у г. Глазова наблюдается следующая последовательность отложений.

1. Ассельский ярус сложен чередованием доломитов и известняков с прослойками в нижней части ангидритов. Известняки детритусовые, нередко окремелые с включениями кремня, гипса, с фораминиферами, криноидеями, водорослями, часто являющимися порообразующими. Подошва их установлена по появлению типичных для него фораминифер — *Pseudofusulina krotovi* var. *globulatus* Rauss., *Ps. ex gr. gregaria* Lee, *Ps. ex gr. vulgaris* (Schellw.-Dyhr.). Мощность 81 м.

2. Сакмарский ярус сложен известковистыми доломитами, известняками и голубовато-серыми ангидритами. Кровля его проведена по исчезновению коралловых известняков на границе с толщей перемятых гипсов и зеленых глин, принимаемых условно за артинские. Мощность сакмарского яруса 150 м.

На севере разрез ассельского и сакмарского ярусов вскрыт кельтменской скважиной, описанной Н. Н. Ростовцевым (1948). Он характеризуется почти полным отсутствием ангидритов и гипсов. Мощность ассельского яруса здесь 91 м, сакмарского примерно около 100 м.

Артинский ярус

На поверхности артинский ярус развит в окраинных западных складках Урала и на прилегающей площади Предуральского прогиба. Затем скрывается под покровом кунгура и вновь выступает лишь на Уфимском плато нередко в виде гор-одиночек, а также на юго-западе площади у с. Голышурмы при устье р. Ижа. Западнее из разреза артинский ярус выпадает. Подошва яруса обычно довольно четкая, а кровля ясная там, где кунгур начинается филипповским горизонтом, а условная в зоне развития терригенных и сульфатных пород.

Для артинского яруса выделяются пять типов разреза. Первый характерен для восточного склона Предуральского прогиба, второй — для западного склона прогиба, третий — для восточного края Русской платформы, четвертый — для более западных частей платформы и пятый — для районов, примыкавших к древнему артинскому континенту.

Вместе с тем в отложениях артинского яруса эти зоны не проявляются так отчетливо, как в сакмарском. В результате смещения прогиба в западном направлении образовались смешанные терригенно-карбонатные типы разрезов и сложные взаимоотношения различных фаций. Кроме того, на крайнем западе возникла полоса развития гипсов и ангидритов с зелеными глинами, т. е. фация, аналогов которой нет в сакмарском ярусе.

Разрезы восточного склона Предуральского прогиба сложены терригенными породами типа молассов, среди которых значительная роль местами принадлежит конгломератам. В чередовании пород наблюдается ритмичность, несколько нарушающаяся при значительном распространении конгломератов. При этом отмечается постепенное уменьшение величины обломков в западном направлении и постепенный переход в глинисто-мергелистые осадки. Фауна встречается сравнительно редко и преимущественно в западных разрезах. В основании артинского яруса в пределах Уфимского амфитеатра установлен перерыв. Возможно наличие местных перерывов в более северных районах, особенно в основании конгломератовых пачек и в основании всей терригенной толщи, а также там, где она ложится на известняки (по Г. А. Дуткевичу). Разрезы этой зоны отличаются большими мощностями: в районе Артинского завода мощность разреза равна 1400 м, по р. Усьве более 500 м и по Вишере около 900 м.

Один из наиболее полных разрезов рассмотренного типа для юга территории расположен по р. Уфе. Здесь от Михайловского завода до устья р. Манчага обнажаются все более и более молодые горизонты. Описание его дано В. Д. Наливкиным (1949б) и И. И. Ратновским (рис. 14, разрез VII).

Актастинский горизонт представлен мощной толщей чередующихся песчаников и конгломератов, выделяющихся под наименованием белокатайской свиты. Свита прослеживается полосой от южной границы территории вдоль Артинской антиклинали, пересекает р. Уфу у д. Комаровой, проходит западнее Бисертского завода, пересекает железную дорогу Кузино—Пермь в районе станций Вогулка и Шамары, где хорошо обнажена. Описание ее производилось М. В. Кругловым (1933), В. И. Грайфером, П. Е. Коробецких и др.

В наиболее восточных районах конгломераты залегают с размывом на верхнем карбоне, а местами, как у пос. Нижние Серги, на среднем карбоне. К западу амплитуда размыва сокращается и затем он полностью исчезает. Мощности конгломератовых пачек в свите достигают 10—30 м. Количество их непостоянно. Гальки хорошо окатаны, неотсортированы, размером 2—10 см, а в крупногалечных разностях 5—20 см. Состоят они преимущественно из кварцита и известняка с примесью кремня, эффузивов, песчаников и сланцев. Местами состав меняется.

Песчаники белокатайской свиты грубозернистые с плохой окатанностью зерен. Состав зерен: кварц и кварциты, известняки, кремни, полевые шпаты и эффузивы, хлорит, рудные и другие минералы. Цемент карбонатный и глинистый. Среди песчаников имеются редкие прослой известняков, в которых встречена фауна с характерными для актастинского горизонта фораминиферами и гониатитами. Наиболее типичны из них *Pseudofusulina juresanensis* Raus., *Ps. kutkanensis* Raus., *Ps. concavatas* Viss., *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Ascopora nodosa* var. *sterlitamakensis* Nikif., *Fenestella cavifera* Sch.—Nest., *Pinatopora subtila* var. *major* Trizna, *Linoproductus* ex gr. *cora* d'Orb., *Spiriferella* ex gr. *saranae* Varn., *Rhynchopora nikitini* Tschern., *Medlicottia orbignyana* Vern., *Artinskia artiensis* Gröen., *Uraloceras fedorovi* Karр., *Ur. suessi* Karр. Мощность свиты 300—1000 м.

Саргинский горизонт представлен на юге урминской свитой. Он распространен полосой, идущей через Артинский завод к горе Кашкабаш. Эти отложения А. П. Карпинский и считал стратотипом артинского яруса. Урминская свита постепенно сменяет белокатайскую и граница между ними проводится условно по сокращению в разрезе конгломератов. Свита сложена ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с тонкими и редкими прослоями конгломератов, глинистых и детритусовых известняков. Фауна встречена в прослоях известняков и представлена следующим комплексом, характерным для верхнеартинского подъяруса: *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina concavatas* Viss., *Ps. concessa* Viss., *Chonetes artiensis* Krot., *Dictyoclostus gruenewaldti* (Krot.), *Anidantus aagordi* (Toula), *Tschernyschewiella porrecta* Kut., *Artinskia artiensis* Gröen., *Paragastrioceras auriculatum* Max., *P. jossae* Vern. Мощность урминской свиты 180—200 м.

Вдоль железной дороги Кузино—Пермь, между станциями Вязовая и Шутем, а также в районе г. Чусового урминская свита состоит из алевролитов и глинистых сланцев. Далее к северу она обнажается в западных складках Урала по рекам Косье и Усьве. Свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов и разногалечных конгломератов. Типичное обнажение этой свиты наблюдается на р. Сылве у с. Урмы, где собрана богатая фауна руководящих для верхнеартинского подъяруса кораллов, мшанок, брахиопод, гониатитов и обломки зубного аппарата селяхий—геликоприона. Много водорослей, характерных для сылвенских рифовых известняков. Мощность свиты здесь 250—350 м (см. рис. 14, разрез VI).

У г. Чусового и по р. Косье урминская свита подразделена Г. А. Дуткевичем и позднее Н. А. Гедройцем и П. А. Софроницким на три толщи: нижнюю глинистых сланцев и алевролитов, среднюю песчаниковую и верхнюю песчано-конгломератовую. Здесь наблюдается нарастание крупности обломочного материала вверх по разрезу. Мощность свиты до 400 м. В направлении на запад осадки становятся тонкозернистыми. Аналогичные три толщи развиты и в Колво-Вишер-

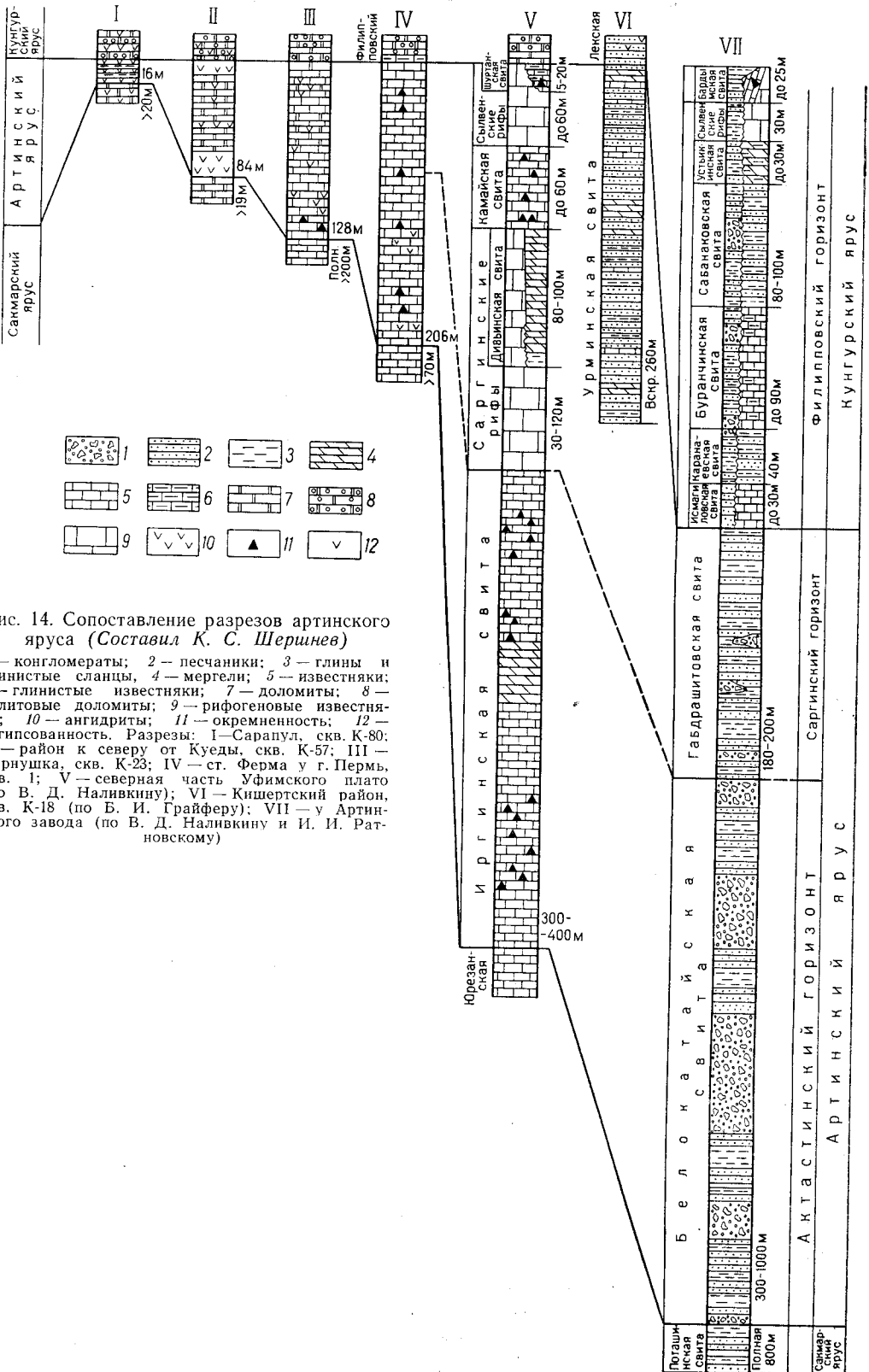


Рис. 14. Сопоставление разрезов артинского яруса (Составил К. С. Шеринев)

1 — конгломераты; 2 — песчанники; 3 — глины и глинистые сланцы; 4 — мергели; 5 — известняки; 6 — глинистые известняки; 7 — доломиты; 8 — оолитовые доломиты; 9 — рифогеновые известняки; 10 — ангидриты; 11 — окремненность; 12 — заглинованность. Разрезы: I — Сарапул, скв. К-80; II — район к северу от Куды, скв. К-57; III — Чернушка, скв. К-23; IV — ст. Ферма у г. Пермь, скв. 1; V — северная часть Уфимского плато (по В. Д. Наливкину); VI — Кишертский район, скв. К-18 (по Б. И. Грайферу); VII — у Артинского завода (по В. Д. Наливкину и И. И. Ратновскому)

ском крае, где, по Н. Г. Чочиа (1955), мощность их колеблется от 1000—1200 м на востоке до 450 м на западе.

Разрезы западного склона Предуральского прогиба характеризуются тем, что в большей их части актастинский горизонт сложен окремненными известняками, а саргинский — рифовыми массивами и межрифовыми маломощными глинами и мергелями. Лишь на юге весь артинский ярус сложен одними мергелями. У Красноуфимска и Верхне-чусовских Городков мощность рифовых отложений достигает 550 м, а прослой между рифами составляют 430 м. К западу рифовые и межрифовые отложения замещаются слоистыми известняками, причем в переходной зоне рифы окружены не мергелями, как на востоке, а известняками.

Одним из характерных разрезов южного типа, являющимся переходным между терригенными и карбонатными фациями артинского яруса, является разрез янгантауской свиты у с. Метели на р. Ай, составленный Н. Г. Чочиа и В. Д. Наливкиным. Здесь на известняках иргинской свиты, а восточнее на белокатайской свите залегают:

1. Темные, иногда окремненные фукоидные мергели, иногда черные битуминозные мергели и глинистые известняки	40—50 м
2. Мергели желтовато-серые, сверху битуминозные . . .	60—80 „
3. Доломиты пятнистые, послонно окремненные . . .	80—90 „
4. Мергели плитчатые с ленточной слоистостью . . .	30—60 „
5. Белые мучнистые и оолитовые доломиты, вероятно, относящиеся к филипповской свите кунгурского яруса . .	20—30 „

Сводный разрез артинского яруса для восточного края Уфимского плато, осевой части Предуральского прогиба и Колво-Вишерского края представлен на рис. 14 (разрез V).

Актастинский горизонт сложен известняками, согласно залегающими на сакмарских известняках. На юге они выделяются в иргинскую свиту, на р. Колве составляют верхнюю часть мулыскинской. Известняки яснослоистые, местами доломитизированные, окремненные в виде линз, вытянутых по слоистости, органогенно-обломочные, фузулиновые и брахиоподово-мшанковые, с криноидеями и спикулами губок. Иногда (в Чернореченской скважине) в них имеются прослой зеленовато-серых и битуминозных мергелей, особенно широко развитых при замещении их янгантауской свитой. Мощность описанной толщи 300—400 м на юге и в Верхнечусовских Городках и 30—40 м на реках Колве и Вишере. Для горизонта характерна следующая фауна: *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudofusulina kutkanensis* Raus., *Ps. juresanensis* Raus., *Rhombotripella arbuscula* Eichw., *Batostomella stellata* Nikif., *Fenestella retiformis* Schloth., *Polypora longa* Sch-Nest., *Fenestella pulcherrima* Sch-Nest. var. *desgrega* Trizna, *Dictyoclostus volgensis* Stuck., *Echinoconchus punctatiformis* Kulik., *Marginifera uralica* Tschern.

Саргинский горизонт, в нижней его части, слагают два типа отложений — саргинские рифы и дивьинская свита мергелей.

Саргинские рифы залегают согласно на иргинских известняках. Они прослежены широкой полосой от рек Уфы и Сараны на юге, через среднее течение р. Сырвы на Верхнечусовские Городки и севернее в Чердынском районе.

Саргинские рифы имеют высоту от 30 до 120 м, площадь основания от 100×100 м до 500×400 м, хотя длина некоторых из них, например Казачьих гор, достигает 5 км. Расстояние между рифами меняется от 30 м до 1—3 км. В Колво-Вишерском крае их называют боецкими рифами, здесь частично они имеют иргинский возраст (Чочиа, 1955). Рифообразователями в них являются ветвистые мшанки, в большом

количестве присутствуют брахиоподы, криноидеи, известковые губки. Характерна инкрустационная текстура, пятнистое распределение фауны и малая примесь глинистого материала. Типичный комплекс фауны: *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Pseudojusulina makarovi* Raus., *Ps. forakerensis* Skinner, *Fenestella bifida* var. *tuberosa* Trizna, *Polypora porosa* Eichw., *Dictyoclostus gruenewaldti* (Krot.), *Proboscidella genuina* (Kut.), *Krotovia pustulata* (Keys.), *Neospirifer fasciger* (Keys.), *Amplexocarinia muralis* Sochk., *Cyathocarinia ruschiana* Sochk.

Саргинские рифы перекрываются дивьинской свитой мергелей и гипсами и ангидритами кунгура (Верхнечусовские Городки). Дивьинская свита не только перекрывает рифы, но в основном замещает их по простиранию. Залегаet она на актастинском горизонте и перекрывается на юге брекчиевидными дырчатыми известняками лемазинской свиты кунгура, у Верхнечусовских Городков и на р. Колве — ангидритами кунгурского яруса. Дивьинская свита распространена широко вдоль восточного края Уфимского плато, в его северной части и вдоль западного края Предуральского прогиба, занимая промежутки между рифами. Она сложена слоистыми зеленовато-серыми, иногда темными, почти черными мергелями и глинистыми известняками с обильной фауной криноидей, среди которых характерны безрукие (Яковлев, 1926, 1927), брахиопод, гониатитов, ортоцератитов с трубчатыми водорослями, зубами акул. Характерная фауна: *Parafusulina lutugini* (Schellw.), *Hexagonella ishimbaica* Nikif., *Polypora elegantissima* Stuck., *Indocrinus piscevi* Jak., *Hemistreptocron abradiatum* Jak., *Chonetes sinuatus* Krot., *Marginifera uralica* Tschern., *Pronorites praepermicus* Кагр., *Artinskia artiensis* Grüen., *Paragastrioceras jossae* Vern., *Helicoprion bessonovi* Кагр., *Parahelicoprion clerici* Кагр. В кровле имеются прослои доломитов и глинистых сланцев. Мощность дивьинской свиты колеблется от 0 до 150 м.

На юге Уфимского плато выше актастинского горизонта местами залегаet толща, называвшаяся ранее камайской свитой, сложенная сильно окремнелыми слоистыми голубовато-серыми известняками с прослойками глинистых известняков или мергелей. Из фауны здесь много также брахиопод, мшанок, кремневых губок. Наиболее характерны следующие формы: *Pseudoendothyra* ex gr. *pseudospaeroidea* (Dutk.), *Pachyphloia rara* Grozd., *Rhombotripella kamaensis* Trizna, *Stenopora fragilis* Trizna, *Dictyoclostus gruenewaldti* (Krot.), *Waagenconcha irginae* Stuck. Мощность толщи до 60 м.

В северной части Уфимского плато и вдоль его западного обрамления над толщей окремнелых известняков выступают небольшие водорослевые рифовые массивы, которые М. В. Круглов (1933) назвал сылвенским подтипом рифов. Большое количество этих рифов наблюдается по р. Сылве между селами Усть-Кишерть и Липовским. Они многократно описывались в литературе (М. М. Толстихина, М. В. Куликов, Н. В. Дорофеев, В. П. Маслов, В. Д. Наливкин, Д. Л. Степанов и др.). Сылвенские рифы прослеживаются в виде гор-одиночек и севернее долины р. Сылвы, а в последнее время бурением установлены восточнее г. Перми у ст. Сылва, при устье р. Шалашной, на р. Кухтыме и на севере западнее г. Чердыни (Гаринское поднятие). Сылвенские рифы в высоту не превышают 90 м, имеют основание от 50 до 200 м. Часто они образуют короткие линзовидные тела, переходящие по простиранию в мергели дивьинской свиты. Основными рифообразователями их являются изогнутые толстостенные трубчатые слоевища водорослей в диаметре до 2 мм. Помимо них присутствуют также мшанки, брахиоподы, пелециподы, кораллы, фораминиферы. Централь-

ная часть рифов сложена инкрустационными известняками, а краевые — темными неяснослоистыми глинистыми известняками. Между рифами залегают слоистые желтовато-серые известняки и мергели дивьянской свиты мощностью 5—20 м. Толща окремнелых известняков и сылвенские рифы В. Д. Наливкиным выделялись в саранинский горизонт.

Разрезы восточного края Русской платформы, втягивавшегося в прогиб, отличаются от разрезов западного склона прогиба тем, что почти весь артинский ярус сложен слоистыми окремненными известняками и доломитами, фауна более однообразна. Широкое распространение имеет псевдоэндоотировый комплекс, перерывы и размывы отсутствуют, мощности сильно уменьшаются — максимальные на востоке у ст. Чад равны 440 м, на Краснокамско-Полазнинском и Чернушинском валу 100—130 м, у Чердыни 170—200 м.

Описываемые разрезы изучены в западной части Уфимского плато, где обнажается только верхняя часть яруса, главным образом в полосе, переходящей от ст. Чад и ст. Чернушка на юге через Краснокамско-Полазнинский вал на г. Кудымкар, с. Юксеево и г. Чердынь на севере (см. рис. 14, разрезы IV и III).

На данной территории артинский ярус сложен в восточной части известняками кристаллически-зернистыми и органогенно-обломочными, псевдоэндоотировыми и гломоспировыми с криноидеями и брахиоподами, часто окремненными, с включениями гипса и ангидрита, а на западе — в основном доломитами кристаллически-зернистыми и с первичной органогенно-детритусовой структурой, псевдоэндоотировыми, с прослоями известняков и ангидритов. Список характерной фауны: *Pseudoendothyra sphaeroidea* (Dutk.), *P. dagmarae* (Dutk.), *P. ivanovi* (Dutk.), *Parafusulina lutugini* Schellw., *Chonetes uralica* Tschern., *Derbyia grandis* Waag., *Waagenoconcha irginae* (Stuck.), *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Marginifera uralica* Tschern.

Разрезы более западной части Русской платформы от уже описанных восточных отличаются тем, что сложены в основном ангидритами и доломитами почти без фауны и имеют малые мощности — от 14 до 84 м. Выделены они в полосе шириной 50—75 км, прослеживающейся с юга от ж.-д. линии между г. Чернушкой и ст. Янаул через г. Осу на р. Каме, г. Верещагино и до верховьев р. Камы. Характерные разрезы этого типа изучены по скважинам Куединского района, где имеют следующую последовательность в напластовании (см. рис. 14, разрез II).

В нижней части залегают голубовато-серые крупнокристаллические ангидриты мощностью до 20 м, выше следуют доломиты с фауной псевдоэндоотир, чередующиеся с ангидритами, мощностью до 50 м; в кровле развиты чистые ангидриты мощностью до 10 м. Среди ангидритов имеются тонкие, до 30 см, прослои зеленовато- и голубовато-серых тонкослоистых глин. В направлении с востока на запад количество прослоев доломита уменьшается за счет увеличения ангидритов.

Разрезы районов, примыкающих к древнему артинскому континенту, характеризуются преимущественным развитием в них ангидритов с невыдержанными прослоями специфических глин зеленовато- и голубовато-серых, тонкоотмученных, сильно пиритизированных и светлых мучнистых доломитов, а также малыми мощностями, от 1 до 39 м.

Этот тип разреза выделен в юго-западной части Пермской области и на территории Удмуртской АССР в Сарапульском районе, в бассейне р. Ижа и на севере в Глазовском районе. В западной части территории породы выветрены, они трещиноваты, доломиты часто превращены в доломитовую муку, а глины перемешаны с ангидритом.

О возрасте данной толщи имеется несколько мнений. Ее относят к уфимскому, кунгурскому, артинскому и сакмарскому ярусам. По нашему представлению, возраст данных пород артинский и частично кунгурский, поскольку: 1) они постепенно замещают с востока на запад породы артинского и частично кунгурского ярусов, представленных в доломитово-ангидритовой фации; 2) залегают на востоке на сакмарских коралловых известняках и под оолитовыми доломитами филипповского горизонта кунгура, а на западе лежат на тех же сакмарских известняках и с перерывом перекрываются красноцветными породами уфимского яруса; 3) прослой зеленовато- и голубовато-серых глин, характерные для описываемой толщи, развиты также среди ангидритов несомненно артинского яруса более восточных разрезов (Гожан, Кудда). Нельзя точно сказать, какая часть рассматриваемой толщи на западе может быть отнесена к артинскому и какая к кунгурскому ярусу, поэтому в отдельных разрезах она подразделена условно с учетом литологического состава на две не всегда равные части. Полностью толща выклинивается западнее устья р. Ижа, за с. Голюшурмой и с. Варзи-Ятчи. Представление об этой толще дает разрез скв. 80 у г. Сарапула (см. рис. 14, разрез I).

Кунгурский ярус

Кунгурский ярус прослеживается от западных складок Урала до восточной окраины платформы, приблизительно до линии, идущей через с. Щучье Озеро, ст. Сылва и г. Чердынь. На остальной площади он скрыт под более молодыми отложениями. Основные тектонические районы, выделявшиеся на территории в сакмарско-артинское время, продолжали существовать и в кунгурский век. Отложения последнего отличаются от сакмарско-артинских главным образом преобладанием лагунных фаций над морскими.

В кунгурском ярусе выделяются девять типов разрезов. Первый и второй терригенные типы разреза свойственны Предуральскому прогибу, а на севере только его восточному борту; третий — осевой наиболее прогнутой части прогиба, совпадающей с Соликамским соленосным бассейном; четвертый характерен для территории восточного борта Юрюзано-Сылвенской депрессии; пятый — для западного борта прогиба; шестой тип разреза, совпадающий с разрезом «классического кунгура», прослеживается по восточному борту Русской платформы; седьмой, восьмой и девятый — далее к западу, причем крайний девятый — на территории, примыкающей к древнему кунгурскому континенту. Все перечисленные типы выдерживаются по простиранию в виде меридиональных полос.

Подошва кунгурского яруса на востоке проводится условно в терригенных нижнепермских отложениях, на большей западной части прогиба — по смене терригенных или карбонатных пород артинского яруса ангидритами лекской свиты или филипповского горизонта кунгура, на платформе — по подошве доломитов филипповского горизонта. Кровля кунгурского яруса на большей части площади совпадает со сменой ангидритов иренского горизонта карбонатными породами соликамского горизонта уфимского яруса. В Предуральском прогибе и на крайнем западе кровля яруса проводится условно, так как литологически породы, относимые к кунгурскому ярусу, почти не отличаются от пород соликамского горизонта.

Кунгурский ярус делится на два горизонта: нижний — филипповский и верхний — иренский (табл. 16 *).

Разрезы восточной и южной частей Предуральяского прогиба представлены чередующимися полимиктовыми песчаниками и аргиллитами с редкими линзами гипсов и конгломератов. В чередовании пород обычно не наблюдается правильной ритмичности, но иногда (р. Уфа у д. Журавли) она выражена отчетливо. Фауна встречается исключительно редко и приурочена к маломощным прослоям, но растительных остатков много. Мощности отложений значительные, достигают 350—400 м, однако вследствие позднейшего размыва полные разрезы не сохранились.

Наиболее южные разрезы терригенной фации кунгура описаны В. Д. Наливкиным (1949б) по восточному борту Юрюзано-Сылвенской депрессии к югу от долины р. Сылвы.

Здесь в основании кунгурского яруса залегает лёкская свита. Нижняя граница лёкской свиты песчаников и глинистых сланцев неотчетливая и проводится по появлению глинистых известняков. Верхняя граница резкая там, где развиты брекчиевидные известняки и мергели, и неотчетливая, где последние выклиниваются. Мощность свиты до 300 м. В южной части территории в свите выделены две пачки афанитовых известняков и одна пачка окремненных известняков с фауной. Здесь она распадается на пять частей.

В верхней части лекской свиты между реками Окой и Уфой и между селами Манчаж и Симиги развиты окремненные тонкослоистые известняки с фауной и фукоидные мергели, имеющие мощность 5—25 м. В районе ст. Манчаж и р. Бардым в этих известняках встречаются небольшие рифовые водорослевые массивы, по облику аналогичные сылвинским рифам Уфимского плато.

На этих известняках с явным размывом залегают брекчиевидные известняки лемазинской свиты, которая состоит из угловатых обломков различных карбонатных пород, сцементированных карбонатным цементом. Часть обломков выщелочена и брекчия кавернозна. Величина обломков, их состав и окатанность резко меняются и весь облик свиты непостоянен. Отмечено общее уменьшение размера обломков вверх по разрезу. Мощность свиты 0—130 м, причем наибольшая отмечена на восточном краю Уфимского плато в древних промоинах. Севернее р. Уфы свита выклинивается.

Выше с постепенным переходом или с размывом лежит кошелевская свита, сложенная песчаниками, чередующимися с алевролитами и глинистыми сланцами, содержащими пластобразные линзы мощностью от 1 до 30 м конгломератов и конгломерато-брекчий из плохо окатанных обломков известняков, угловатых обломков кремня и хорошо окатанных галек кварца, кремня и эффузивов. Цемент известковистый. В гальках известняков имеется фауна нижнего и среднего карбона.

К северу, в Кишертском районе в бассейне р. Сылвы, в кунгурском ярусе выделяются лёкская и кошелевская свиты; первая в объеме филипповского, вторая — иренского горизонтов (рис. 15, разрез VII).

Лёкская свита представлена зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями мергелей, известняков и доломитов и пачкой ангидритов близ подошвы. В ней встречается фауна брахиопод, пелеципод и мелких фораминифер. Мощность свиты 30—100 м.

Кошелевская свита слагается известковистыми песчаниками и прослойками аргиллитов, мергелей и известняков. Она обнажается в среднем течении р. Сылвы, по р. Барде, у г. Чусового и на р. Косьве. Мощность ее 100—350 м.

В кошелевской свите заключена богатая флора, описанная по рекам Сылве, Барде и Аю М. Д. Залесским и Е. Ф. Чирковой, относившим содержащую их толщу к «бардинскому ярусу». Типичны следующие формы: *Walchia apressa* Z al., *W. uralica* Z al., *Uralosperma insigne* Z al., *Aipteris speciosa* Z al., *Gangamopteris atensis* Z al., *Calopteris retensoria* Z al., *Pecopteris anthricosifolia* Goep., *P. uralica* Z al.

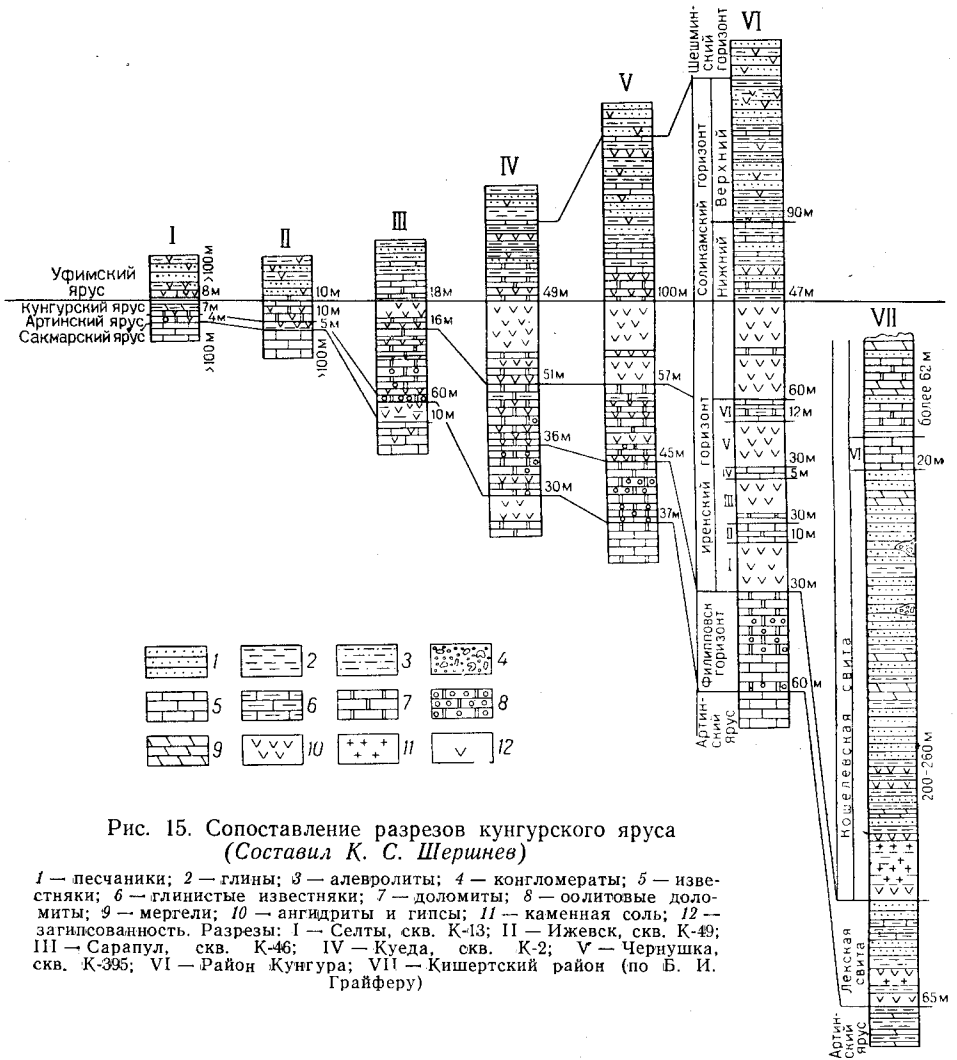


Рис. 15. Сопоставление разрезов кунгурского яруса
(Составил К. С. Шершнев)

1 — песчаники; 2 — глины; 3 — алевролиты; 4 — конгломераты; 5 — известняки; 6 — глинистые известняки; 7 — доломиты; 8 — оолитовые доломиты; 9 — мергели; 10 — ангидриты и гипсы; 11 — каменная соль; 12 — заглинованность. Разрезы: I — Селты, скв. К-13; II — Ижевск, скв. К-49; III — Сарапул, скв. К-46; IV — Куеда, скв. К-2; V — Чернушка, скв. К-395; VI — Район Кунгура; VII — Кишертский район (по Б. И. Грайферу)

В западном направлении кошелевская свита замещается поповской свитой, сложенной мергелями, глинами, алевролитами с залежами каменной соли и прослоями ангидрита, а также линзами известняков с своеобразной шестоватой структурой. Мощность ее до 400 м. Свита распространена по рекам Шакве, Кишертке, Чусовой восточнее Верхне-чусовских Городков.

На севере, у г. Красновишерска, мощность терригенного кунгура достигает 600—700 м, в нем ранее выделялись свиты: паршаковская, антипинская, подкичигинская, кичигинская, надкичигинская; причем первые две сопоставляются В. П. Горским с филипповским горизон-

том, а три последние объединяются в одну — кичигинскую и сопоставляются с иренским горизонтом. В некоторых пунктах паршаковская свита отсутствует и кунгурский ярус залегает с перерывом на артинском ярусе.

Разрезы осевой части Предуральяского прогиба в Соликамском соленосном бассейне сложены в основном химическими осадками — ангидритами, солями и доломитами. Фауна почти полностью отсутствует. Мощности отложений достигают огромной величины; в районе г. Соликамска они превышают 900 м, к северу и югу уменьшаясь до 400—500 м.

Детальные разрезы описываемого типа изучены у городов Соликамска, Березников, Чердыни и Верхнечусовских Городков. В районе Соликамского калийного месторождения, по А. А. Иванову (1934) и Б. И. Грайферу, на верхнеартинских глинах с фауной дивьинской свиты, вскрытых в скв. 33, залегают отложения филипповского и иренского горизонтов. Разрез филипповского горизонта следующий:

1. Темно-серые глины	80 м
2. Ангидриты	35 „
3. Глины	20 „
4. Глинистые известняки с нефтепроявлениями, характерными во многих разрезах для верхов нижнего кунгура	15 „

Разрез иренского горизонта представлен березниковской свитой:

1. Глинисто-ангидритовая толща	230 м
2. Нижняя каменная соль	250—400 „
3. Сильвинитовая толща, сложенная сургушно-красным тонкослойным сильвинитом с прослойками каменной соли	12—56 „
4. Карналлитовая толща, пестрый карналлит с прослойками каменной соли	до 100 „
5. Покровная каменная соль с прослойками глин	1—70 „
6. Гипсоносная толща, глины и мергели сильно загипсованные и засоленные, иногда с фауной пелеципод	50—80 „
7. Глинисто-мергельная толща	до 40 „

Общая мощность свиты по скв. 33 более 800 м.

По краям соленосного бассейна соли постепенно выклиниваются, замещаясь глинисто-мергельно-ангидритовыми породами. Калийные соли выпадают (мощность каменной соли в Верхнечусовских Городках около 60 м, на р. Вильве до 90 м, у г. Чердыни около 10 м). В разрезах появляются доломиты, иногда с фауной.

Еще более к западу появляются пачки доломитов, ритмично чередующиеся с пачками ангидритов. В разрезе наблюдается до 11 пачек, из которых четыре нижние относятся к филипповскому горизонту, а семь верхних — к иренскому. Разрез начинается и заканчивается ангидритами. Общая мощность этих разрезов до 400 м, из них на долю доломитов приходится всего 40—80 м. Подобного типа разрезы установлены вдоль западного борта Предуральяского прогиба в районах рек Шалашной, Кухтыма, к западу от г. Чердыни.

Разрезы восточной части Русской платформы представлены чередующимися пачками гипсов или ангидритов с доломитами, выдерживающимися на значительной площади. Морская фауна приурочена к доломитовым пачкам и носит следы угнетения. Мощности по сравнению с восточными разрезами имеют меньшую величину, составляя 150—250 м.

Разрезы этого типа когда-то описывались как «классический кунгур», по Н. П. Герасимову и Е. И. Тихвинской (1934). Они развиты в полосе, проходящей от Щучьего Озера через города Кунгур, Полазну,

Добрянку, Майкор, и западнее Чердыни. В полных разрезах четко выдерживаются оба горизонта кунгура: нижний, или филипповский, верхний, или иренский (см. рис. 15, разрез VI).

Филипповский горизонт сложен светлыми доломитами мягкими мучнистыми, обычно слоистыми, или массивными оолитовыми, часто нефтенасыщенными, содержащими комплекс угнетенных мелкорослых пелеципод, брахиопод и мелких фораминифер. Характерными являются: *Globalvoulina speciformis* Zol. ms., *Geinitzina foraminosa* Eichw., *G. orbiculata* Sol. ms., *Derbyia grandis* Waag., *Dictyoclostus orientalis* Tschern., et Fricks., *Canrinella villiersi* Orb. var. *koninckiana* Vern. et Keys., *Dielasma elongata* Schl., *D. ellipticum* Netsch., *Rhynchopora variabilis* Stuck., *Ambocoellia clannyana* King., *Bakewellia antiqua* Münst., *Netschajewia tschernischewi* Lichaг. Мощность горизонта 28—90 м.

Иренский горизонт подразделяется на две части. Нижняя часть в свою очередь подразделяется на шесть пачек:

1. Лебянопещерская пачка ангидритов	15—35 м
2. Неволинская пачка глинистых и оолитовых доломитов	
с фауной брахиопод и мшанок	3—17 „
3. Шалашинская пачка ангидритов	18—35 „
4. Елkinская пачка доломитов с фауной	2—8 „
5. Демидковская пачка гипсов и ангидритов	10—30 „
6. Туйская пачка белых кристаллических известняков, часто брекчиевидных с волокнистым палыгорскитом и тонкоплитчатых доломитов	5—20 „

Верхняя часть, или лунежская пачка, сложена ангидритами и гипсами мощностью 30—65 м.

Во второй и четвертой пачках встречается следующая фауна: *Pseudofusulina kungurensis* Schtekoldina ms., *Palaeotextularia angusta* Sol. ms., *Polycoellia profunda* Germ., *Marginifera uralica* Tschern., *Punctospirifer cristata* (Schloth.), *Polypora biarmica* Keys.

Разрез кунгура, сходный с «классическим», описан Н. Н. Ростовцевым для Кельтменского вала, в котором выделяются: 1) кельтменские слои, соответствующие филипповскому горизонту; 2) канавинские слои, подразделяющиеся на пять пластов, соответствующих нижним пяти пачкам иренского горизонта; 3) елмач-парминские слои, хорошо сопоставляющиеся с шестой, туйской пачкой известняков и с верхней частью ангидритов иренского горизонта.

В разрезах кунгурского яруса западнее «классического кунгура» выделяется два типа, последовательно сменяющихся к западу.

Восточный (или седьмой по порядку) тип сложен в основном доломитами и ангидритами, но отличается от «классического кунгура» тем, что в нижней части иренского горизонта отсутствуют три нижние ангидритовые пачки, которые постепенно к западу замещаются доломитами; фауна встречается еще реже и мощности уменьшаются, достигая всего 50—150 м. Разрезы этого типа прослежены в полосе, протягивающейся от ст. Куеда на юге через города Осу, Краснокамск, восточнее г. Кудымкара и пос. Гайны в верховьях р. Камы (см. рис. 15, разрезы III, IV, V). Филипповский горизонт здесь представлен оолитовыми и тонкозернистыми доломитами мощностью 7—37 м.

Иренская свита отчетливо подразделяется на две части. Нижняя часть сложена толщей доломитов с прослоями ангидритов, закономерно выклинивающихся в западном направлении и замещающихся доломитами с включениями ангидрита. В доломитах В. П. Золотовой обнаружена та же микрофауна, что и в елkinской и неволинской пачках

в более восточном разрезе. Доломиты его почти не отличаются по облику от доломитов филипповского горизонта и четко выделяется лишь туйская пачка брекчиевидных доломитов. Мощность толщи 18—65 м. Верхняя часть иренской свиты или лунезская пачка сложена ангидритами с прослоями доломитов, количество которых увеличивается к западу. Мощность ее 14—57 м.

Следующий к западу, восьмой тип разреза кунгурского яруса характеризуется преимущественно карбонатным составом. Он сложен однородными доломитами, пелитоморфными и оолитовыми, с редкими включениями и прослоями ангидрита мощностью не более 1—5 м. На горизонты разрез не делится. Этот разрез развит в полосе, идущей от устья р. Белой на г. Ижевск, ст. Кез, западнее г. Кудымкара и с. Юкеево на севере. Мощность его всего 7—44 м (см. рис. 15, разрез II).

Разрез кунгурского яруса, примыкающий к древнему кунгурскому континенту, сложен аналогично описанному выше крайнему к западу разрезу артинского яруса голубовато-серыми глинами, доломитами и ангидритами, несущими следы выветривания.

Мощность пород от 0 до 10 м. Восточная граница развития данного разреза проходит западнее г. Ижевска и восточнее г. Глазова. А с запада он примыкает к кунгурской суше, контуры которой намечаются западнее сел Голюшурмы и Селты.

Верхний отдел

Уфимский ярус

Уфимский ярус выступает в виде полосы вдоль западного борта Предуральяского прогиба и на восточной окраине Русской платформы восточнее р. Камы выше пристани Осы и южнее в районе Куеды, Чернушки, несколько западнее г. Кунгура. На западе уфимский ярус покрывается более молодыми отложениями, обнажаясь лишь при устье р. Ижа.

Согласно решению совещания по унифицированным схемам палеозойских отложений 1963 г. уфимский ярус подразделяется на соликамский и шешминский горизонты, ранее выделявшиеся как соликамская свита кунгурского яруса нижней перми и уфимская свита верхней перми. На большей части площади, за исключением северо-западного угла, уфимский ярус сложен в нижней части карбонатными или карбонатно-терригенными сероцветными породами соликамского горизонта, а в верхней — мощной красноцветной песчано-глинистой толщей шешминского горизонта. Подошва уфимского яруса, как уже упоминалось, проводится по смене иренских ангидритов соликамскими терригенно-карбонатными породами; местами в центральной части Пермской области (район Краснокамска-Добрянки и др.) в подошве соликамского горизонта наблюдаются брекчии, указывающие на наличие местных перерывов между кунгурским и уфимским ярусами. На крайнем западе площади соликамский горизонт и нижележащие породы кунгурского и артинского ярусов выпадают и шешминский горизонт с размывом ложится на сакмарский ярус.

Для уфимского яруса характерным признаком является интенсивная загипсованность пород, чем он относительно четко отличается от перекрывающих его красноцветных пород казанского яруса. В низовьях р. Ижа и западнее по р. Каме кровля уфимского яруса проводится по контакту с сероцветными породами с морской фауной казанского яруса, которые к востоку замещаются темными коричнева-

то-серыми глинами с прослойками угля. В обоих случаях породы шешминского горизонта сильно загипсованы, что явилось основанием принимать загипсованность за руководящий признак в районах, где уфимский ярус перекрывается красноцветными же породами белебеевской свиты казанского яруса.

Соликамский горизонт сложен чередованием терригенных и карбонатных пород с прослоями сульфатных. В зависимости от соотношения в разрезе этих пород в Приуралье выделяются четыре основных типа разрезов соликамского горизонта: терригенный, терригенно-карбонатный, карбонатный и известково-глинистый, примыкающий на западе к древнему соликамскому континенту.

Терригенный тип разреза соликамского горизонта развит южнее широты г. Перми в восточной части Прикамья, западная граница его распространения проходит по меридиану пос. Куеды. По литологическому составу соликамский горизонт в этом типе разреза подразделяется на две пачки: нижнюю и терригенно-карбонатную. Нижняя пачка сложена чередующимися между собой сероцветными известняками, мергелями, песчаниками, глинами, доломитами с прослоями ангидритов, реже гипсов. Б. И. Грайфером была подмечена некоторая закономерность распределения пород в разрезе. Им выделены следующие четыре серии: 1) доломитовая мощностью 10—12 м; 2) известняково-песчаниково-глинистая — 3—8 м; 3) ангидритовая или гипсовая — 4—10 м; 4) песчаниково-глинистая с прослоями известняков — 20—37 м. Эти серии прослеживаются от устья р. Сылвы на севере до ст. Чернушка на юге. Мощность серий уменьшается в западном направлении за счет уменьшения мощностей терригенных пластов. Мощность пачки увеличивается в восточном направлении от 20 до 60 м (см. рис. 15, разрез VI; рис. 16, разрез IV).

Терригенная пачка соликамского горизонта сложена незакономерным чередованием песчаников, глин и алевролитов с прослоями известняков, а в Предуральском прогибе — конгломератов. Для пород характерен полимиктовый состав, разнозернистость, темные тона окраски, причем преобладают темно-серый, шоколадный и буровато-коричневый цвета. Вблизи кровли пачки встречается пласт кристаллического гипса, к востоку замещающийся глино-гипсом. Этот пласт является выдержанным на всей территории южнее широты г. Добрянка и служит хорошим литологическим и каротажным репером, мощность его 2,5 м. Мощность пачки увеличивается в восточном направлении от 46 до 90 м. Общая мощность горизонта в терригенном типе разреза меняется от 70 м на западе до 140 м и более на востоке.

Терригенно-карбонатный тип разреза соликамского горизонта развит западнее области распространения первого типа разреза в виде полосы меридионального простираения, идущей от г. Краснокамска к югу. Здесь выделяются три пачки: карбонатная, терригенная и терригенно-карбонатная; первая соответствует нижней пачке вышеописанного разреза, а вторая и третья — верхней.

Карбонатная пачка сложена чередованием сероцветных известняков, доломитов, мергелей, песчаников, ангидритов, глин с включениями пирита и отпечатками обуглившихся растений. Мощность пачки уменьшается с 30—45 м на востоке до 15—20 м на западе. Терригенная пачка представлена здесь глинами, песчаниками, алевролитами с прослоями известняков. В кровле ее залегает пласт гипса мощностью 4—7 м. Мощность пачки от 10 до 50 м; она увеличивается в восточном направлении.

Терригенно-карбонатная пачка сложена известняками, доломитами, мергелями, глинами и песчаниками. Мощность обычно 7—10 м,

однако иногда она достигает 22 м. Мощность соликамского горизонта в области распространения его в терригенно-карбонатном типе разреза меняется от 40 до 107 м, увеличиваясь к востоку.

Карбонатный тип разреза соликамского горизонта развит на всей остальной территории, за исключением крайнего запада. В Предуральском прогибе, в районе г. Соликамска и к западу от него, соликамский горизонт представлен в его «классическом» типе, т. е. толщей светло-серых мергелей, доломитов, известняков и глин, характеризующихся тонкой плитчатостью, значительной глинистостью и пелитоморфным

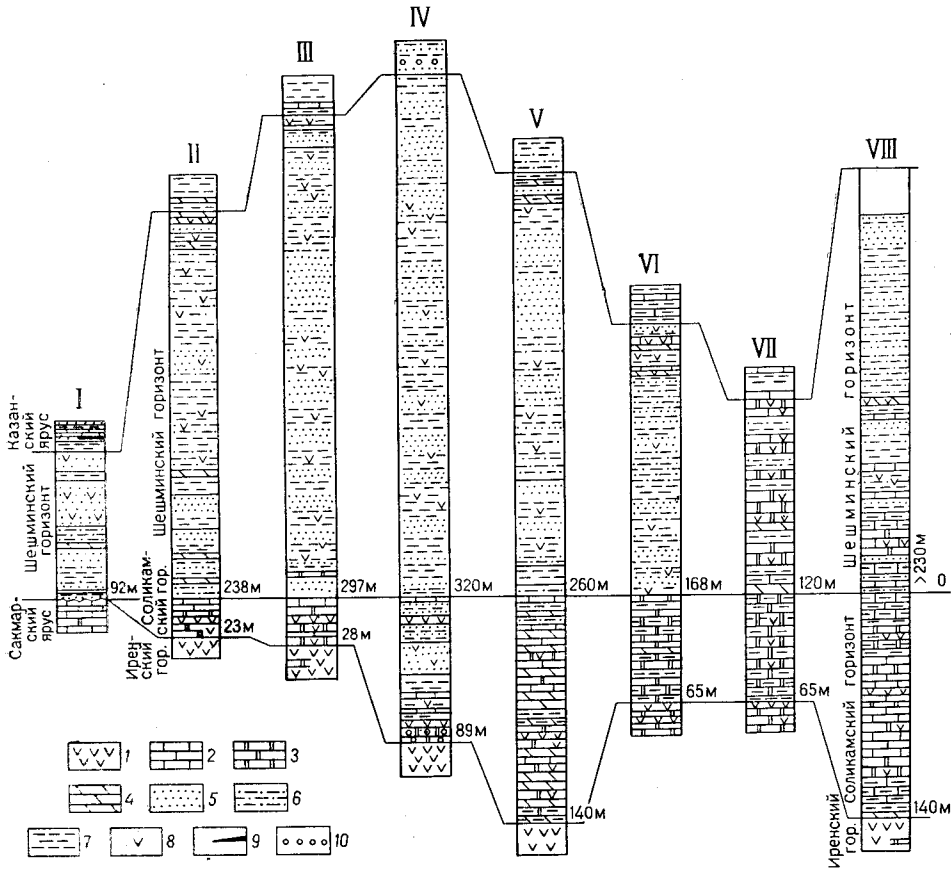


Рис. 16. Сопоставление разрезов уфимского яруса
(Составил К. С. Шершнев)

1 — ангидриты и гипсы; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — песчаники; 6 — алевролиты; 7 — глины; 8 — заглипсованность; 9 — каменный уголь; 10 — конгломераты. Разрезы: I — устье р. Иж. (по Д. Е. Егорову); II — район с. Фоки (по Ф. К. Минаевичу); III — район с. Красики IV — Криулино (в 15 км западнее с. Калинино); V — Майкор; VI — Кудымкар, скв. К-31; VII — Юксево, скв. К-35; VIII — Варково, скв. 929 (в 30 км западнее г. Соликамска)

строением карбонатных пород. В более западных и южных разрезах соликамский горизонт слагается в нижней части в основном доломитами и ангидритами, в верхней — известняками. Мощность горизонта при карбонатном типе его разреза изменяется от 13 м на западе до 140—200 м на востоке, причем наибольшие мощности его зафиксированы в Предуральском прогибе.

В ряде пунктов по р. Добрянке, севернее г. Перми и у г. Соликамска в верхней части соликамского горизонта встречена морская фауна, представленная следующим комплексом: *Canocrinella cancrini*

Vern., *Can. villiorsi* Orb. var. *koninskiana* Vern. et Keys., *Neophriadothyris lineata* (Mart.), *Cleiothyridina pectinifera* (Sow.), *Schizodus rossicus* Vern., *Sch. obscurus* Sow.

Известняково-глинистый тип разреза соликамского горизонта развит на территории, примыкающей к древнему соликамскому континенту на западе. Сложен здесь горизонт известняками с гнездами кальцита и включениями пирита и зеленовато-серыми глинами, алевролитами и песчаниками. Мощность горизонта колеблется от 0 до 10 м.

Шешминский горизонт имеет терригенный и карбонатный типы разрезов.

Терригенный тип разреза распространен почти повсеместно, за исключением северо-западной части рассматриваемой территории, где он сложен в основном карбонатными породами. Он представляет собой чередование красноцветных глин с зеленовато-серыми и красновато-коричневыми алевролитами и песчаниками с подчиненными прослоями и конкреционными стяжениями комковатых глинистых известняков и конгломератов. Глины в различной степени известковистые и доломитизированные, плотные, иногда тонкослоистые. Песчаники и алевролиты известковистые, косослоистые, нередко с медистыми соединениями в виде малахита и азурита, обычно приуроченными к нижней и средней частям горизонта (медистые песчаники). Гипс образует линзовидные прослои, прожилки, а чаще пронизывает породу бессистемно, преимущественно в средней части горизонта. Лишь в северных районах в верховьях р. Камы загипсованность почти отсутствует. Горизонт характеризуется большой изменчивостью состава пород как по простиранию, так и по вертикали, что связано с многочисленными внутрiformационными перерывами и фаціальными замещениями.

Местами в нижней части горизонта залегают толща песчаников с прослоями глин и алевролитов, которые вверх по разрезу сменяются толщей глин с прослоями песчаников. Этот цикл составляет по мощности пород почти половину горизонта. Затем отмечается второй цикл, нижняя часть которого представлена песчаниками с прослоями алевролитов и глин, а верхняя — глинами с известковистыми конкрециями. Мощность горизонта при терригенном типе разреза колеблется от 80 до 340 м, увеличиваясь на восток.

Карбонатный тип разреза шешминского горизонта развит в северо-западной части территории, на которой горизонт сложен доломитами, чередующимися с глинистыми известняками, мергелями, глинами и алевролитами. Прослои терригенных пород незначительные по мощности (1—5 м), имеют красновато-коричневую, реже коричневатую-серую окраску. Карбонатные породы окрашены в серые тона, иногда с коричневым оттенком. Доломиты пелитоморфные, реже кристаллически-зернистые, содержат большое количество включений ангидрита и прослои селенита мощностью до 0,1 м. Мощность горизонта этой области 120 м.

Между областями развития терригенного и карбонатного типов разреза отмечается переходная зона, где развиты терригенные и карбонатные породы. Нижняя часть горизонта карбонатная, сложенная сероцветными доломитами, чередующимися с известняками, глинами и алевролитами коричневатых-серых тонов. Верхняя часть его представлена чередованием известковистых глин, песчаников и алевролитов красновато-коричневого и коричневатого-серого цвета. Как для нижней, так и для верхней части характерна сильная загипсованность, а доломиты нередко содержат многочисленные включения ангидрита и гипса. Мощность горизонта в этой зоне увеличивается к востоку от 120 до 230 м. Мощность карбонатной части постепенно уменьшается в южном и юго-восточном направлении от с. Юксево.

В горизонте встречаются лишь пресноводные пелециподы, остракоды, редко кости позвоночных, среди которых определены: *Bothrosauria*, *Denterosaurus* sp., *Brithopus priscus* Kut., а также местами скопления растительных остатков *Paracalamites kutorgae* Gein., *Callipteris brogniarti* Weiss., *Callipteris rossica* Zal., *Tyllodendron speciosum* Weiss., *Knorria aviceps* Eichw.

Мощность горизонта колеблется от 80 до 340 м, постепенно увеличиваясь к востоку.

Казанский ярус

Казанские отложения обнажаются в западной части Пермской области и в пределах Удмуртской АССР в виде полосы, вытянутой на север вдоль правобережья р. Камы, а южнее г. Осы по ее левому берегу. Западнее они скрываются под покровом татарского яруса и вновь появляются лишь при устье р. Ижа. За исключением долины р. Ижа, они целиком сложены белебеевской свитой (рис. 17).

Литологический состав белебеевской свиты несколько отличается от состава шешминского горизонта. В ней отсутствует загипсованность; большую роль играют конгломераты, мергели и известняки. Верхняя граница свиты в среднем течении р. Камы проводится по подошве пачки конгломератов с линзами хромсодержащего минерала волконскоита, кроме того, здесь татарские отложения более пестрые и, по П. И. Романову, содержат повышенное количество роговой обманки. В Кудымкарском районе и на большей части Удмуртской АССР, по данным З. И. Бороздиной и В. А. Горшковой, граница проводится по основанию плитчатых мергелей, сопоставляемых с уржумскими плитняками татарского яруса. По соотношению глин, песчаников и конгломератов белебеевская свита имеет два различных типа разрезов — восточный, в котором встречаются линзы конгломератов и значительные песчаные пачки, и западный, переходный к морским казанским образованиям.

Наиболее изученным является восточный тип, обнажающийся повсеместно на севере вдоль правобережья р. Камы, а южнее пристани Осы — вдоль ее левобережья. Здесь в белебеевской свите выделяются три пачки: песчаниковая с конгломератами, известняково-глинистая и песчаниково-глинистая.

Нижняя песчаниковая пачка сложена песчаниками и алевролитами, содержащими линзы конгломератов, прослои глин, известняков и мергелей. Песчаники серые, желтовато-серые и зеленовато-серые, мелко- и тонкозернистые, полимиктовые, слабосцементированные, участками сильноизвестковистые, плотные. В них местами встречаются окаменелые стволы деревьев, достигающие в диаметре 15—20 см, отпечатки листьев папоротников плохой сохранности. Довольно часто наблюдается щебенка и гальки местных пород — известняков, мергелей. Линзы конгломерата, содержащиеся в песчаниках, состоят из галек кремней, кварцитов, изверженных пород и в меньшей степени известняков. Мощность отдельных прослоев конгломератов достигает 5—7 м. Глины и алевролиты красно-бурые и коричневые, песчанистые и доломитизированные, изредка с прослойками и линзами известняков и мергелей белых, серых и коричневато-серых. Описанная пачка в ряде разрезов ложится на уфимские отложения с размывом, который, по мнению Б. И. Грайфера, местами достигает 35 м. Мощность пачки колеблется от 15 до 50 м, причем она нарастает в восточном направлении главным образом за счет увеличения количества прослоев и линз конгломератов, а также в местах, где пачка налегает с размывом на нижележащие породы уфимской свиты.

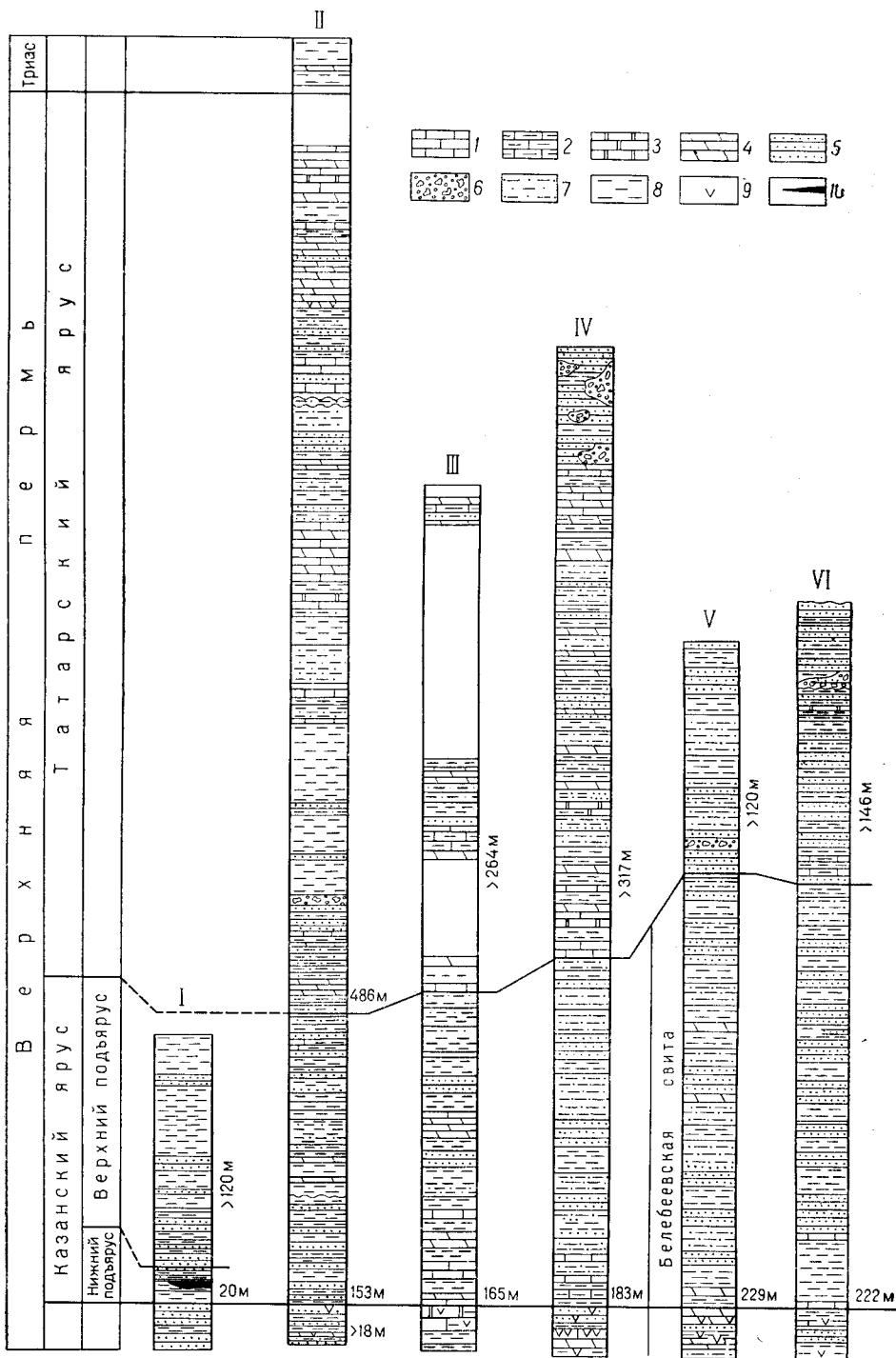


Рис. 17. Сопоставление разрезов верхней перми
(Составил К. С. Шершнев)

1 — известняки; 2 — глинистые известняки; 3 — доломиты; 4 — мергели; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — алеволиты; 8 — глины; 9 — заглисованность; 10 — каменный уголь. Разрезы: I — Нижнее течение р. Иж (по Д. Е. Егорову); II — Омутнинск, скв. К-4 (по В. А. Горшковой); III — Юксево, скв. К-35; IV — Кудымкар (по Б. И. Грайферу); V — район с. Фоки (по Ф. К. Минаевичу); VI — район с. Красики

Средняя известняково-глинистая пачка имеет весьма широкое распространение от низовьев р. Иньвы на севере до р. Белой на юге. Литологически она четко отделяется от ниже- и вышележащих пачек по большому содержанию прослоев известняков, редко встречающихся в разрезе красноцветной толщи белебеевской свиты. Представлена пачка глинами красно-бурыми и коричневыми, известковистыми, местами с включениями и прослоями известняков и песчаников красновато-серых, мелкозернистых, сильноизвестковистых. Известняки приурочены к верхней и нижней частям пачки, общая мощность прослоев их достигает 6—8 м. Они светло-серые, серые и зеленовато-серые, иногда пятнистые пелитоморфные, реже обломочные, участками пористые, местами конкреционного сложения. Обломочные известняки состоят из обломков раковин остракод и остатков водорослей, иногда они кавернозные, крепкие, с мелкими включениями кристаллов кальцита, с пятнами гидроокислов железа. Прослои известняков по простиранию нередко замещаются глинистыми породами. Мощность средней пачки обычно 10—15 м, но местами до 50 м. Верхняя песчаниково-глинистая пачка характеризуется пестрым литологическим составом — чередованием песчаников, глин, алевролитов и линз конгломератов. Песчаники серые и зеленовато-серые, бурые, коричневые, полимиктовые, мелко- и среднезернистые, крепкие и слабосцементированные, косослоистые, цемент глинистый или известковистый. Глины бурые, коричневатосерые, зеленовато- и голубовато-серые, обычно крепкие, хорошо отмученные, чистые или с примесью песка, нередко известковистые, местами переходящие в мергели. В некоторых прослоях встречается фауна остракод. Конгломераты залегают в нижней и средней частях пачки и состоят из галек кварцитовых, кремневых, реже изверженных пород с небольшой примесью галек осадочных пород. Мощность конгломератов резко колеблется на незначительном расстоянии и достигает 5, а иногда и 20 м. Общая мощность песчаниково-глинистой пачки 170—190 м. Нижние две пачки можно условно отнести к нижеказанскому подъярису, а верхнюю — к верхнеказанскому.

В более западных разрезах литологический состав свиты в общем сохраняется, но конгломераты, имеющие широкое развитие в восточной части, в западной отсутствуют. В западном направлении меняется также и гранулометрический состав песчаников в сторону уменьшения размера зерен. Здесь белебеевская свита сложена чередованием глин, песчаников, алевролитов, реже мергелей и известняков. Преобладают глинистые и алевролитовые разновидности пород. Окраска их чаще красновато-бурая, коричневая, реже серая. В нижней части разреза в породах отмечается значительное содержание углистых остатков. Описанные разрезы изучены по скважинам, так как в западной части площади белебеевская свита перекрыта татарским ярусом. Поэтому проследить пачки, намечающиеся в более восточных разрезах, по всей территории не представляется возможным. Общая мощность белебеевской свиты 150—235 м, причем она увеличивается к востоку. Далее к западу в бассейне р. Ижа нижняя часть белебеевской свиты замещается морскими казанскими образованиями, что хорошо прослежено Н. Н. Форшем (1955) и подтверждено бурением. Типичные морские казанские отложения обнажаются при устье р. Ижа, в районе сел Голюшурма и Варзи-Ятчи. Они представлены здесь переслаиванием зеленовато-серых плитчатых аргиллитов, глинистых алевролитов и мелкозернистых песчаников с прослоями сильноглинистых углей, одно время интенсивно разведывавшихся и использовавшихся на местные нужды, и прослоев желтовато-серых массивных оолитовых известняков, содержащих типичную для нижеказанского подъяруса фауну: *Canocrinella cancrini*

Vern., *Lingula orientalis* Golowk., *Pseudomonotis garforthensis* King., *Shizodus rossicus* Vern. Мощность данной толщи равна 20—27 м. Сероцветная толща перекрыта красноокрашенными песчано-глинистыми породами белебеевской свиты с пресноводными пеллециподами мощностью по долине р. Ижа до 100—120 м.

Татарский ярус

Татарский ярус распространен на западе Пермской области и в Удмуртской АССР к западу от полосы развития казанских отложений. Он представлен мощной толщей красноцветных и пестроокрашенных терригенных пород с прослоями и линзами известняков и мергелей. Для татарского яруса, как и для белебеевской свиты, характерно увеличение в юго-восточном направлении зернистости пород и уменьшение мощности и количества прослоев карбонатных пород. В юго-восточной части татарский ярус сложен песчаниками с линзами конгломератов и глинами с прослоями и линзами известняков. Песчаники серые, бурые, зеленовато-серые и коричневые, неравномернозернистые, косослоистые, полимиктовые, в той или иной степени известковистые, иногда глинистые, крепкие или слабосцементированные. Конгломераты залегают среди песчаников в виде линз с меняющейся мощностью от 1—2 до 7 м. Они состоят из галек кварцитовых, кремневых, порфирированных и осадочных пород. Глины бурые, коричневые песчаные, иногда чистые, хорошо отмученные, большей частью известковистые с включениями конкреций известняка, нередко переходящие в мергели и содержащие местами мелкие обугленные растительные остатки.

В более западных разрезах в составе татарского яруса появляются мощные прослои известняков и почти исчезают линзы конгломератов. Здесь, по данным Б. И. Грайфера, можно выделить до восьми пачек (см. рис. 17). Нечетные четыре пачки глинисто-известняковые чередуются с глинисто-песчаниковыми пачками. Мощности их колеблются в пределах 20—50 м. Глинисто-известняковые пачки сложены красно-коричневыми глинами, голубовато-серыми глинистыми известняками, коричневыми и голубовато-серыми мергелями, причем мощность слоев известняков в некоторых пачках достигает 10—15 м. Глинисто-песчаниковые пачки сложены песчаниками серыми и коричневатосерыми полимиктовыми, разнозернистыми, косослоистыми, глинами, алевролитами и конгломератами, состоящими из галек кремней, кварцитов, порфиритов, а также из галек и неокатанных обломков местных пород.

В Кудымкарском районе Б. И. Грайфером нижние шесть пачек общей мощностью 230—240 м отнесены к нижнетатарскому подъярсу на основании остракод, содержащихся в них, определенных З. Ц. Белоусовой: *Darvinuloides sentjakensis* Scharg., *D. triangula* Bel., *Darvinula cassini* Bel., *D. sharamovi* Bel., *Permiana* sp.

В породах наиболее мощной — седьмой глинисто-карбонатной пачки З. Ц. Белоусовой определена *Darvinula stelmachovi* (Spij.), forma *brevis* Bel., *D. fragis* Schn., *D. inornata* (Jones), характерная для верхнетатарского подъяруса. Кроме остракод в татарском ярусе встречены пресноводные пеллециподы и остатки позвоночных. Полная мощность татарского яруса (500 м) установлена лишь западнее г. Кудымкара, в скважинах у сел Петрята и Бисерово и у г. Омутнинска, где, по данным В. А. Горшковой, на татарские отложения налегают триасовые, отличающиеся от татарских иным минеральным составом (резким уменьшением устойчивых минералов — эпидот-цоизита и кварца). В этих отложениях Т. В. Тарабариновой и С. Н. Наумовой определен

комплекс спор и пыльцы, характерный для пермско-триасовых отложений. Мощность татарского яруса у г. Омутнинска 486 м, в районе г. Глазова 400—430 м, по р. Каме до 250 м.

* *
*

На рассматриваемой площади Западного Урала и Приуралья характер и распределение фаций пермских отложений тесно связаны с подъемом в этот период Горного Урала, развитием вдоль него предгорного Предуральского прогиба и граничащего с ним восточного борта Русской платформы. Формирование этих геотектонических зон в нижней перми обусловило смену с востока на запад прибрежно-морских фаций на фации открытого мелкого моря и затем лагунно-морских и лагунных; в верхней перми развивались континентальные фации. С изменением фаций, в связи с большим прогибанием восточной части, т. е. Предуральского прогиба, и постепенным замедлением темпов опускания платформы связано и изменение мощностей, убывающих в общем с востока на запад.

На востоке, в районе заводов Михайловского, Бисертского и Сылвенского, в ассельский и сакмарский века наблюдалось развитие прибрежно-морских песчаников и конгломератов, быстро выклинивающихся к западу и замещающихся песчано-глинистой флишевой фацией ритмично чередующихся песчаников, алевритов и сланцев. Они отлагались в мелководных морских бассейнах с бедной фауной фораминифер, гониатитов и брахиопод. Источник терригенного материала, как и в течение всего пермского периода, располагался на востоке.

Береговая линия ассельского и сакмарского бассейнов проходила примерно через Михайловский, Бисертский и Старо-Уткинский заводы. Об этом говорит наличие цепочки береговых рифов в низах ассельского яруса, мощные крупногалечные конгломераты в тастубском и стерлитамакском горизонтах и наличие местных перерывов. Береговая полоса испытывала быстрое погружение, которое, однако, полностью компенсировалось происходившим осадконакоплением, на что указывают большие мощности, до 900—1000 м, при сохранении прибрежных фаций.

Западнее прибрежной полосы располагался прогиб, вполне оформившийся в сакмарский век. Погружение его шло несколько медленнее, о чем говорят меньшие мощности (от 700 до 300 м) накопившихся в нем морских флишевых отложений. В бассейне временами возникали острова и полуострова, местами размывавшиеся. С подобными перерывами, возможно, связано образование бокситов. Перерывы известны вдоль всего западного склона Урала к северу от Старо-Уткинского завода.

Западнее флишевой полосы на юге располагалась относительно глубокая морская впадина, по западному борту которой росли крупные рифовые массивы. На севере в начале ассельского века обстановка была сходной, но в тастубское и стерлитамакское время береговая линия продвинулась на запад и песчано-глинистый материал начал засыпать рифовые массивы и проникать еще далее за пределы рифов.

Полоса рифовых массивов, прослеживающаяся вдоль Уфимского плато, в районе Лысьвы, по р. Чусовой у Плакун Камня и в Колво-Вишерском крае была приурочена к западному борту Предуральского прогиба ассельско-сакмарского времени, к пограничной зоне его с более мелким морем. Эта зона прогибалась быстрее, и прогибание компенсировалось скоростью роста рифовых массивов.

Западнее располагалась переходная зона от терригенных фаций, характерных для прибрежно-морских условий, к карбонатным фациям открытого мелкого моря. На юге, на широте Красноуфимска, фациальный переход происходил, по-видимому, равномерно. На севере же, у г. Чусового и в Колво-Вишерском крае, картина иная. Нижняя часть ассельского яруса здесь сложена слоистыми известняками с прослоями глинистых сланцев, и к востоку она быстро замещается рифовыми известняками, верхняя же часть сакмарского яруса сложена песчано-глинистой толщей и рифы здесь отсутствуют.

На площади к западу от рифовых массивов простирался мелководный морской бассейн, в котором шло накопление слоистых и окремненных известняковых осадков с богатой фауной фузулинид, мшанок, кораллов, брахиопод. Западная граница этого бассейна проходила несколько восточнее ст. Чернушка, у г. Перми и г. Соликамска. Восточная часть данной площади, ближе к прогибу, погружалась быстрее, чем западная, вследствие чего мощности осадков с 500—400 м уменьшаются к западу до 250 м.

Западнее указанной границы морской бассейн был более обмелевшим и более засоленным, поскольку, помимо известняковых, в нем осаждались также доломитовые осадки, нередко загипсованные причем фузулиново-мшанково-коралловый комплекс фауны сменился псевдэндоитово-коралловым. Прогибание шло более медленными темпами, и мощности осадков здесь уменьшаются к западу от 250 до 165 м.

Западнее линии, идущей приблизительно через Сарапул, западнее г. Кудымкара и с. Бондюг в верховьях р. Камы, соленость в ассельско-сакмарском море была еще интенсивнее, в связи с чем здесь в условиях чередования морского и лагунного режима откладывались сульфатно-карбонатные осадки, мощность которых достигала 180—230 м, причем в западном направлении она еще более увеличивалась.

В артинский век сохранились почти те же палеогеографические зоны, что и в сакмарском веке, но история тектонических движений была несколько иной.

В начале артинского века на Урале происходили сильные горообразовательные движения, и шел интенсивный размыв горных хребтов, что доказывается широким распространением мощных конгломератов белокатайской свиты, образовавшихся в бурных потоках, а также наличием глубокого размыва в основании артинского яруса, захватившего местами породы среднего карбона. Конгломератовые фации, по В. Д. Наливкину (1951), представляют собой типичные молассы. А. В. Хабаков различает здесь как речные, так и морские конгломераты. По его наблюдениям, береговая линия в начале артинского века проходила от с. Нижний Белокатай через с. Шемаху и д. Комарову на р. Уфе и западнее Бисертского завода, поэтому восточная часть моласс откладывалась в континентальных условиях, а западная — в морских. По сравнению с сакмарским веком береговая линия переместилась на 30—40 км к западу. Зона, в которой шло накопление моласс, испытывала быстрое погружение, и мощности нижеартинского подъяруса достигают 1300 м.

Западнее описанной зоны в нижеартинское время распространялось мелкое море. В восточной части оно отвечало осевой зоне и западному борту Предуральяского прогиба и здесь шло накопление терригенных осадков. На широте г. Красноуфимска полоса развития терригенных пород не превышает 5—8 км, в районе г. Чусового она несколько увеличивается. Мощности пород составляют 500—800 м.

К западу располагалась зона перехода терригенных фаций в карбонатные. На юге она прослежена по р. Ай, в ее пределах развиты

мергели дивьинской свиты, а севернее кроме мергелей появляются глинистые сланцы и известняки. Нижнеартинский морской бассейн имел здесь наибольшую глубину.

В верхнеартинское время фациальные зоны несколько смещаются к западу. Так, в восточных разрезах, там, где нижнеартинский подъярус представлен песчаниками, развиты конгломераты, а западнее, в зоне развития нижнеартинских известняков, простирается зона смешанных терригенных и карбонатных фаций.

Для нижнеартинского бассейна характерно формирование кремнистых фузулиновых известняков со спикулами губок, являвшихся источников окремнения осадков.

В верхнеартинское время в полосе, проходящей от Красноуфимска через Верхнечусовские Городки и западную часть Колво-Вишерского края у г. Ныроба, были благоприятные условия для широкого развития рифов, причем саргинские рифы строились в основном за счет мшанок, а сылвенские — за счет известковых водорослей. В межрифовых пространствах отлагались темные мергели дивьинской свиты.

Неравномерное распределение рифообразователей и детритуса способствовало образованию в рифовых известняках пористых и кавернозных разностей. Западнее полосы прибрежных рифов в условиях открытого мелководного моря в артинский век накапливались известняки с разнообразной морской фауной, крупными фузулинидами и другими группами, причем в более западных районах, за линией, идущей через Чернушку, Пермь и Кудымкар, бассейн был более засоленным, так как в нем проявилась доломитизация и загипсованность осадков, а среди фауны преимущественное распространение получили псевдоэндоциты.

Еще большую засоленность испытывал бассейн западнее линии Куеда—Оса-Верещагино и западнее Кудымкара, где он сильно обмелел, приобрел лагунно-морской характер. В связи с усиленной концентрацией солей в нем отлагались преимущественно ангидриты (от 40 до 80%) и затем доломиты.

Своеобразные осадки накапливались в крайней западной береговой полосе артинского моря, примыкавшей к суше, берег которой условно намечается западнее устья р. Ижа и с. Селты. Эти осадки представлены зеленовато- и голубовато-серыми хорошо отмученными глинами и ангидритами. В них встречены пресноводные остракоды и масса пирита. Происхождение этих глин не вполне ясно. Возможно, что они образовались за счет сноса глинистого материала с западной сакмарской суши.

Распределение мощностей и характер фациальных изменений карбонатных толщ с несомненностью указывают на то, что максимальное погружение испытывал восточный борт Русской платформы, примыкавшей к Предуральскому прогибу, а ее западные районы приподнимались в сторону западной суши. Мощности с востока на запад меняются от 300 до 1—4 м в низовьях р. Ижа и у г. Глазова.

В кунгурский век, в связи с продолжавшимся подъемом Урала, а также всей рассматриваемой территории, произошло обмеление pokračавшего ее бассейна, причем море ушло на север и возникли лагуны. Здесь широко развиты химические осадки, по сравнению с артинским веком значительно меньше отлагалось терригенных и карбонатных пород. Палеогеографическая обстановка кунгурского века была крайне невыдержанной, в связи с чем в кунгурских отложениях наблюдается многообразие фаций, причем характер их на юге и севере отличен. Закономерность в общем распределении фаций сводится к следующему. На востоке в кунгурский век формировались терригенные песчано-конгломератовые фации, и размер обломочного материала пород убывал к западу. В верхнекунгурское время терригенные породы постепенно

сменились сульфатно-хлоридно-глинистыми, затем западнее доломитово-сульфатными и карбонатными. Общие мощности кунгурских осадков уменьшаются к западу в сторону возникшей там суши, граница которой проходит западнее с. Голюшурмы и с. Селты. В осевой части Предуральского прогиба кунгурского века они достигают максимальной величины — более 900 м. На юге в районе Уфимского плато и в прилегающей с востока части Предуральского прогиба низы кунгурского яруса сохранились не повсеместно. Разрез кунгура здесь начинается с отложений известняковой лемазинской брекчии верхнего кунгура, залегающей на артинских или местами нижнекунгурских отложениях.

На востоке весь Предуральский прогиб выполнен терригенными отложениями, заполнившими предгорную впадину продуктами разрушения Уральских гор, сносившимися речными и временными потоками (кошелевская и лекская свиты). Накопление терригенных осадков шло частично в континентальных, лагунных и морских условиях. О последних говорит присутствие морской фауны. На крайнем востоке обломочный материал был грубее, представлен конгломератами и песчаниками, западнее он замещался более тонкоотмученным материалом — глинистыми сланцами, мергелями, глинистыми известняками. В западной части предгорной впадины и далее на восточном склоне Русской платформы в начале кунгурского века располагается огромный водный бассейн, в котором на востоке (Верхнечусовские Городки, Кухтым, Вильва, Чердынь) в лагунных условиях откладывались в основном сульфаты, а на западе (Куюда, Чернушка, Пермь, Краснокамск, Кудымкар) — доломитовые или филипповского горизонта с бедной и угнетенной малорослой фауной, в основном брахиопод и пелеципод. Они формировались в сильно засолонившемся реликтовом от артинского времени водоеме с малыми глубинами, на что указывает наличие оолитов и волноприбойных знаков. Еще западнее (города Сарапул, Ижевск, Глазов) в нижнекунгурском бассейне шло осаждение преимущественно сульфатов и меньше карбонатов.

В верхнекунгурское время на востоке по-прежнему накапливались терригенные осадки. Юго-восточная часть испытывала более интенсивное поднятие, вследствие которого Уфимское плато было выведено из-под уровня вод окружавшего его бассейна и начало сильно размываться. Вдоль него образовались глубокие овраги, заполнявшиеся обломочным материалом, из которого образовалась лемазинская свита, откладывавшаяся в основном к востоку от Уфимского плато. К концу кунгура поднятие сменилось опусканием, и плато перестало разрушаться.

Большая часть Предуральского прогиба и территории по восточному склону платформы в верхнекунгурское время представляли собой сильно засолоненный лагунный бассейн (или серию лагун), наиболее быстро опускавшийся в центральной части прогиба в районе Соликамска и Березников, где в условиях сильного испарения образовались мощные галогенные толщи. Каменные соли прослеживаются вдоль всей осевой части прогиба от Шумковского района на юге до Чердыни на севере. Максимальные мощности соленосных толщ у Соликамска и Березников достигают 700 м, затем они уменьшаются с постепенным обогащением толщ сульфатами. Суммарная мощность собственно каменной соли достигает 500 м. По восточному борту платформы к западу от прогиба увеличиваясь соленосность иренского бассейна привела к накоплению в узкой полосе ангидритов. На короткое время этот бассейн дважды сообщался с открытым морем, что сказалось в наличии здесь двух выдержанных прослоев (мощностью 90—175 м) доломита (елкинская и неволинская пачки) с морской фауной брахиопод, мшанок, пелеципод.

Еще западнее, до меридиана, идущего через Ижевск и ст. Кез, для верхнекунгурского бассейна было характерно преимущественное осаждение в основном доломитовых осадков, закончившееся накоплением ангидритов в широко распространявшейся верхнеиренской лагуне. Мощность осадков здесь 100—120 м.

На территории, примыкавшей с востока к кунгурскому континенту, в продолжение всего кунгурского века в условиях лагунного режима образовывалась маломощная пачка голубых глин, ангидритов и доломитов мощностью 0—15 м.

В уфимский век палеогеографическая обстановка отличалась от кунгурской. В начале уфимского века в соликамское время на рассматриваемой площади существовал унаследованный от иренского времени бассейн, имевший кратковременное сообщение с мировым океаном. Бассейн был мелководным, опресненный водами рек, стекавших с поднимавшегося Урала. В соликамское время широкое развитие получают карбонатно-терригенные осадки (плитчатые доломиты, мергели, известняки, переслаивающиеся с глинами и алевролитами). Они образовались в континентальной, преимущественно озерной и лагунной обстановке, а также в условиях дельтовых равнин. Наличие морской фауны, зафиксированной в Северокамском, Добрянском, Соликамском и Чердынском районах, свидетельствует о временных притоках сюда морских вод с севера, так как в южные районы площади море не заходило. Источником сноса в Соликамское время являлись Уральские горы. Наибольшее прогибание в соликамское время испытывал участок, расположенный несколько западнее оси Предуральяского прогиба, так как именно здесь накапливались наибольшие мощности соликамских осадков.

В шешминское время море полностью ушло с рассматриваемой территории, и здесь образовалась обширная равнина, по которой текли реки, выносившие с Урала огромное количество терригенного материала, что подтверждается постепенным уменьшением мощности осадков на запад с 340 до 80 м. Местами существовали озера, оставившие после себя линзы гипса и прослой известняков. Шешминский бассейн характеризовался значительной загипсованностью. Климат был, по-видимому, жаркий, с чем частично связана красная окраска осадков.

Среди песчано-глинистых отложений шешминского горизонта удаётся выделить три литолого-фациальные зоны. В пределах большей части территории распространены континентальные песчано-глинистые загипсованные отложения с подчиненными прослоями мергелей и известняков, составляющих меньше 10% от общего количества пород. На севере, северо-западнее г. Соликамска, среди терригенных пород большую роль играют осадки озерного типа — известняки, составляющие до 20%. А еще западнее, на площади вблизи с. Юкеево, в составе горизонта преобладают озерно-лагунные доломиты, мергели и глинистые известняки; глин здесь мало, песчаники редки.

В казанский век продолжали существовать те же континентальные, в основном озерно-речные, условия осадконакопления, что и в уфимское время. Но в связи с усилением горообразовательных движений на Урале, на востоке отлагались прослой конгломератов. По всей территории произошло опреснение водоемов, вследствие чего осаждение гипсов прекратилось.

На западе, в бассейне р. Ижа, там, где в артинский и кунгурской века происходил подъем территории и была суша, в начале казанского века началось опускание территории, и сюда проникла морская трансгрессия, отзвуком которой являются развитые здесь известняки с морской фауной. Имеющиеся среди них прослой угля говорят о происходившей борьбе суши и моря. Литолого-фациальная карта казанского яруса

хорошо отражает в основном относительно выдержанный песчано-глинистый характер его осадков с повышенным количеством конгломератов на востоке, сменяющихся на юго-западе континентальными и морскими отложениями, представленными известняками с фауной. Мощности казанских отложений изменяются в той же последовательности, что и нижнепермские, убывая с востока на запад с 220 до 130 м.

В татарский век с по-прежнему поднимавшегося Урала в Приуралье, представлявшее собой обширную равнину, речными и временными потоками приносились массы терригенного песчано-глинистого и конгломератового материала. Имелось и много озер с накопившимися в них карбонатными осадками. Особенно широкое развитие озер отмечено на севере, где наблюдалось явное увеличение карбонатности. Животный и растительный мир в татарский век был беден. Обитали лишь пресноводные остракоды, пелециподы, рыбы и четвероногие позвоночные.

Так как верхние горизонты татарских отложений уничтожены эрозией, а надежные маркирующие горизонты не выявлены, трудно судить о размещении здесь мощностей. Максимальная мощность установлена в верховьях р. Камы, где она близка к 500 м. Для татарского яруса характерно присутствие хромосодержащего минерала волконскоита, имеющего, по данным Б. И. Грайфера, особенно широкое распространение в бассейнах рек Нытвы, Очера и Сивы.

В заключение следует остановиться на проблемах дальнейшего изучения пермской системы. Одним из наиболее слабо изученных вопросов является детальное расчленение восточных терригенных разрезов сакмарского и артинского ярусов, выделение в них фаций и установление условий залегания.

Другой проблемой, относящейся также к ассельским и сакмарско-артинским отложениям, является изучение на территории вдоль западного склона Урала от Казанской ж. д. до широты г. Красновишерска контактов карбонатных отложений карбона, ассельского, сакмарского и артинского ярусов с покрывающими их терригенными осадками, на которых (на контактах) имеются следы размыва.

Для более западных фаций ассельского, сакмарского и артинского ярусов большое значение имеет выяснение точного положения полосы погребенных рифов в районах между Красноуфимском и Чусовым и от с. Усть-Кишерть через Верхнечусовские Городки до Колво-Вишерского края. Кроме того, необходимо: 1) обоснованное установление границы между карбоном и пермью; 2) установление точного возраста соликамского горизонта; 3) установление стратиграфической принадлежности уфимского яруса; 4) выделение маркирующих горизонтов в верхнепермских красноцветах и установление границы между казанским и татарским ярусами.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Отложения триасовой системы на восточном склоне Урала и в Зауралье выполняют субмеридиональные тектонические впадины, заложенные в толще палеозойских и допалеозойских пород молодой послеварисской платформы. Большинство лучше изученных впадин представляют собой грабены, но встречаются и другие формы депрессий тектонического, а также эрозивно-тектонического происхождения.

Впадины развивались не строго следуя направлениям палеозойских структур. Они располагались преимущественно в областях палеозойских прогибов, но встречаются и в областях поднятий; часто та или иная впадина на своем протяжении меняет свое положение в той или иной палеозойской структуре и даже переходит в соседние. Тем не менее про-

стирания впадин, в общем, имеют те же субмеридиональные направления, что и направления палеозойских структур. В пределах Тагильско-Магнитогорского и Восточно-Уральского прогибов отмечается преимущественная их приуроченность к пограничным частям этих прогибов с поднятиями, а в Зауралье такой избирательности не наблюдается. В пределах Восточно-Уральского поднятия триасовых грабенов нет.

На восточном склоне Урала выделяются две полосы развития впадин, выполненных триасовыми отложениями; западная — в пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба и восточноуральская — в пределах Восточно-Уральского прогиба. Впадины, располагающиеся еще восточнее, объединяются в группу зауральских впадин или депрессий.

В западной полосе известно несколько впадин: в северной части полосы крупные и сравнительно глубокие (до 600 м) — Григорьевско-Волчанская, Веселовско-Богословская и Мостовская, заполненные верхнетриасовыми отложениями; в южной части — нижнетриасовые осадки, представленные конгломератами с валунами до 1 м в диаметре, распространены в виде разобщенных полос в наиболее прогнутой части Магнитогорского мегасинклиория, в так называемой Кизильской структурной подзоне. Верхнетриасовые осадки развиты там в обширных грабенообразных впадинах — Орской и Таналыкской.

В восточноуральской полосе известно до 20 впадин с триасовыми отложениями, расположенных между реками Тагилом и Сухой (к югу от г. Карталы), причем среди них находятся и самые крупные по размерам уральские грабены — Челябинский (глубиной до 3500 м), Буланаш-Елкинский (глубиной до 1300 м), Яланско-Чернышевский, Ильинско-Борисовский и др.

В Зауралье за последние годы также выявлено довольно большое число впадин с триасовыми отложениями. Большинство из них изучены слабо, относительно лучше изучены Анохинская, Назаровская, а за пределами описываемой территории группа Убоганских впадин.

Триасовые отложения восточного склона Урала являются угленосными, к ним иногда приурочены крупные угольные бассейны, как например, Челябинский, Буланаш-Елкинский, Богословский и Волчанский, дающие основную массу угля, добываемого на Урале. Иногда в триасовых отложениях устанавливаются прямые признаки нефтепроявления (Челябинский, Анохинский грабены и др.), наличие бокситов.

Первое литературное указание на наличие нижнемезозойских угленосных отложений на восточном склоне Урала (близ крепости Миасской) относится к 1833 г. и принадлежит Редикорцеву. Первые сведения об ископаемых растениях из нижнемезозойских угленосных осадков, обнаруженных на р. Миассе, приводит в 1868 г. Г. Д. Романовский, полагавший, что комплекс растений является пермским. В 1878 г. А. П. Карпинский (1880) установил наличие рассматриваемых образований на р. Исети, позднее — на реках Увельке и Миассе. В сводной работе о мезозойских отложениях восточного склона Урала возраст осадков по флористическим и фаунистическим остаткам, определенным И. Ф. Шмальгаузенем, он (Карпинский, 1909) датирует пограничным между поздним триасом и ранней юрой. А. Н. Криштофович (1912) и В. Д. Принада (Криштофович, Принада, 1933) неоднократно подвергали анализу уральскую мезозойскую флору. В. Д. Принадой в 1940 г. в результате изучения остатков растений из угленосных отложений Богословского месторождения и Челябинского бассейна высказано мнение, что восточноуральскую мезозойскую флору можно рассматривать как верхнетриасовую, несколько более древнюю, чем рэтская.

Методически планомерное изучение стратиграфии нижнемезозойских угленосных отложений восточного склона Урала начато в 30-х го-

дах и осуществлялось в разное время геологами С. В. Горюновым, И. И. Горским, Н. И. Архангельским, Г. Ф. Крашенинниковым, Я. М. Черноусовым, Н. П. Туаевым, Б. Ф. Тарханевым, Е. И. Новиковым, Л. Д. Башаркевичем, М. В. Буниной, А. Ф. Кабаковым, М. Г. Васильевой, В. А. Князевым, И. И. Костыревым, М. В. Копеловой, Н. Б. Малютиным, В. И. Носаль, В. С. Бочкаревым, Е. А. Каревой, Н. И. Леоненко, В. И. Тужиковой и др.

Палеофитологические исследования осуществлялись Е. Ф. Чирковой, В. П. Владимирович, А. И. Турутановой-Кетовой, А. И. Киричковой, В. Д. Бояковой, палинологические — В. С. Малявкиной, В. А. Полухиной; З. И. Фаддеевой, Е. П. Самигулиной, Г. В. Дюпиной, Н. С. Шеметовой, Е. Н. Силиной и др.

В. П. Владимирович (1962), изучив остатки растений из угленосных нижнемезозойских отложений Серовского района, расчленила их на рэтские и нижнелейасовые. В. С. Малявкина и Е. А. Карева (1956), В. И. Тужикова (1958) и А. И. Турутанова-Кетова (1958) впервые установили наличие на восточном склоне Урала палеонтологически охарактеризованных раннетриасовых образований. Н. Б. Малютин и К. П. Иванов детально изучили триасовые вулканогенные образования Урала и Зауралья.

В. Д. Боякова и В. П. Владимирович (1961), базируясь на изучении большого количества крупномерных остатков растений, впервые достаточно обоснованно расчленили нижнемезозойские отложения северной части Челябинского бассейна на пять свит, выделив осадки лейаса, рэта, кейпера и раннего триаса.

Триасовая система, как известно, относится к одной из наименее изученных систем мезозоя. Единой стратиграфической схемы триаса СССР до сих пор не разработано, а составляемые региональные схемы подвергаются частому пересмотру. Вопросам стратиграфии триасовых отложений Урала посвящены совещания в Ленинграде (1956 г., 1962 г.), Свердловске (1956 г., 1963 г.) и Новосибирске (1960 г.).

Характеристика триасовой системы Урала и Зауралья приводится в основном применительно к унифицированной региональной стратиграфической схеме (табл. 17), принятой на Свердловском совещании в 1963 г. Некоторые отступления от схемы вызваны последующим уточнением границ свит верхнего триаса.

В составе триасовых отложений Урала выделяются две серии: нижняя — туринская и верхняя — челябинская.

ТУРИНСКАЯ СЕРИЯ

Наиболее полно образования этой серии представлены в Среднем Зауралье — в Бичурской, Анохинской, Чернышевской, Борисовской и других впадинах. Подсечена она отдельными скважинами в Челябинском бассейне, причем наиболее полный разрез ее вскрыт скв. 1-Р на Камышинской площади, а также в Назаровской (скв. 35 и 58), Юламановской и Дуванкульской впадинах. В прилегающей части Западно-Сибирской низменности серия вскрыта скважинами на Тюменской (1-Р), Ярской (3-Р), Заводоуковской (7-Р), Покровской (8-Р) и Ракитинской (6-Р) площадях.

Туринская серия сложена магматическими, пирокластическими и терригенно-осадочными образованиями; преобладают эффузивы — кайнотипного облика базальты, реже липариты. Из гипабиссальных пород известны долериты, габбро-долериты. Пирокластические породы представлены от грубых агломератов до тонкозернистых туфов, а терригенно-осадочные — крупно-средне- и мелкозернистыми отложениями.

Таблица 17

Схема стратиграфии триасовых отложений Урала

Единая стратиграфическая шкала				Унифицированная региональная стратиграфическая схема
Система	Отдел	Ярус	Серия	Литологическая характеристика
Верхний	Верхний	Рэтский	Челябинская	<p>Коркинская свита</p> <p>Верхняя подсвета — песчаники полимиктовые серые, алевролиты и аргиллиты с мощными пластами угля</p> <p>Нижняя подсвета — песчано-конгломератовые отложения мощностью до 150—170 м. Строение цикличное 650—800 м</p>
		Норийский		<p>Козыревская свита</p> <p>Верхняя подсвета — аргиллиты, алевролиты, песчаники и конгломераты зеленовато-серые полимиктовые с многочисленными маломощными пластами углей</p> <p>Нижняя подсвета — безугольные песчано-конгломератовые отложения мощностью 100—250 м. Строение цикличное 380—550 м</p>
		Карнийский		<p>Калачевская свита</p> <p>Верхняя подсвета — аргиллиты, алевролиты, песчаники редко конгломераты зеленовато-и голубовато-серого цвета, полимиктовые с пластами бурого угля ограниченного развития. Строение цикличное</p> <p>Нижняя подсвета — преимущественно молассовидные осадки, состоящие из красноцветных конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. В отдельных структурных зонах встречаются линзы железистых бокситов 600—900 м</p>
Средний	Средний	Ладинский	Туринская	 <p>Анохинская свита</p> <p>Верхняя подсвета — алевролиты и песчаники серые полимиктовые. Мощность до 100 м</p> <p>Нижняя подсвета — аргиллиты, алевролиты, песчаники полимиктовые с линзами битуминозных аргиллитов. В прибортовых частях впадин — красноцветные конгломераты и гравелиты. В основании — единичные покровы базальтов, лавобрекчия, туфы, окремненные и каолинизированные аргиллиты. Строение тонкоритмичное, ритмы двучленные</p> <p>Абсолютный возраст базальтов 208—225 млн. лет 200—350 м</p>
		Анизийский		
Нижний	Нижний	Оленекский		<p>Бичурская свита</p> <p>Базальты, долериты, гипабиссальные габбро-долериты, липариты, туфы, туфолавы базальтов и липаритов, прослойки конгломератов, песчаников, алевролитов и аргиллитов преимущественно красноцветных</p> <p>Абсолютный возраст липаритов 215—225 млн. лет, базальтов 220—240 млн. лет 500—1000 м</p>
		Индский		

Образования туринской серии в вулканогенных фациях развиты преимущественно в восточных частях грабенов (и прилегающих к ним с востока площадях), что можно объяснить особенностями развития разрывной тектоники в нижнем мезозое. Высказывается мнение, что в западном направлении вулканогенные фации сменяются разновозрастными нормальноосадочными образованиями, хотя палеонтологически этот факт пока не находит подтверждения, особенно для нижней половины разреза туринской серии.

Для пород туринской серии характерна высокая литификация, битуминозность и прямые признаки нефтепроявления. Возраст серии — нижний и средний триас. Мощность до 850—1400 м. Нижняя граница туринской серии проводится по контакту с разновозрастными породами складчатого фундамента, причем считается вероятным, что в отдельных депрессиях вулканогенные породы нижнего триаса сменяют аналогичные породы верхней перми. Верхняя граница туринской серии проводится по почве мощной (от 100 до 450—500 м) толщи полимиктовых гравийно-конгломератовых, часто выветрелых красноцветных отложений, залегающих в основании челябинской серии. Как правило, в этой толще присутствуют плохо окатанные обломки эффузивов туринской серии.

В составе туринской серии выделяются две свиты: нижняя — бичурская и верхняя — анохинская.

Бичурская свита

Свита, выделенная Н. Б. Малютиным, имеет стратотипический разрез по р. Бобровке близ д. Костромы и на р. Бичур близ одноименного села. Кроме того, обнажения ее имеются на р. Синаре. Скважинами свита вскрыта в Бичурской, Ильинско-Борисовской, Анохинской, Назаровской, Юламановской, Челябинской, Буланаш-Елкинской и других депрессиях Зауралья. Сложена свита покровами базальтов, базальтовых порфиритов, липаритами и их туфами, силловыми телами долеритов, габбро-долеритов с редкими прослоями конгломератов, песчаников и аргиллитов, преимущественно красноцветных, реже зелен- и сероцветных. По строению ее можно назвать трапповой.

В. И. Носаль и В. С. Бочкарев (1961), а также К. П. Иванов (1963) считают, что в основании разреза туринской серии (следовательно, в основании данной свиты) залегают толща пестроцветных конгломератов со спорадически встречающимися маломощными покровами базальтов, линзами углистых аргиллитов и углей. Эти образования они выделяют под названием биткуевской свиты (мощностью 20—500 м). Изучение стратотипических разрезов последней на реках Уй, Тогузак, Пышма и Кунара показало, что эти образования являются пролювиальными осадками прибортовых частей депрессий. По стратиграфическому положению в разрезе они отвечают в основном пестроцветным осадкам, залегающим в основании не туринской, а челябинской угленосной серии отложений, на что указывают определения органических остатков. Наличие конгломератов в основании бичурской свиты вполне правомерно, как например, в скв. 1-Р Камышинской, где они имеют мощность 20 м, но принадлежность их к триасовой системе не доказана.

Органическими остатками бичурская свита бедна. Отсюда известны: остракоды — *Iniella* sp., *Darwinula parcea* Mandelst., *D. seclita* Mandelst., *D. cf. affisca* Mandelst., *D. nodiata* Mandelst.; эстерии — *Estheria subcirculariformis* Lüttk., *E. aequalis* Lüttk., *Cornia papillaria* Lüttk., определенные Е. М. Люткевичем как раннетриасовые. Остатки растений: *Lepidopteris* (?) sp., *Sphenocallipteris* sp., *Pityolepis cedriiformis* Tur.-Ket. — из Анохинской депрессии,

Equisetites sp. — из Бичурской депрессии и *Taeniopteris multinervis* Weiss, *Cladophlebis angusta* Heer, *Meristophyllum* sp. — из Челябинского бассейна.

Спорово-пыльцевой комплекс, по В. А. Полухиной, представлен: спорами — *Angiopteris* sp. до 30%, *Osmundaceae* до 10%, *Leiotriletes* sp. до 19%, *L. microdiscus* К.-М. до 10%, *Hymenozonotriletes* sp. до 21%, *Archaeozonotriletes* sp. до 30%; мало, чаще единично — *Retusotriletes* sp., *Periplecotriletes amplectus* Naum. и др.; пылью — *Cordaitales* до 10%, *Lebachia* sp. до 9%, *Striatopodocarpites* sp. до 4%, *Striatohaploxyrinus perfectiformis* Poluch. до 5%, *Striatoconiferites* sp. до 26%, *Ginkgoales* до 17%, *Podocarpaceae* до 19%, *Coniferales* до 27%, *Araucariaceae* до 6%, *Aletes* и *Azonoletes* до 40%, *Vittatina* sp. и др. — единично.

Абсолютный возраст липаритов данной свиты 215—225 млн. лет, базальтов — 220—240 млн. лет.

Бичурская свита условно принимается в объеме индского и оленекского ярусов и сопоставляется с бузулукской и донгузской свитами Актюбинского Приуралья, бузулукской, донгузской и блюментальской свитами Оренбургско-Башкирского Приуралья, малокожвинской свитой Северного и Приполярного Приуралья, баскунчакской и ветлужской сериями Прикаспийской впадины. Мощность свиты не установлена, ориентировочно определяется в пределах 500—1000 м.

Анохинская свита

Свита имеет стратотипический разрез в Анохинской депрессии, где она изучена относительно более детально. Граница между бичурской и анохинской свитами принимается по смене нормальноосадочных пород верхней части разреза туринской серии мощными толщами эффузивов основного, реже кислого состава. В Буланаш-Елkinской и особенно в Анохинской впадинах эта граница в ряде скважин (5, 7, 8, 9, 10, 12, 52 и др.) подчеркивается наличием зоны выветривания на породах разного генезиса или развитием красноцветных терригенных образований мощностью от 3 до 15 м, залегающих в основании данной свиты. В районе Тюменской скв. 1-Р мощность таких красноцветных образований достигает 110 м и они выделены А. В. Хабаковым (1954б) в отдельную свиту красноцветных песчаников и конгломератов.

По литологическому составу свита является вулканогенно-осадочной. Вулканогенные породы — покровы базальтов и базальтовых порфиритов, долериты, лавобрекчии и туфы — слагают преимущественно нижнюю часть разреза. В строении верхней, большей по мощности части разреза принимают участие преимущественно тонко- и однообразночередующиеся сероцветные нормальноосадочные породы: полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. В целом для отложений данной свиты характерно тонкоритмичное строение осадков и высокая карбонатность (до 30%) их цемента. Ритмы обычно двучленные, состоят из битуминозных аргиллитов, обладающих темно-серой и черной окраской и алевролитов или мелкозернистых песчаников светло-серой и серой окраски, насыщенных растительными остатками в виде обрывков фитолейм. Мощность тех и других измеряется от миллиметров до нескольких сантиметров, редко бывает большей. В основании крупных циклов осадконакопления, характерных для прибортовых частей депрессий, большим развитием пользуются красно-бурые конгломераты и гравелиты. Иногда в первых пяти десятках метров выше эффузивных покровов встречаются слои (до трех) каолинизированных и окремненных аргиллитов белой или розовой окраски.

В Челябинском грабене породы данной свиты иногда залегают с размывом на образованиях бичурской. Прослежены они вдоль восточного борта впадины, а также у северо-восточного и северо-западного ее окончания. Геологи В. И. Носаль и В. С. Бочкарев (1961) с породами анохинской свиты сопоставляют образования т. н. ерофеевской, или камышинской, свиты, подсеченные в Назаровской, Юламановской, Карасевской, Петровской и Челябинской депрессиях. Породы камышинской свиты здесь характеризуются многократным чередованием базальтовых покровов мощностью от 1—2 до 50 м, слоев лавобрекчий и туфов с континентальными терригенными осадками, представленными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, в меньшей степени конгломератами, гравелитами, спорадически встречающимися пластами бурого угля и горючих сланцев. Мощности осадочных пачек вверх по разрезу увеличиваются, а вулканогенных образований уменьшаются. На отдельных участках свита сложена терригенными осадками с небольшой долей участия пирокластических.

Из органических остатков в анохинской свите известны редкие находки остракод пермского облика — *Iniella* aff. *kuznetskensis* Spizh., довольно часто встречаются остатки палеонискоидных рыб семейства *Eloonythyidae* (особенно чешуя их) также пермского облика.

Из растительных остатков, слагающих свиту, А. И. Турутановой-Кетовой (1958) и А. И. Киричковой (1962) определены: *Neocalamites* sp., *Paracalamites* sp., *Sphenocallipteris* sp., *Sph. anochiensis* Tur.-Ket., *Sph. uralica* Tur.-Ket., *Sph. mesozoica* Kiritchkova, *Lepidopteris ottonis* (Goerp.), *Yuccites spathulata* Ргун., а В. П. Владимирович и В. Д. Бояковой — *Callipteridium* sp., *Peltaspermum uralica* V I a d., *Taeniopteris* sp.

Флористический комплекс из осадков анохинской свиты отличается своеобразием. В нем нет широко распространенных в верхнетриасовых отложениях Урала остатков растений родов *Cladophlebis*, группы *Podozamites* и многих других, как нет и раннетриасовых форм, известных в прилегающих с запада к Уралу областях — лепидофита *Pleuromeia*, птеридоспермов рода *Neuropteridium*, хвойных рода *Voltzia* и др. Основную роль в нем играют, как ни в одной из флористически охарактеризованных свит, разнообразные виды семенного папоротника родов *Sphenocallipteris* и *Sphenopteris*, не встречающиеся совершенно в верхнетриасовых (рэтских и кейперских) осадках Урала. В меньшей мере развиты виды рода *Lepidopteris*, являющегося руководящей кейперской формой для Русской платформы, а также цикадофиты, имеющие широкий возрастной диапазон распространения, и кордаиты.

Спорово-пыльцевой спектр, по В. А. Полухиной, характеризуется спорами — *Lycopodiaceae* до 1,6%, *Selaginellaceae*, *Danaea* sp., *Angiopteris* sp., *Phlebopteris* sp., *Osmundaceae* до 2%, *Leiotriletes* sp. до 3%, *L. microdiscus* К.-М. до 2%, *Lophotriletes* sp., до 4%, *Chomotriletes* sp. до 2%, *Archaeozonotriletes* (*A. famenensis* Naum., *A. luteolus* Naum. и др.) до 3% и др.; пылью — *Caytonia* sp. единично, *Cordaitales* до 1,6%, *Bennettitales* до 2%, *Cycadales* до 3%, *Ginkgoales* до 50%, *Podocarpus* sp. до 9%, *Araucariaceae* до 4%, *Striatopodocarpites* sp. до 6%, *Striatohaploxypinus perfectiformis* Poluch. до 2%, *Striatopinites* sp. ed., *Striatoconiferites* sp. до 6%, *Podozamites* sp. до 8%, *Pinites* sp. до 1%, *Coniferales* до 5%, *Aletes* до 6% и др.

В пределах Анохинской депрессии для данной свиты характерно присутствие жгутиконосцев.

Возраст осадков анохинской свиты А. И. Киричковой (1962) определяется ранним триасом, А. И. Турутановой-Кетовой (1958) — средним триасом. Датировка средним триасом, по мнению В. И. Тужико-

вой, является наиболее вероятной из следующих соображений: 1) осадки анохинской свиты в Анохинской впадине без перерыва pokračуются палеонтологически охарактеризованными отложениями верхнего триаса; 2) остатки растений анохинской свиты, особенно ее верхней части, заключают элементы поздне триасовой флоры; 3) осадки анохинской свиты в Анохинской впадине подстилаются образованиями бичурской свиты, охарактеризованными ранне триасовыми спорово-пыльцевыми спектрами, причем между породами этих свит имеется перерыв, фиксирующийся наличием зоны выветрелых пород и присутствием грубокластических пестроцветных осадков в основании анохинской свиты; перерыв, возможно, приходится частично на оленекский ярус и частично на анизийский ярус. Мощность свиты ориентировочно определяется в 200—350 м. Абсолютный возраст базальтов 208—225 млн. лет.

Анохинская свита восточного склона сопоставляется с переборской свитой Печорского Урала и юшатырской свитой Оренбургско-Башкирского Приуралья.

ЧЕЛЯБИНСКАЯ СЕРИЯ

Челябинская серия принята в объеме от верхнего триаса до нижнего лейаса. Для отложений данной серии характерна высокая угленосность.

В пределах западной полосы распространения триасовых осадков отчетливо фиксируются следы длительной пенепленизации Урала, предшествующей накоплению осадков челябинской серии. Это нашло свое выражение: 1) в формировании пестроцветных тонкоотмученных отложений мощностью до 30—35 м (Северный Урал), с каолинитовым составом глин, обогащенных свободным глиноземом, выделяемых местными геологами в пестроцветный горизонт (или веселовскую свиту), залегающий в основании пород челябинской серии; 2) в наличии высокой степени выветрелых пород фундамента, на котором покоятся осадки рассматриваемой серии; 3) в исключительно сильной выветрелости обломков горных пород, участвующих в сложении нижней части разреза серии.

Перед формированием челябинской серии в районах развития восточной полосы триасовых отложений, а также в Зауралье, по-видимому, произошли новые разломы складчатого фундамента, сильно усложнившие существовавшие тектонические впадины.

В районах восточной полосы грабены расширились на запад за счет прирезки блоков от западного палеозойского обрамления. Вместе с тем новые разломы прошли внутри существовавших грабенов, в результате чего зоны наиболее интенсивного опускания впадин в позднем триасе переместились, как правило, к западу. Грабены восточной полосы приобрели асимметричное строение, геологические разрезы их западных и восточных частей резко различны. В восточных частях грабенов наблюдаются наиболее полные стратиграфические разрезы триаса. Там породы челябинской серии залегают на образованиях туринской серии, причем в основании челябинской серии обычно лежит мощная толща граувакковых отложений, образовавшаяся от разрушения пород туринской серии. В западных частях впадин породы челябинской серии обычно залегают непосредственно на палеозойском субстрате. Такое различие стратиграфических разрезов отдельных частей грабена приводит к ошибкам в корреляции и датировке осадков разных районов, к неправильному сопоставлению базальных слоев туринской и челябинской серий.

В зауральских депрессиях в результате перестройки складчатого фундамента почти сразу же прекратилась седиментация осадков триаса. В разрезах последнего мы наблюдаем осадки ограниченной мощности, по возрасту переходные от туринской к челябинской серии или самую нижнюю часть разреза челябинской серии (Анохинская депрессия). Непосредственно на этих отложениях, с резким угловым несогласием, залегают осадки следующей, юрской серии, носящей название орской или заводоуковской.

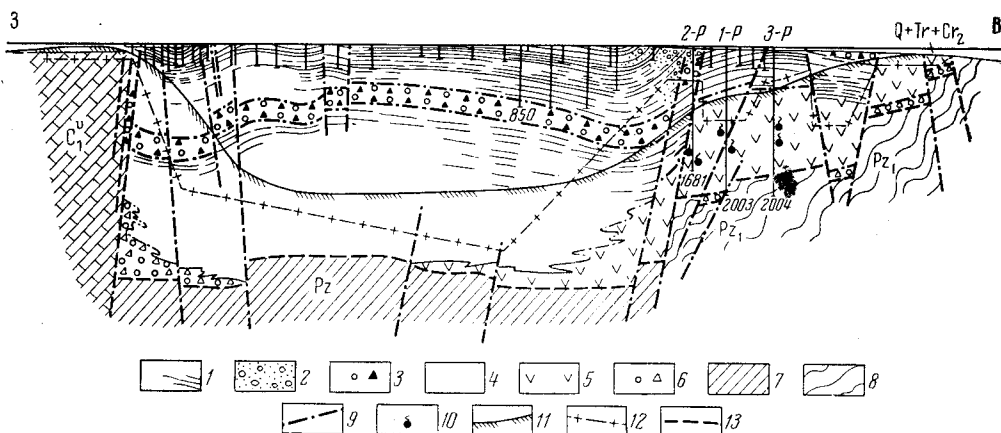


Рис. 18. Разрез Челябинского грабена южнее г. Копейска
(Составлен В. С. Бочкаревым с дополнениями В. И. Тужиковой)

Отложения челябинской серии: 1 — пласты угля; 2 — аллювий; 3 — грубозернистый аллювий с обломками эффузивов; 4 — аргиллиты, алевролиты и песчаники. Отложения туринской серии: 5 — эффузивы; 6 — конгломераты. Палеозойские породы: 7 — нерасчлененные, предположительно верхнепалеозойские; 8 — метаморфические сланцы нижнепалеозойские; 9 — линии тектонических нарушений; 10 — нефтепроявления; 11 — рельеф дна грабена по данным электроразведки; 12 — рельеф дна грабена по данным гравиметрии; 13 — граница палеозойских и нижнемезозойских отложений

Изменения тектонического режима рассматриваемого региона в период седиментации верхнетриасовых отложений обусловили крупномасштабную цикличность осадконакопления в грабенах. Каждая из толщ, соответствующих циклам, начинается с грубообломочных образований и завершается формированием угольных пластов, а по времени формирования охватывает целые века. Они отражают изменения геологической и физико-географической обстановки и легли в основу расчленения серии на три свиты (снизу вверх): калачевскую, козыревскую и коркинскую. Стратотипы свит приняты по разрезу Челябинского грабена (рис. 18).

Калачевская свита

На Урале и в Зауралье по литологическим признакам калачевская свита подразделяется на две подсвиты — нижнюю и верхнюю. Нижняя подсвита, преимущественно красноцветная, характеризуется высоким содержанием железа в западной полосе, кроме того, промышленным содержанием свободного глинозема. Верхняя подсвита сложена преимущественно тонкообломочными породами серой и зеленовато-серой окраски, в которых заключены немногочисленные пласты угля промышленного значения. В западной полосе осадки калачевской свиты залегают на мощной (свыше 60 м) коре выветривания палеозойских пород, в восточной полосе лежат с размывом на образованиях туринской серии или палеозойском фундаменте.

В Зауралье породы калачевской свиты без перерыва в осадконакоплении покрывают породы анохинской свиты.

В качестве стратотипических приняты разрезы по скв. 1-Р Камышинского района Челябинского бассейна, обнажениям по р. Тогузаку и другим пунктам, где установлены взаимоотношения свиты с покрывающими и подстилающими породами. В нижней подсвите, в основном терригенно-осадочной, часто присутствуют туфы и туфогенные образования с обломками кайнотипных эффузивов туринской серии. Мощность подсвиты 100—300 м. В верхней — нормальноосадочной развиты преимущественно тонкообломочные породы, нередко сидеритизированные с прослоями угля или горючих сланцев, иногда промышленной ценности (1 угленосная свита, по В. Д. Бояковой). Мощность подсвиты 500—600 м. Массивные туфы, слагающие основание свиты, имеют голубовато- и лиловато-серый, реже зеленовато-серый цвет. В прибортовых участках грабена в сложении свиты, особенно ее нижней части, принимают участие молассовидные красноцветные осадки: конгломераты, песчаники, реже алевролиты. Вся остальная часть разреза обладает серой или зеленовато-серой и голубовато-серой окраской. Цемент пород в нижней подсвите слюдисто-карбонатный, кремнисто-слюдистый, кремнистый, в верхней преобладает карбонатный и кремнистый. Мощность свиты 600—900 м.

Из органических остатков известны отпечатки растений, споры, пыльца, остракоды и пеллециподы. Из нижней подсвиты, характеризующей присутствием эффузивов и туфов, известны остатки растений *Madygenopteris triassica* Vlad. и *Callipteridium angustipinnulatum* Vlad. В терригенно-осадочных образованиях нижней подсвиты на р. Тогузаке встречены остатки растений, изучение которых позволило В. П. Владимирович эту часть свиты выделить в особый фитостратиграфический горизонт, имеющий руководящий комплекс растений: *Mesenteriophyllum uralicum* Vlad., *Neocalamites merianii* (Brongn.) Halle, *Equisetites mougeotii* Brongn., *Todites kamyschbaschensis* Brick., *Thinnfeldia nordenskiöldii* P'an, *Callipteridium angustipinnulatum* Vlad., *Compsopteris kryshstofovichii* Vlad., *Madygenopteris triassica* Vlad., *Madygenia* sp. Кроме того, в составе этого комплекса имеются формы, которые входят в списки флор более молодых свит: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Cladophlebis distans* Heer, *C. cf. vaccensis* Ward., *C. aff. tchichatchevii* Krysh. et Pryn.

Возраст этого комплекса, получившего название тогузацкого, В. П. Владимирович определяется поздней половиной среднего триаса.

Из верхней подсвиты определен богатый комплекс остатков растений: *Marchantites uralensis* Krysh. et Pryn., *Schizoneura grandifolia* Krysh. et Pryn., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. carrerei* (Zeil.) Halle, *Equisetites uralensis* Krysh. et Pryn., *E. arenaceus* (Jaeg.) Schenk., *Cladophlebis tuhajkulensis* Pryn., *C. uralica* Pryn., *C. aff. C. raciborskii* Zeiller, *Osmundopsis prigorovskii* Krysh. et Pryn., *O. triassica* Vlad., *Taeniopteris ensis* Oldh., *Poenicopsis rarinerovis* Krysh. et Pryn., *Uralophyllum krascheninnikovii* Krysh. et Pryn., *Miassia acutifolia* Pryn., *Yucites lanceolatus* Pryn., *Y. uralensis* Pryn., *Y. spathulata* Pryn., *Podozamites angustifolius* Eichw., *P. distans* (Presl.) Braun., *Cycadocarpidium erdmannii* Nath. и др. Отсутствие среди растительных остатков представителей диптериевых В. Д. Боякова считает основанием для ограничения верхнего возрастного предела свиты карнийским ярусом.

Из угленосной части свиты скв. 1-Р (камышинской) Л. С. Великжаниновой определены пресноводные моллюски *Utschamiella babikamensis* Rag., *Ut. korkiensis* Mart., *Ut. uralica* Mart., *Ut. cf. galiatus* Rag., *Tutuella* aff. *triangularis* Rag., *Tut. cf. chachlovi* Rag., *tutuella* sp., *Protovalvata* sp. В Буланаш-Елкинском грабене обнаружены также *Utschamiella babikamensis* Rag., *Ut. uralica* Mart., *Ut. cf. galiatus* Rag. и *Tutuella* cf. *chachlovi* Rag., и некоторые из этих форм — в Юламановской и Назаровской депрессиях. Остракоды представлены эндемичными формами рода *Darwinula*, как и в Буланаш-Елкинском районе.

Осадки калачевской свиты прослежены к югу от Челябинского бассейна примерно на 130 км от р. Уй через р. Таяткан (приток р. Тогузака) и от ст. Карталы почти до широты пос. Елизаветпольки (р. Сухой). В Карталинской впадине пестроцветные отложения пролювиального происхождения, переходящие вверх по разрезу в аллювиальные речные и озерные осадки с линзами угля, залегают на древней коре выветривания. Вероятно, осадки этой же свиты установлены П. М. Есиповым (1947) в железнодорожных выемках к югу от ст. Карталы. Пестроцветные, преимущественно красноцветные, грубообломочные пролювиальные и аллювиальные отложения, сменяющиеся сероцветными тонкоотмученными слабоугленосными осадками, обнажены на р. Уй и частично на р. Тогузаке.

На р. Уй В. Д. Принадой, по сборам Н. Ф. Мамаева, из верхней подсвиты определены: *Thinnfeldia* sp., *Cladophlebis raciborskii* Zeiller, *Neocalamites* sp., *Desmiophyllum* sp., из верхней части нижней подсвиты — *Neocalamites* sp., *Carpolithes* ex gr. *cinctus* Nath.

На Среднем Урале в пределах восточноруральской полосы отложения калачевской свиты встречены в целом ряде впадин: Буланаш-Елкинской, Ново-Пышминской, Колчеданской, Яланско-Чернышевской и др. В одних впадинах отложения калачевской свиты залегают на коре выветривания палеозойских пород (Буланаш), в других — на образованиях анохинской свиты (Чернышевка, Елкино). В первом случае разрез свиты начинается с грубообломочных красноцветных молассовидных осадков, причем глинистая фракция их имеет каолиновый состав, повышенное содержание железа. Обломки горных пород, участвующие в сложении красноцветной части свиты, очень выветрелые и среди них обычно базальтов не наблюдается. Во втором случае переход от анохинской свиты к породам калачевской отмечается появлением в разрезе покрова эффузивов (Елкино, р. Пышма) или мощных толщ лаво- и тектонических брекчий (Чернышевка, Елкино).

Наличие красноцветных осадков типа моласс, достигающих мощности 300 м, и широкое развитие лаво- и тектонических брекчий, а иногда покровов эффузивных пород (Анохинский, Еланско-Чернышевский, Таушканский грабены), залегающих в основании калачевской свиты, отражают интенсивные тектонические подвижки, происходившие перед и в начальный период накопления осадков калачевской свиты. На красноцветных молассовидных отложениях, слагающих свиту, иногда залегают угленосные отложения мощностью до 100 м. Состоят они преимущественно из аркозо-граувакковых грубо- и среднезернистых осадков с редкими пластами угля ограниченной мощности и распространения.

Обнаружены здесь плохой сохранности остатки пеллеципод, которые Г. Г. Мартинсон отнес к триасовому роду *Diplodon*. Список остатков растений из осадков калачевской свиты Буланаш-Елкинского грабена очень беден: *Paracalamites* sp., *Neocalamites* sp., *Cladophlebis uralica* Pr yn., *Glossozamites uralensis* Tur.-Ket., *Yuccites uralensis*

Ргун., *Conites* sp., определенные А. Н. Криштофовичем и А. И. Турутановой-Кетовой.

Из калачевской свиты Болотовской депрессии Махневского района по сборам В. И. Тужиковой, А. И. Турутановой-Кетовой определены: *Neocalamites uralensis* Тур.-Кет., *Sphenocallipteris uralica* Тур.-Кет., *Sph.* sp., *Yuccites* sp.

Во впадинах южной части западной полосы осадки калачевской (по И. И. Горскому и Н. И. Леоненку — миндыбайской) свиты имеют небольшое площадное развитие и наблюдаются только в наиболее глубоких частях древнего рельефа, где они залегают на различных горизонтах коры выветривания и непосредственно на палеозойских породах. Для нижней части свиты характерны грубозернистые осадки с участием гравийно-галечного материала с большим содержанием обломков выветрелых пород. Иногда к ней бывают приурочены линзовидные прослои глинистых пород пестрой окраски, заключающие бобово-оолитовую бокситовую руду. В строении верхней части свиты участвуют разнообразные по литологическому составу и пестроте окраски породы — глины, алевролиты, песчаники и конгломераты. Преобладают первые две разновидности. Генезис осадков аллювиально-озерный. Мощность свиты определяется в 90 м.

В северной части западной полосы отложения, стратиграфически сопоставляемые с калачевской свитой, известны во всех грабенах триасового заложения — Мостовском, Веселовско-Богословском и Григорьевско-Волчанском. Здесь с калачевской свитой Челябинского бассейна сопоставляются две местные свиты — веселовская и богословская. Первая отвечает нижней, а вторая — верхней подсвите калачевской свиты.

Нижняя подсвита залегают на разных горизонтах коры выветривания палеозойских пород и состоит в основном из продуктов разрушения и переотложения этой коры: пестроцветных каолиновых сильножелезистых глин часто оолитовой, пизолитовой или брекчиевидной текстуры. На одних участках в глинах бывают заключены линзы железистых бокситов, иногда сидерита. На других участках красноцветные глины являются цементом псефитов и псаммитов, слагающих молассовидные толщи. В прибортовых частях депрессий в основании свиты очень редко встречаются пропластки углистого аргиллита. Мощность подсвиты колеблется от 10 до 75 м, в среднем составляет 20—30 м.

Верхняя подсвита по составу и строению, по-видимому, является толщей молассовидных грубообломочных пород полимиктового состава, пролювиального, реже аллювиального генезиса. Окраска пород подсвиты красновато-бурая или зеленовато-серая в нижней части подсвиты и серая — в верхней. Среди сероцветных отложений иногда залегают довольно мощные (до 40 м), сложного строения пласты угля (Богословск, горизонт «д»). Мощность подсвиты колеблется от 110 до 200 м.

Возраст нижней подсвиты по спорово-пыльцевому спектру (для которого характерно высокое, до 30%, содержание палеоконифер) датируется как ладинско-карнийский. Из верхней подсвиты известны бедные находки остатков растений, определенные А. И. Турутановой-Кетовой (из коллекции В. И. Тужиковой): *Neocalamites* cf. *carrerei* (Zeil.) Halle, *Neocalamites* sp., *Cladophlebis* cf. *tchichatchewi* (Heer.) Krysht. et Ргун., *Anthrophyopsis miassica* Vlad., *Phoenicopsis rarinerovis* Krysht. et Ргун. Верхняя подсвита по спорово-пыльцевому комплексу датируется норийским ярусом.

В Зауралье (Анохинская и Назаровская впадины) осадки свиты согласно залегают на отложениях анохинской свиты. Состав отложе-

ний аналогичен описанному для челябинского грабена: в прибортовых частях развиты преимущественно грубообломочные, пестроцветные пролювиальные и туфогенные (?) образования. К приосевым частям депрессий они замещаются тонкообломочными сероцветными породами, иногда с зеленым оттенком, главным образом озерно-аллювиального происхождения.

Флористические остатки калачевской свиты Анохинской депрессии близки по составу к остаткам, изученным из осадков впадин восточно-уральской полосы, однако они имеют в нижней части свиты свои характерные черты, унаследованные от среднего триаса. Отсюда А. И. Турутановой-Кетовой, А. И. Киричковой и В. П. Владимирович определены: *Neocalamites* sp., *Paracalamites* sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenocallipteris anochinensis* Tur.-Ket., *Sph. ketovae* Kiritch., *Lepidopteris ottonis* (Goerpp.) Schimp., *Stenopteris* sp., *Stenopteris* cf. *elongata* Carr., *Madygenia* sp., *Cycadopteris* cf. *anglica* Gothlana., *Pterophyllum braunianum* (Goerpp.) Schenk., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Lepeophyllum* sp., *Carpolithes cinctus* Nath.

Возраст осадков В. И. Тужиковой определяется переходным от среднего к позднему триасу; А. И. Турутанова-Кетова считает возможным поднять его до карнийского времени.

Спорово-пыльцевые спектры известны для большинства пунктов развития калачевской свиты и кратко могут быть охарактеризованы как хвойно-папоротнико-гинкговые.

Спорово-пыльцевые комплексы, по В. А. Полухиной, представлены спорами: *Angiopteris* sp., *Dictyophyllum* sp., *Phlebopteris* sp. до 22%, *Polypodites cladophleboides* Brick. до 11%, *Leiotriletes* sp. до 24%; единично, но постоянно — *Camptotriletes anogrammensis* К.-М., *Leiotriletes incertus* Volkh. и др.; пылью — *Bennettitales* до 26%, *Ginkgoales* до 55%, *Coniferales* до 44%, *Podocarpaceae*, *Araucariaceae* и *Podozamites* sp. в сумме до 12%, *Striatoconiferites* sp. до 1% и др.

Калачевская свита сопоставляется с суракайской и букобайской (?) свитами Оренбургско-Башкирского Приуралья, курайлинской и курашасайской свитами Актюбинского Приуралья, нядейтинской свитой Полярного Приуралья, большесынинской свитой Северного и Приполярного Приуралья.

Козыревская свита

На территории Челябинского бассейна на калачевской свите с нормальным контактом залегает козыревская. Только в южной части Еманжелинского района между калачевской и козыревской свитами отмечается размыв. Отложения свиты в отдельных пунктах известны давно, но из-за недостаточной изученности всюду выделялись под различными названиями. С. В. Горюнов, впервые установивший их на востоке Козыревского района как фацию, замещающую верхнюю часть продуктивных осадков, назвал их глинисто-галечниковой свитой. Г. Ф. Крашенинников отложениям, состоящим в основном из песчаников с прослоями алевролитов, аргиллитов и углей, залегающим под чумлякской свитой, придал наименование бектышской свиты. В восточной части Камышинского района безугольная часть разреза козыревской свиты имела название камышинской свиты, а в северной части бассейна В. Д. Боякова макроцикл осадков, отвечающий полному разрезу козыревской свиты, выделила как II угленосную свиту.

Козыревская свита представляет собой второй угленосный цикл осадков, формировавшийся на протяжении времени несколько превышающем век. По литологическим признакам, наиболее четко высту-

пающим в южной части бассейна (Еманжелинском районе), делится на две подсвиты: нижнюю — безугольную и верхнюю — угленосную.

Нижняя подсвита сложена разнотекстурными полимиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами зеленовато-серого, зеленого, иногда буровато-зеленого цвета, преимущественно пролювиального происхождения. Обломочный материал слабо окатан, состоит на 40—50% из вулканогенных пород туринской серии, причем содержание последних в разрезе резко возрастает в направлении с запада на восток. Наиболее распространенный цемент пород — глинистый и глинисто-кремнисто-хлоритовый. Мощность подсвиты на севере бассейна определяется в 100—110 м и на юге 250 м, обычно она увеличивается близ бортов грабена.

Верхняя подсвита сложена сероцветными аргиллитами и алевролитами (53%), полимиктовыми песчаниками (35%), гравелитами и конгломератами (9%), углями (3%), составляющими разного типа и величины циклы осадков. Степень угленасыщенности отложений крайне неравномерная. Мощность нижней подсвиты 250—500 м, а всей свиты 380—600 м.

Из отложений свиты Челябинского бассейна известны остатки пеллеципод: *Utschamiella tungussica* Rag., *Ut. galiatus* Rag., *Ut. obrutschevi* Rag., *Tutuella chachlovi* Rag., *Provalvata* sp., *Ferganconcha* (?) *golovae* Rag. и др. Остракоды принадлежат различным видам семейства Darwinulidae: *Darwinula sabaletsensis* Lüb., *D. electa* Lüb., *D. nebelis* Lüb., *D. rotundata* Lüb., *D. cheinljakensis* Lüb., *D. dorothis* Lüb., *Darwinuloides tuaevi* Lüb.

Состав растительных остатков козыревской свиты резко отличается от калачевского комплекса: изменился видовой состав хвощовых, возросла роль гинкговых, появились представители диптериевых, отсутствуют реликтовые пермо-триасовые птеридоспермовые. А. И. Киричкова (1962) комплекс растений данной свиты назвала хвощово-папоротниковым. Отсюда В. П. Владимирович, В. Д. Бояковой и А. И. Киричковой определено более 60 видов растений: *Schizoneura grandifolia* Krysht. et Pryn., *Equisetites uralensis* Krysht. et Pryn., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. carrerei* (Zeil) Halle, *Neokoretrophyllites carcinoides* (Harr.) Radez., *Gladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. haiburnensis* (Brongn.) Lind. et Hut., *C. uralica* Pryn., *C. tuhajkulensis* Pryn., *C. prigorovskii* Krysht. et Pryn., *C. raciborskii* Zeil., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. jolkinensis* Pryn., *C. rarinerovis* Tur.-Ket., *C. swedenbergii* Johans., *C. scoresbyensis* Harr., *Osmundopsis prigorovskii* Krysht. et Pryn., *Dictyophyllum japonicum* Jok., *Danaeopsis rarinerovis* Tur.-Ket., *Clathropteris obovata* Oishi, *Stenopteris karaschilicensis* Vlad., *Taeniopteris ensis* Oldh., *Antrophyopsis miassica* Vlad., *Phoenicopsis rarinerovis* Pryn., *Uralophyllum krascheninnikovii* Krysht. et Pryn., *Yuccites lanceolatus* Pryn., *Miassia dentata* Krysht. et Pryn., *Carpolithes cinctus* Nath., *Swedenborgia trizuga* Pryn. и многие другие.

Спорово-пыльцевой спектр свиты в Челябинском бассейне характеризуется пылью *Cordaitales* (0—8%), *Bennettitales* (1—38%), *Ginkgoales* (6—33%), *Coniferales* (4—33%), Агаукариевые, *Podozamites* sp., *Podocarpaceae* (до 15%), *Lebachia* sp. (0—1,6%), *Paleopicea* sp. (до 15%) и др.; споры — *Calamitaceae* (до 7%), *Equisetites* sp. (до 10%), *Polypodiaceae* (до 4%), *Osmundaceae* (до 5%), *Leiotriletes* sp. (до 5%), *L. microdiscus* К.-М. (до 2,4%), *L. incertus* Volkh., *Camptotriletes anogrammensis* К.-М. и др.

В Буланаш-Елкинском районе с козыревской свитой сопоставляются елкинская и буланашская местные свиты. Обе эти свиты представляют собой единый крупный цикл осадконакопления, в процессе которого вначале происходило постепенное увеличение в разрезе отложений тонкоотмученных и угленосных пород, а затем постепенное уменьшение этих осадков в средней и верхней частях разреза.

Нижняя, преимущественно грубообломочная часть свиты характеризуется аркозо-граувакковым, реже граувакковым составом пород, присутствием обломков пестроцветных образований калачевской свиты. Угленосность осадков низкая, около 1—1,5%, часто носит спорадический характер. Грубообломочные разновидности отложений составляют 40—65% от общего состава данной части разреза, имеют кремнисто-глинистый цемент.

Верхняя подсвита козыревской свиты, отвечающая объему буланашской свиты местной стратиграфической схемы района, состоит из чередующихся слоев пород аркозо-грауваккового и грауваккового состава с заключенными в них пластами угля. Содержание грубозернистых разностей в ней составляет 20—30%, угленасыщенность — 3—5%, распределяющаяся неравномерно, с четко выраженным циклическим чередованием углесодержащих и безугольных зон. Мощность верхней подсвиты около 460 м. Общая мощность свиты 550—650 м.

В мергелистых озерных отложениях свиты в большом количестве содержатся остатки остракод и пелеципод. Среди остракод Э. Д. Яскевич и П. С. Любимовой определены: *Darwinula* sp., *Darwinuloides* sp. и др., сходные с таковыми из угленосной толщи Челябинского бассейна, однако общих видов они не имеют. Пелециподы, по определению Г. Г. Мартинсона, представлены триасовыми формами *Utschamiella* sp., *Ut.* cf. *babikamensis* Rag., *Ut. uralica* Mart., *Ut.* cf. *tungussica* Rag., *Tutuella* sp., *T.* cf. *chachlovi* Rag., *T.* cf. *indifinata* Rag. и др.

Комплекс остатков растений из козыревской свиты Буланаш-Елкинского района почти аналогичен комплексу Челябинского бассейна; общие формы в нижней подсвите составляют 70% и в верхней — 87%: *Marchantites* sp., *Muscites uralensis* Pryn., *Equisetites ferganensis* Sew., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. carrerei* (Zeil.) Halle, *Schizoneuria* sp., *Danaeopsis rarineris* Tur.-Ket., *Danaeopsis marantaceae* (Presl.) Heer, *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. tchihatchevi* (Heer) Krysh. et Pryn., *C. uralica* Pryn., *C. whitbiensis* Brong., *C. bulanaschensis* Tschirk., *C. raciborskii* Zeil., *Todites kamyschbaschensis* Brick, *Thinnfeldia* sp., *Furcula uralica* Pryn., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeiller, *Glossozamites rarineris* Pryn., *Pterophyllum* cf. *jaegeri* Brongn., *Baiera concinna* Heer., *B. gracilis* Bunb., *Erethmophyllum saighanense* (Sew.) Thom., *Yuccites nanus* Pryn., *Y. spatulata* Pryn.

По остаткам растений свита датируется норийским ярусом. В. Д. Боякова считает, что самая верхняя часть свиты является рэтической. А. И. Турутанова-Кетова и В. И. Тужикова допускают, что осадконакопление данной свиты началось в карнийское время.

В депрессиях северной части западной полосы с козыревской свитой сопоставляется волчанская свита, представляющая собой крупный цикл осадков. В основании свиты залегают полимиктовые конгломераты и песчаники с глинистым или карбонатным цементом, содержащие в большом количестве крупные обломки обуглившейся древесины. Мощность базальных конгломератов 40—120 м. Выше них залегает мощный пласт (120—150 м) угля сложного строения. На отдельных участках он расщепляется на четыре самостоятельные пачки, разоб-

щенные песчаниками, аргиллитами и алевролитами, редко конгломератами. Мощность свиты 160—210 м.

Из угленосной части свиты известен богатый комплекс растений, изучение которого позволило В. П. Владимирович выделить эту часть разреза триасовых отложений в богословский фитостратиграфический горизонт. Около 70% видов растений волчанской свиты являются общими с козыревскими. Основное отличие одновозрастных флор западной и восточной полос развития триасовых отложений заключается в присутствии в западной полосе элементов европейской и гренландской флор (*Thinnfeldia*, *Furcula*, *Swedenborgia*, *Cycadocarpidium*, *Sphenobaiera amalloidea*), отсутствующих или редких в восточной полосе, большее разнообразие кордаитоподобных и отсутствие цикадофитов. Здесь установлены: *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Annulariopsis inopinata* Zeil., *Cladophlebis prigorovskii* Krysht. et Pryn., *C. acuta* Vlad., *Clathropteris obovata* Oishi, *Thinnfeldia rhomboidalis* Ett., *Th. irregularis* Vlad., *Th. vulgaris* Pryn., *Th. gracilis* Pryn., *Th. karpinskii* Vlad., *Th. distantifolia* Pryn., *Furcula uralica* Pryn., *Ginkgoites kryshfovichii* Vlad., *Sphenobaiera amalloidea* Harris, *Erethmophyllum sajghanense* (Sew.) Thomas, *Phoenicopsis rariner-vis* Krysht. et Pryn., *Czekanowskia rigida* Heer, *Miassia dentata* Krysht. et Pryn., *M. acutifolia* Pryn., *Yuccites spathulatus* Pryn., *Y. nanus* Pryn., *Y. lanceolatus* Pryn., *Uralophyllum krascheninnikovii* Krysht. et Pryn., *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hutt.) Schimp., *P. distans* (Presl.) Braun., *P. angustifolium* Eichw., *P. tuhajkulensis* Pryn., *Cycadocarpidium erdmannii* Nath., *Swedenborgia trizuga* Pryn., *Carpolithus cinctus* Nath. и др.

Спорово-пыльцевой спектр характеризуется спорами: Selaginellaceae до 29%, *Angiopteris* sp. до 0,5%, Marattiaceae до 8%, *Onychium amplexiformis* К.-М. до 7%, *Anemii* sp. до 5%, Dipteridaceae до 4%, Osmundaceae до 32%, *Lophotriletes* sp. до 0,5%, *Euryzonotriletes* sp. до 6%, *Retusotriletes* sp. до 0,5%, *Stenozonotriletes* sp. до 2,5%; пыльцой — *Cordaitales* до 3%, *Caytoniales* до 0,5%, *Bennettitales* до 21%, *Cycadales* до 3%, *Ginkgoales* до 14%, Pinaceae до 1,5%, *Podozamites* sp. до 6%, спорадически единично присутствуют Araucariaceae, *Striatoconiferites* sp., *Vittatina* sp. и др.

Возраст волчанской свиты датируется не однозначно. В. П. Владимирович считает его рэтическим. В. И. Тужикова и В. Д. Боякова, основываясь на большем сходстве комплекса растений волчанской свиты с козыревским, чем с коркинским, относят ее к норийскому ярусу.

Коркинская свита

С нормальным стратиграфическим контактом на козыревской свите залегает коркинская свита — третий угленосный макроцикл осадков Челябинского бассейна. Как все свиты челябинской серии, она состоит из двух подсвит: нижней грубокластической — безугольной и верхней — угленосной.

Нижняя подсвита отвечает части разреза триасовых отложений, которую Г. Ф. Крашенинников в 1959 г. выделил в чумлякскую свиту Коркинского месторождения, а П. Д. Тихоступ — в красносельский горизонт Кичигинского района. Верхняя подсвита включает осадки, которым Г. Ф. Крашенинников присвоил наименование коркинской свиты. В целом коркинская свита в современном понимании соответствует III угленосной свите В. Д. Бояковой, выделенной в северной части бассейна.

Некоторые геологи (Носаль, Бочкарев, 1961) в понятие коркинской свиты включают все угленосные осадки верхнего триаса, так как считают, что на Урале нет достаточных палеонтологических и литологических данных для расчленения верхнетриасовых угленосных отложений на отдельные свиты.

Нижняя часть сложена полимиктовыми песчаниками и конгломератами пролювиального происхождения, имеющими песчано-глинистый, карбонатный и иногда кремнистый цемент. Мощность подсвиты 80—150 м.

Верхняя подсвита состоит из ритмично построенных пачек, сложенных песчаниками, алевролитами и углями. Породы имеют преимущественно серую окраску, низкую степень литификации и относятся к речным, озерным и болотным фациям. Мощность подсвиты неустойчивая, резко изменяется по простиранию и вкрест простирания триасовых отложений, колеблясь в пределах от 200 до 850 м. С этой частью свиты связаны основные запасы угля Челябинского бассейна, в ней сосредоточены самые мощные пласты угля (до 136 м). Угленасыщенность пород неравномерная, отмечаются максимумы и минимумы угленакопления, обусловленные неравномерным погружением отдельных блоков фундамента в период седиментации осадков. В одних районах бассейна (Копейском, Камышинском) в прибортовых частях грабена происходит резкое уменьшение угленасыщенности пород вплоть до полного замещения угленосных осадков пролювием, в других, южных районах, наоборот, угленасыщенность пород в прибортовых частях превышает 50%. Весьма характерным для верхней подсвиты является обилие встречающихся здесь окремненных стволов деревьев диаметром до 30 см, приуроченных главным образом к аргиллитам и алевролитам, залегающим выше пласта II.

Мощность свиты колеблется от 300 до 950 м, чаще равна 650—800 м.

В отложениях, слагающих свиту, известны многочисленные находки остатков пелеципод: *Unio uralensis* Tschern., *U. rhipaicus* Tschern., *Tutuella chachlovii* Rag., *Utschamiella* sp. Униониды очень близки нижнеюрским формам Ферганы. Единичны находки остатков остракод — *Darvinula* sp. indet., *D. cf. pervagata* Lüb. Комплекс растительных остатков представлен более чем 60 видами. В нем содержатся почти все без исключения формы, известные в козыревской свите, но здесь более разнообразен видовой состав папоротников и гинкговых, более резко выражено смещение верхнетриасовых и юрских форм, является много новых растений: *Annulariopsis inopinata* (Zeiller), *Neocalamites nordenskioldii* (Nath.) Krysh., *Cladophlebis suluctensis* Brick., *C. magnifica* Brick., *C. aktaschensis* Brick., *C. bojakovae* Vlad., *C. zauronica* Brick., *C. heteropinnula* Vass., *Coniopteris* aff. *hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. cf. latifolia* Brick., *Thinnfeldia gothanii* Pryn., *Th. distantifolia* Pryn., *Anomozamites* cf. *lindlejanus* Schimp., *Ginkgoites sibirica* Heer, *Ginkgo lepida* Heer, *G. digitatus* (Brongn.) Sew., *Baiera ahnertii* Krysh., *B. concinna* (Heer) Kaw., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Podozamites korkiensis* Pryn., *P. spectabilis* Pryn., *Cycadocarpidium tricarpium* Pryn., *Schizolepis* cf. *braunii* Schenk.

Спорово-пыльцевой комплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных (до 85%) с хорошей сохранностью и может быть назван хвойно-гинкговым: споры — *Lycopodiaceae*, *Selaginellaceae*, *Coniopteris* sp., *Osmundaceae*, *Leiotriletes* sp., *Stenozonotriletes* sp. и др. до 5%, редко до 20%; пыльца — *Bennettitales* и *Cycadales* до 10%, *Ginkgoales* до 80%, *Podocarpaceae*, *Araucariaceae*, *Podozamites*

сп. до 15%, *Walchiites* sp., *Pseudowalchia* sp., *Pinites* sp. и др. Возраст коркинской свиты ограничивается рэтом. В. Д. Бояковой высказывается предположение, что самая верхняя часть свиты, возможно, является переходной от рэта к нижней юре.

В Буланаш-Елкинском районе с коркинской свитой сопоставляется местная бобровская свита, имеющая мощность около 450 м. В основании свиты залегает базальный конгломерат или пачка крупнозернистых аркозо-граувакковых песчаников мощностью до 20 м.

Вышележащие породы представлены преимущественно аргиллитами и алевролитами, составляющими от 62 до 77% от общей мощности свиты. До 2% общей мощности свиты приходится на долю углей. Остальная часть свиты сложена песчаниками и конгломератами.

Среди раковин пелеципод, встреченных в бобровской свите, Г. Г. Мартинсон определил *Tutuella* cf. *indifinata* Rag., *Utschamiella* sp., *Unio* sp. Из отпечатков растений в свите определены Е. Ф. Чирковой и А. И. Турутановой-Кетовой: *Schizoneura* sp., *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Equisetites ferganensis* Sew., *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font., *Cl. tschihatchevii* (Heer) Krysh. et Pryn., *Cl. haiburnensis* (L. et H.) Sew., *Cl. argutula* (Heer) Font., *Cl. nebbensis* (Brongn.) Nath., *Glossozamites rarineri* Pryn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Sphenobaiera* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hut.) Schimp., *P. angustifolius* (Nath.) Moeller, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Yuccites uralensis* Pryn. и др.

В. И. Тужикова, А. И. Турутанова-Кетова и Е. П. Самигулина возраст отложений бобровской свиты считают возможным датировать не моложе рэта.

В североуральских впадинах западной полосы (Волчанка, Богословск, Веселовка) с коркинской свитой сопоставляется надволчанская свита, включающая цикл осадков верхнего угольного и залегающего ниже него промежуточного горизонта Волчанского месторождения, и цикл осадков от угольного горизонта «А» до горизонта «В» включительно, с подстилающими их промежуточными горизонтами на Богословском месторождении.

Нижняя, неугленосная часть разреза надволчанской свиты состоит из ритмичного чередования слоев аргиллитов, алевролитов и песчаников аркозового и аркозо-грауваккового состава. Цвет осадков — серый разных оттенков. Состав глинистой фракции осадков преимущественно каолиново-гидрослюдистый и гидрослюдисто-каолиновый, цемент карбонатный и глинистый. Мощность неугленосной части разреза колеблется от 10 до 75 м.

Угленосная часть разреза свиты представляет собой мощные пласты угля (10—35 м) сложного строения, содержащие тонкие прослой аргиллитов, часто сидеритизированных.

Мощность свиты определяется в 50—200 м.

Залегает свита согласно на волчанской свите, перекрывается безугольными лейасовыми (?) или четвертичными отложениями.

Изучение остатков растений надволчанской свиты, произведенное В. П. Владимирович, позволило ей эту свиту выделить в волчанский флоростратиграфический горизонт, для растительного комплекса которого характерно отсутствие птеридосперм и кордаитоподобных растений: *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Clathropteris obovata* Oishi, *Sphenopteris ketovae* Vlad., *Cladophlebis nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. haiburnensis* (Lindl. et Hut.) Sew., *C. tschihatchevii* (Heer) Krysh. et Pryn., *C. prigorovskii* Krysh. et Pryn., *Feildenia ensiformis* (Heer) Nath.,

Phoenicopsis angustifolia Heer, *Czekanowskia rigida* Heer, *Ginkoites donetziana* Прун., *G. kryštofovichii* Vlad., *G. sibirica* Heer, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., *Podozamites lanceolatus* (Lindl. et Hut.) Schimp., *Cycadocarpidium erdmannii* Nath., *Conites caudatus* Прун., *Sorosaccus gracilis* Haggis и др.

В. П. Владимирович считает, что волчанский фитостратиграфический горизонт образовался в раннелейасовое время. Однако сопоставление видового состава растений надволчанской свиты с коркинской (рэтической) и сугоякской (нижнелейасовой) показало, что надволчанская свита содержит только 37% видов, общих с сугоякской свитой, и 63% видов, общих с коркинской. В. И. Тужикова и В. Д. Боякова надволчанскую свиту датируют рэтом.

Во впадинах южной части западной полосы с коркинской и козыревской свитами предположительно сопоставляется кызылкаинская свита (схема И. И. Горского и Н. И. Леоненко), имеющая мощность около 50 м. Кызылкаинская свита залегает на различных горизонтах древней коры выветривания или на миндыбайской свите, возможно, с перерывом, так как в слоях, подстилающих кызылкаинскую свиту, встречаются каолинистые глины с корневыми остатками.

В Южном Зауралье осадки челябинской серии известны в Назаровской депрессии. Представлены они аргиллитами, алевролитами, песчаниками с прослоями конгломератов, углистых аргиллитов, угля (подсечено четыре пласта) и горючего сланца. Мощность серии достигает 350 м. Данных для отнесения этих осадков к той или иной свите недостаточно.

Верхняя часть разреза челябинской серии в Челябинском буругольном бассейне сложена переслаивающимися пестроцветными аргиллитами, алевролитами и сероцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями сапропелитов и углей. Эти породы мощностью 300—600 м составляют сугоякскую свиту. По возрасту свита отнесена к низам лейаса и описывается в разделе «юрская система».

* *
*

Сравнение стратиграфических разрезов триасовых отложений восточного склона Урала дает возможность установить следующее.

Туринская серия осадочно-вулканогенных пород развита в пределах восточноуральской полосы и Зауралья и не обнаружена в депрессиях западной полосы. Для этой части разреза характерно наличие базальтов, липаритов, долеритов, туфов и туффитов, переслаивающихся с осадочными породами. Вверх по разрезу роль осадочных пород обычно возрастает. В Челябинском бассейне осадочно-вулканогенной толще спорадически подчинены пачки угленосных отложений с промышленными пластами угля.

Вышележащие углесодержащие осадки (челябинская серия) прослежены по всему восточному склону Урала. Нижняя часть этой серии представлена калачевской свитой, которая сложена плохо сортированными грубообломочными породами пестрой окраски. Отложения носят иногда название безугольной толщи или пестроцветного комплекса. В пределах Григорьевско-Волчанской и Веселовско-Богословской впадин эти осадки подстилаются так называемой бокситоносной толщей. Последняя также имеет пеструю окраску, но генетически не может считаться идентичной пестроцветам. Отложения верхней части разреза челябинской серии сложены преимущественно мелкозернистыми породами, с которыми связана промышленная угленосность.

Образования челябинской серии характеризуются резкой фациальной изменчивостью. Наиболее выдержанный элемент разреза — угольные пласты. Поэтому стратиграфическое расчленение верхней части разреза обычно производится с элементами условности и имеет частое местное значение.

Обладая общими признаками сходства, триасовые отложения различных районов имеют ряд отличий. Так, общая мощность отложений триаса западной полосы на Северном Урале составляет 500—600 м, в восточноуральской она достигает мощности 1300 м (Буланаш-Елкинская впадина), а в Челябинской депрессии даже 3500 м. Кроме того, в восточноуральской полосе степень литификации пород значительно выше. По степени литификации и мощности отложений с западной полосой сходны породы Карталинской впадины, расположенной в южной части восточноуральской полосы и предположительно относимой к южному окончанию Челябинской структуры. Карталинская впадина имеет, кроме того, такой же неполный разрез, как и разрезы впадин западной полосы — в том и другом случае выпадает осадочно-вулканогенная толща нижнего триаса (туринская серия).

В Зауралье стратиграфический разрез триаса также имеет некоторые отличия. Так, в северной половине Зауралья известны пока только нижний, средний (?) и переходные слои от среднего к верхнему триасу (Анохинская депрессия), представленные, как и всюду на описываемой территории Урала и Зауралья, осадочно-вулканогенной толщей (туринской серией). В южной половине Зауралья триас представлен обеими сериями.

Триасовые образования восточного склона Урала и Зауралья по условиям залегания и формирования имеют целый ряд особенностей, резко отличающих их как от подстилающих пород докембрия и палеозоя, так и от покрывающих их более молодых мезозойских и третичных осадков.

Отложения триаса не имеют площадного распространения, а выполняют только впадины и лежат в них на более древних породах с резким угловым несогласием, кроме того, они представлены исключительно в континентальных фациях. От вышележащих пород среднеюрско-палеоген-неогенового возраста они отличаются своим резко нарушенным залеганием, большой мощностью и присутствием в их составе вулканогенных пород.

Таким образом, триасовые образования выделяются в особый структурный ярус. По В. В. Белоусову (1954), он должен рассматриваться как полуплатформенный, большинство же исследователей (Горский, 1958 и др.) рассматривают его как нижний платформенный ярус.

Формирование этого яруса, по-видимому, происходило на сравнительно выровненной поверхности уральской складчатой системы. Но к началу накопления осадков на породах основания коры выветривания еще не было. Об этом говорит факт отсутствия коры выветривания под породами туринской серии, установленный в челябинской триасовой полосе и в восточной полосе на Среднем Урале. Кора химического выветривания установлена на породах палеозоя под породами челябинской серии (Богословск, Карталы и др.) и, кроме того, на породах туринской серии (Тургайский прогиб, Ильинско-Борисовская и другие впадины), если последняя не перекрывается челябинской серией. Из этих фактов вытекает, что пенепленизация Урала и образование коры выветривания происходило в триасе. Поэтому И. И. Горский и Н. И. Леоненко (1958) причисляют кору выветривания к образованиям нижнемезозойского структурного этажа.

Впадины начали формироваться на одних участках в раннем триасе, на других — в среднем или даже позднем триасе. Опускание дна грабенов происходило периодически — толчками, причем оно было неравномерным — в начале возникновения грабенов обычно довольно быстрым, затем темп замедлялся. Зарождавшиеся ручьи и потоки приносили грубообломочный несортированный материал, представлявший собой обломки пород бортов грабена. В дальнейшем депрессии превращались в широкие речные долины, в которые боковые притоки несли массу уже мелкого обломочного материала. Во времена относительного тектонического покоя долины старели, заносились аллювием, реки распались на множество рукавов, стариц и озер. В раннем триасе, как в период наибольшей тектонической активности, проявилась магматическая деятельность, главным образом эффузивного характера, причем подводящими магму каналами служили те же разломы, по которым происходило опускание блоков грабенов.

В среднетриасовое и главным образом в позднетриасовое время опускание дна многих грабенов по сбросовым плоскостям продолжалось, но это опускание происходило медленно и вследствие этого сила поверхностного стока ослабевала, от рек отшнуровывались многочисленные озера, долины заболачивались. В условиях теплого и влажного климата происходило пышное развитие растительности и в широких масштабах — торфообразование. Периодические опускания заболоченной местности приводили к активизации потоков и усилению транспортировки материала, в том числе и галечного, к захоронению образовавшихся залежей торфа в углубившихся речных долинах. Такой процесс, повторяясь многократно, привел к накоплению мощных толщ речных, озерных и болотных отложений.

За пределами триасовых тектонических депрессий происходило выветривание горных пород и образование коры выветривания, а на прилегающих к грабенам участках — размыв раннетриасовых, палеозойских и допалеозойских пород.

В древнекимерийскую фазу тектогенеза триасовые отложения были смяты в складки, разорваны сбросами, и местами на них были надвинуты породы палеозоя.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Отложения юрской системы, представленные в континентальной и морской фациях, распространены на восточном склоне Урала и в Зауралье. На западном склоне Северного и Среднего Урала юрские отложения неизвестны.

Юрские отложения с прослоями бурых углей на Урале впервые констатированы на Приполярном Урале в бассейне р. Северной Сосьвы Э. Я. Стражевским в 1834 г. В 1887—1890 гг. Е. С. Федоров закартировал отложения этого возраста в южной части бассейна р. Северной Сосьвы и установил, опираясь на определения С. Н. Никитина, присутствие в районе отложений кимериджского, нижнего волжского и верхнего волжского ярусов. Но исключительно плохая оснаженность района не позволила Е. С. Федорову установить полный разрез, мощность и распространение юрских отложений. В 1902—1904 гг. Д. И. Иловайский уточнил биостратиграфическую схему, установил присутствие в районе портланда и разделил его на подъярусы и зоны.

С 1932 по 1935 г. Н. А. Сириным и Г. В. Шмаковой выполнялись в этой части Урала геологосъемочные и небольшие шурфовочные работы на бурые угли. Собранная этими исследователями фауна была частично обработана и использована В. И. Бодылевским для состав-

ленной им биостратиграфической схемы морской юры бассейна, которая является наиболее полной и до настоящего времени. В 1948—1949 гг. В. А. Лидером проведено стратиграфическое расчленение мезозойских отложений района и установлена их дислоцированность. В 1950—1951 гг. А. П. Сиговым и В. А. Лидером проведены поисковые работы в районе Северного Зауралья (бассейн р. Сосьвы); впервые в этом отдаленном крае было поставлено колонковое бурение, установлен параллический характер угленакопления и весьма высоко оценены перспективы его угленосности.

На Северном Урале мезозойские (юрские) отложения впервые стали известны по работе Ф. Ю. Левинсона-Лессинга (1900), затем по статьям И. С. Рожкова. Довольно интересные материалы для данного района по сведениям Г. Т. Юхно и Е. Ф. Соколова получены при поисково-разведочном бурении в 1946 и 1954 гг.

На Среднем Урале и в Зауралье юрские отложения имеют значительное распространение, они стали известны с 40-х годов текущего столетия.

В настоящем очерке получила также отражение стратиграфия юры восточного склона Приполярного Урала, выходящего за пределы рассматриваемой территории. Это сделано потому, что без описания юрских отложений Приполярья была бы неясна история Урала в юрский период. Кроме того, изучение юры на Приполярном Урале было проведено в основном геологами Уральского геологического управления.

Стратиграфия юрских отложений излагается по схеме, принятой в 1963 г. на стратиграфическом совещании в г. Свердловске (табл. 18).

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Сугоякская свита

К нижней юре, самой нижней ее части, отнесена верхняя часть разреза угленосных отложений Челябинского угленосного бассейна. Комплекс пород, слагающих эту верхнюю часть разреза, получил название сугоякской свиты. Свита распространена в северной части бассейна, в Сугоякском и Козыревском районах.

По литологическому составу она представляет собой чередование сероцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями ленточных пестроцветных аргиллитов, сапропелитов и углей. Мощность свиты до 500 м.

В. Д. Бояковой и В. П. Владимирович установлены следующие формы, которые они считают руководящими для лейасового возраста: *Neocalamites carrerei* Halle, *Cladophlebis argutula* (Heer) Font, *Cl. jolkinensis* Pryn., *Cl. acutus* Vlad., *Sphenopteris ketovae* Vlad., *Ginkgoites quadrilobis* Brick, *Phoenicopsis angustifolia* Heer.

За исключением названного сравнительно небольшого участка Челябинского бассейна, нигде на территории восточного склона Урала и Зауралья нижняя юра не обнаружена. Больше того, возраст описанной сугоякской свиты в дальнейшем, в случае более полных сборов в ней палеонтологических остатков, возможно, будет понижен. Незначительное распространение нижней юры на Урале (и притом только низов лейаса) объясняется, по нашему мнению, омоложением рельефа Урала в связи с происшедшими в лейасе довольно интенсивными тектоническими движениями, совпадающими по времени с древнекиммерийской фазой альпийского орогенического цикла.

Схема стратиграфии юрских отложений

Система	Отдел	Ярус	Восточный склон Приполярного Урала	Восточный склон Северного и Среднего Урала	Северное и Среднее Зауралье		
Юрская	Верхний	Верхний волжский	Песчаники, алевролиты и алевроиты глауконитовые с известковистыми конкрециями и прослоями известняка. На севере и востоке алевроиты и алевролитовые глины до 60 м			Тутлеймская свита	
		Нижний волжский	Лопсинская свита Глины с известковистыми конкрециями и прослоем битуминозного сланца, алевроиты слюдястые до 150 м				
		Киме-риджский	Маурьянская свита Вверху аргиллиты с конкрециями сидерита, внизу — аргиллиты углистые, алевроиты, пески; мощность до 52 м, на юге и западе — гравелиты, пески и алевроиты	Лангурская толща Глины каолиновые, алевроиты, пески и галечники, прослойки линзы и обломки лигнита, бурые железняки 90 м	Таборинская свита Аргиллиты и глины с пластами и линзами бурого угля 60 м	Абалакская свита с вогулжинской продуктивной толщей	
		Оксфордский	Оторьинская свита Глины каолиновые, алевролиты, бурые угли, изредка пески 40 м				
		Келловейский	Тольинская свита Пески, гравий и галечники с прослоями бурых углей и углистых глин 80 м				
		Средний	Батский	Яны-Маньинская свита Конгломераты, песчаники полимиктовые, глины, аргиллиты углистые, бурые угли 50—150 м			Тюменская свита
			Байосский				

Продолжение табл. 18

Система	Отдел	Ярус	Восточный склон Приполярного Урала	Восточный склон Северного и Среднего Урала	Северное и Среднее Зауралье
Юрская	Средний	Ааленский			
		Тоарский			
	Нижний	Плиенсбахский			
		Синемюрский			
		Геттанский			

	Сугоякская свита Аргиллиты, алевролиты, песчаники, гравелиты и конгломераты, пласты угля 450—500 м	Тюменская свита

Лангурская толща

Континентальные отложения средне-верхнеюрского возраста имеют ограниченное распространение. Они встречаются в форме узких полос длиной не более первых десятков километров и шириной от нескольких сот метров до 2 км. Мощность их также незначительна, не превышает 120 м.

Породы лангурской толщи залегают в депрессиях, которые одними авторами рассматриваются как эрозионные, другими же как тектонические или, что ближе к истине, эрозионно-тектонические. Они имеют слабо нарушенное залегание: углы падения слоев измеряются от 5 до 30°.

Формирование толщи связано с отложением в таких депрессиях осадков главным образом за счет размыва продуктов коры выветривания, что обусловило их частую золотонность.

В течение длительного времени образования лангурской толщи эрозионные циклы менялись неоднократно и происходил перемыв

ранее накопленных отложений. В связи с этим в разных районах осадки толщи не вполне одновозрастны. Такие условия существовали довольно долго — от средней юры до раннего мела включительно. Максимальное же развитие пород лангурской толщи относится, по-видимому, к средней юре.

Распространение толщи установлено на восточном склоне Северного Урала. На Приполярном Урале толща пород, близкая по возрасту лангурской, расчленена, как будет видно из дальнейшего, на несколько свит.

На Северном Урале распространение лангурской толщи установлено в Серовско-Ивдельском районе, где она протягивается в виде узких меридионально вытянутых полос вдоль подошвы тектонического уступа, отделяющего Урал от Зауралья. Одна из этих полос прослеживается вдоль подножия Семеновско-Орьинского увала (район с. Екатериновки). Другая полоса встречена в окрестностях ж.-д. ст. Лангур. Небольшие полосы встречены также несколько западнее ст. Лангур у подножия Алексеевского увала, и затем южнее ст. Лангур известна Александровская залежь. Еще южнее лангурская толща имеет развитие в районе пос. Маслово, в 2 км к северо-западу от него. Далее на юг отложения этого же возраста известны близ ст. Марсята, где они иногда являются угленосными (Чаповское и Атюское месторождения), и в районе Ауэрбаховского рудника к западу от г. Серова. На Среднем Урале эти же отложения прослежены в 40—45 км к югу от г. Серова у подножия Никитинского увала в районе деревень Мысы и Рыбной. Они здесь залегают в двух депрессиях, разделенных узкой полосой палеозойских порфиристов, образующих горстообразное поднятие.

Еще южнее описываемые породы встречены в пределах Буланаш-Елкинской полосы пород триаса.

Литологически лангурская толща представлена глинами, песками (иногда песчаниками), галечниками (иногда конгломератами). Иногда в ее составе присутствуют бурые угли. Количественное соотношение между названными породами изменяется в широких пределах, даже в пределах одной и той же полосы.

Возраст толщи определяется, главным образом, по спорово-пыльцевым комплексам. Выделяются два спорово-пыльцевых комплекса. Первый комплекс составляют: в массе *Picea* sp. sp. и *Pseudopicea* sp. sp.; *Quadraeculina limbata* Mal. (до 10%), *Coniopteris* sp. sp. (до 35%), *Dicksonia* (?) (0—50%), *Gleichenia umbonata* Bolkh., *Gl. laeta* Bolkh., (0—30%), *Lygodium subsimplex* (Naum.) Bolkh., *Ophioglossum porosum* Botscharn. (in litt.), *Brochotriletes vulgaris* Naum., *Brachyphyllum* sp., Angiospermae и др. Последние пять форм встречаются единично. Второй спорово-пыльцевой комплекс составляют: *Picea* sp. sp. и *Pseudopicea* sp. sp. (27—32%), *Lycopodium* sp. sp. (2—11%), *Selaginella rotundiformis* K.-M. (2—21%), *Coniopteris* sp. sp. (13—14%), *Osmunda* sp. (0,5—1,3%), *Camptotriletes anagrammensis* K.-M. (2—41%), *Ginkgo* sp. sp. (6—7%), *Pinus* sp. подрода *Haploxylo* и *Pinus* sp. подрода *Diploxylo* (единично).

Из отложений лангурской толщи, распространенных на Северном Урале, были определены следующие формы растений: *Cladophlebis* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Phoenicopsis* cf. *angustifolia* Heer, *Pityophyllum angustifolium* Heer, *P.* cf. *nordenskioldii* (Heer) Nath., *Sphenobaiera* (?) sp., *Ginkgoites sibirica* (Heer), *G. huttonii* (Sternb.) Heer. В ней же найдена древесина: *Araucariopitys scotica* Holden, *Taxodioxylo* *pulchellum* Knowlton, *Coniferales* и семена *Isoetites nigricanus* Dorof., *Selaginellites geahra* Dorof., *S. reticulata*

Dorof., *Sciadopitys uralensis* Dorof. et Svesch., *Cycadosperum macroperrugosum* Dorof.

В Буланашской нижнемезозойской депрессии лангурская толща с резким угловым несогласием залегает на породах челябинской серии верхнетриасового возраста и на палеозойских породах. Здесь она в основном сложена белыми и серыми глинами и аргиллитами, часто имеющими пеструю окраску. В нижней части разреза доминирующее значение имеют песчаники с прослоями конгломератов, с линзами и стяжениями бурого железняка. Породы толщи дислоцированы: углы падения слоев достигают 15—20°.

Общая мощность свиты около 100 м.

Комплекс спор и пыльцы представлен: *Taxodiaceae*, *Picea* sp. sp., *Coniferae*, *Coniopteris* sp. sp., *Leiotriletes* sp. и др. Отмечается присутствие и более древних триасовых форм, переотложенных из пород челябинской и туринской серии (триас), распространенных на той же площади.

Необходимо отметить, что возраст лангурской толщи, принятый на Свердловском стратиграфическом совещании в 1963 г., оспаривается некоторыми геологами и палеонтологами. Последние считают, что лангурская толща является возрастным аналогом тюменской свиты Зауралья и Западной Сибири, как это и было принято в решениях стратиграфического совещания, состоявшегося в г. Новосибирске в 1960 г.

Тюменская свита

(верхи лейаса—низы верхней юры)

Свита распространена в Зауралье и Западной Сибири. В Зауралье отложения свиты известны в настоящее время в двух районах: в районе г. Тюмени и в районе с. Анохино (в Анохинской депрессии) к северу от г. Камышлова. В первом районе она вскрыта несколькими роторными скважинами. Наиболее детально изучена скв. 1-Р, пройденная в г. Тюмени, которая пересекла породы свиты в интервале глубин 1425,87—1469,2 м. По А. В. Хабакову (1954), свита представлена глинами серыми и темно-серыми, буроватыми и желтыми, нередко песчанистыми, с прослоями алевролита и бурого угля. Глины в верхней части разреза заключают мелкие обломки костей рыб и отпечатки двустворчаток плохой сохранности. Ниже встречаются только обугленные растительные остатки—обрывки стеблей и корней: *Cladophlebis* cf. *denticulata* (Brongn.) Font., *Pityophyllum lindstroemi* Nordensk. и др.

Тюменская свита вскрыта также скважинами, расположенными как к востоку, так и к западу от г. Тюмени. В Ярской скважине, пройденной в 7 км к востоку от г. Тюмени, описываемая свита встречается в интервале 1508—1615 м. Литологический состав свиты такой же, что и в г. Тюмени. В керне Ярской скважины был найден отпечаток листа *Coniopteris maaskiana* (Heer) Krust.

Западнее г. Тюмени тюменская свита была вскрыта скв. 4-Р, расположенной близ с. Утешево, в 10 км к западу от г. Тюмени, где она залегает на глубине 1348—1369 м.

В Анохинской депрессии возрастным и отчасти фаціальным аналогом тюменской свиты является толща, сложенная аргиллитами, алевролитами, песчаниками и песчаными пестроцветными глинами. Толща залегает с резко выраженным угловым несогласием на породах туринской серии. В ее основании обычно наблюдаются конгломераты мощностью 2—3 м или песчаник на глинистом цементе с галькой кварца и кремня. В верхней части разреза отмечаются 2—4 слоя угля

мощностью от 0,05 до 0,30 м. Среди пыльцы отмечено присутствие гинкговых, беннетитовых, цикадовых, сосны, ели и др. Мощность толщи 25—30 м.

В Западной Сибири (Уватская скв. 3-Р) в верхах тюменской свиты найден аммонит *Quenstedriceras* sp., характерный для келловейского яруса, что и заставляет ограничивать верхний возрастной предел тюменской свиты низами верхней юры.

Таборинская свита

Стратиграфически выше тюменской свиты залегает толща песчано-глинистых пород, составляющих таборинскую свиту. В ее составе встречаются линзы и прослой бурого угля.

Впервые она была выделена Г. Н. Папуловым в Зауралье по керну глубокой опорной скважины, пройденной близ г. Туринска (на р. Таборинке). На восточном склоне Урала описываемая свита была пересечена несколькими скважинами в Юконской депрессии, расположенной в районе р. Юконки, правого притока р. Туры, впадающей в эту реку примерно в 30 км ниже г. Верхотурья. Мощность свиты 60 м. В обоих пунктах распространения свита лежит непосредственно на породах палеозоя или на их коре выветривания.

Возраст свиты относится по спорово-пыльцевому комплексу к верхней юре. В составе этого комплекса иногда в большом количестве (до 70%) содержится типичная для верхней юры пыльца *Brachyphyllum*; кроме того, присутствуют *Gleicheniaceae*, *Araucariaceae*, *Pinaceae* и др. В свите, помимо пыльцы и спор, найдены остатки растений *Phoenicopsis latipholia* Heer, *Ph. angustifolia* Heer.

На Свердловском стратиграфическом совещании в 1963 г. возраст свиты принят условно в пределах келловей—нижний и средний подъярусы оксфордского яруса. По возрасту таборинская свита сопоставляется с тольинской, оторьинской и маурыньинской свитами восточного склона Приполярного Урала.

На Приполярном и частично на Полярном Урале нижняя часть разреза юрской системы представлена угленосными параллическими отложениями, которые В. А. Лидером расчленены на три свиты: яны-маньинскую, тольинскую и оторьинскую (рис. 19).

Яны-маньинская свита (байос—низы бата)

Свита представлена переслаивающимися полимиктовыми конгломератами, песчаниками на известковом цементе, лептохлорит-сидеритовыми породами и углистыми глинами с пластиами бурого угля суммарной мощностью до 10 м. Мощность свиты до 90 м. Наиболее полные ее разрезы наблюдаются по р. Яны-Манье непосредственно восточнее уступа палеозойских пород, отделяющего обнаженный Урал от Зауралья.

Из пород свиты определены следующие растительные остатки: *Ginkgo sibirica* Heer, *Sphenobaiera* cf. *longifolia* (Pom.) Florin., *Desmophyllum* sp., *Pityophyllum* sp. Спорово-пыльцевые комплексы состоят¹ из: *Picea* sp. sp. и *Pseudopicea* (в массовом количестве), *Selaginella rotundiformis* К.-М. — единично, *Lycopodium* sp. 1—5%, *Coniopteris* sp. sp. 5—10%, *Polyodiaceae* 5—10%, *Gleichenia* sp. — единично,

¹ Спорово-пыльцевые анализы выполнены А. Д. Бочарниковой.

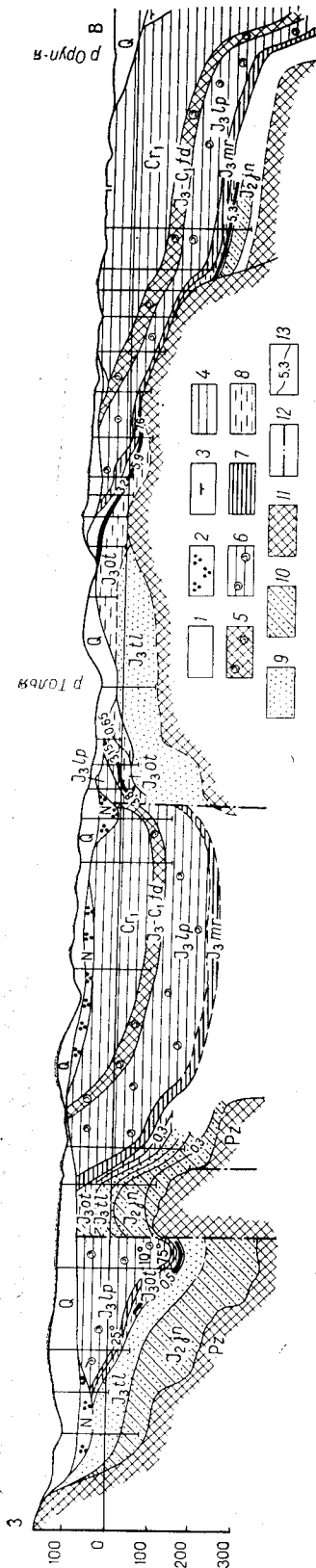


Рис. 19. Геологический разрез Северо-Сосвинского бурогольного бассейна по р. Толья (Составил В. А. Лидер)

1 — четвертичные, преимущественно ледниковые суглинки, пески и галечники; 2 — неогенные алевроиты и пески; 3 — верхнемеловые и палеогеновые песчаники, опоки, диатомиты, бейделлитовые глины; 4 — нижнемеловые аргиллиты; алевроиты, пески, бурый уголь; 5 — фелдорская свита — глауконит-дефлоритовые породы, глауконитовые алевроиты, глины и аргиллиты бейделлитовые; 6 — лосейнская свита — алевроиты, глины и аргиллиты бейделлитовые; 7 — жаруновская свита — углительные аргиллиты; 8 — оторынская свита — алевроиты, глины, бурый уголь; 9 — тольинская свита — галечники и пески; 10 — яны-маньинская свита — пески, глина, аргиллиты, бурый уголь; 11 — палеозойский фундамент; 12 — линии тектонических нарушений; 13 — пласты угля и их мощность

Osmunda sp. — единично, *Salvinia perpulchra* Bolkh. — единично, *Ginkgo typica* (Mal.) Bolkh. 1—5%, *Pinus* sp. подрода *Diploxylon* — единично.

Тольинская свита
(верхняя часть бата и келловей)

Свита залегает с размывом и угловым несогласием на яны-маньинской свите. Тольинская свита распространена непосредственно к востоку от обнаженного Урала. Восточная граница ее распространения пока не установлена. Свита сложена гравием, песками полимиктового состава, иногда пески имеют кварцево-глауконитовый состав, алевроитами и маломощными прослоями угля. Мощность свиты 80 м.

В породах свиты встречаются остатки флоры: *Czekanowskia rigida* Heer, *Sphenobaiera* cf. *longifolia* (Pom.) Florin, *Nilssonia* sp. ex gr. *orientalis* Heer, *Phoenocopsis* sp.; споры и пыльца¹ — *Coniopteris* sp. sp. 50%, *Selaginella rotundiformis* K.-M. — единично, *Lycopodium* sp. 10—15%, *Trichomanes* sp., *Cibotium* sp. и *Polypodiaceae* — единично, *Pteris* sp. 5—10%, *Pteridium* sp. 1—5%, *Gleichenia* sp. — единично, *Osmunda* sp. 10—15%, *Ophioglossum porosum* Botscharn. (in litt.) — единично, *Camptotriletes anogrammensis* K.-M. 1—5%, *Ginkgo mutabila* (Naum.) Bolkh. 1—5%, *Podocarpus tricocca* (Mal.) Bolkh. — единично, *Picea* sp. и *Pseudopicea* sp. 1—5%.

Возраст свиты — верхняя часть бата и келловей.

¹ Спорово-пыльцевые анализы выполнены А. Д. Бочарниковой.

Оторьинская свита (низы оксфорда)

Свита пользуется почти повсеместным распространением на восточном склоне Приполярного Урала, за исключением некоторых небольших по площади участков, где она выпадает из разреза.

Разрез свиты имеет выдержанный литологический состав. В основании ее залегают полимиктовые пески и алевроиты с прослоями кварцево-глауконитовых песков морского происхождения, встречаются также прослои бурого зольного угля и бейделлитовых глин. Верхняя часть разреза сложена каолиново-гидрослюдистыми глинами и пластом бурого угля мощностью 7—10 м.

Некоторые глины шоколадного или черного цвета содержат ильменит, рутил и лейкоксен. Мощность свиты 40 м.

Из растительных остатков в свите определены: *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis* cf. *denticulata* (Brongn.) Font., *Taeniopteris vittata* L. et H., *Nilssonia* cf. *polymorpha* Schenck., *N. vittaeformis* Ргун., *Pityophyllum nordenskioldii* (Heer) Nath. и др. Споры и пыльца: *Coniopteris* sp. (50%), *Selaginella rotundiformis* К.-М. (единичные), *Lycopodium* sp. (10—15%), *Cibotium* sp. (единичные), *Polypodiaceae* (единичные), *Pteris* sp. (5—10%), *Pteridium* sp. (1—5%), *Gleichenia* sp. (единичные), *Osmunda* sp. (10—15%), *Ophioglossum* sp. (единичные), *Camptotriletes anagrammensis* К.-М., *Anemites* (1—5%), *Ginkgo mutabila* (Naum.) Volkh. (единичные), *Picea* sp. и *Pseudopicea* sp. (1—5%), *Agathis* sp. (единичные), *Podocarpus* (Mal.) Volkh. (единичные).

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Морские отложения юрского возраста распространены на восточном склоне Приполярного Урала и в Зауралье.

На Приполярном Урале они хорошо охарактеризованы фауной и расчленены на ярусы, иногда на подъярусы и даже зоны. В Зауралье рассматриваемые отложения залегают на большой глубине и вскрыты лишь немногими скважинами. Поэтому изучены они в этом районе довольно слабо.

Морские верхнеюрские отложения, развитые на Приполярном Урале, расчленены по литологическому составу на три свиты.

Маурыннинская свита

Свита залегает стратиграфически выше оторьинской свиты и по возрасту соответствует средней части оксфордского яруса. Свита представлена внизу углистыми аргиллитами, алевроитами и песками с растительными остатками, а верхняя часть разреза свиты сложена аргиллитами с конкрециями сидерита. В этой верхней части разреза в конкрециях найдены *Amoeboceras alternans* (Vuch.). Мощность свиты в восточной и северной частях района до 52 м.

В южных частях Приполярного Урала одновозрастные отложения представлены гравелитами, песками и алевроитами с тригониевыми банками. Мощность от 2 до 20 м.

Лопсинская свита

Свита включает верхи верхнего подъяруса оксфорда, кимериджский ярус и нижний подъярус нижнего волжского яруса. Сложена глинами с известковистыми конкрециями с прослоями битуминозного сланца и слюдястыми алевролитами. Мощность свиты 150 м.

Свита хорошо охарактеризована фауной. В низах свиты, относя-

щихся к верхнему оксфорду, в различных пунктах Приполярья, собраны и определены В. И. Бодылевским, Н. Т. Сазоновым и Н. П. Михайловым *Amoeboceras alternans* (Buch.), *Cardioceras* cf. *zietenii* Rouill., *Ringsteadia* cf. *marstonensis* Salf., *R.* aff. *evoluta* Salf., *Ringsteadia* sp., *Prorasenia* aff. *hardii* Spath., *Pachyteuthis* cf. *panderi* (Orb.) и др.

Породы, слагающие среднюю часть разреза свиты, относятся по возрасту к кимериджскому ярусу. Они содержат многочисленную фауну, позволяющую разделить этот ярус на два подъяруса: нижний и верхний.

Нижний подъярус в бассейне рек Северной Сосьвы и Лопсии представлен алевролитами, содержащими обильную фауну пелеципод, белемнитов и реже встречающуюся фауну аммонитов. Среди последних характерными для подъяруса являются: *Rasenia uralensis* (Orb.), *Amoeboceras* (*Amoebites*) *kitchini* Salf., *Rasenia* aff. *borealis* Spath., *Prorasenia hardii* Spath., *Pr.* cf. *triplicata* (Sow.), *Pictonia* sp., *P. evoluta* Tornberg (определения В. И. Бодылевского, Н. П. Михайлова, М. С. Месежниковой).

По рекам Яны-Манье и Толье нижний подъярус представлен темно-серыми гидрослюдистыми аргиллитами с конкрециями и пропластками известняка и гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами. В глинах встречаются стяжения сидерита и серого переполненного фауной известняка, содержащего иногда глауконит.

В обнажениях и керне буровых скважин в осадках подъяруса найдено много остатков аммонитов: *Rasenia uralensis* (Orb.), *R. evoluta* Salf., *R.* cf. *similis* Spath., *R. borealis* Spath., *Amoeboceras* (*Amoebites*) *kitchini* Salf., *Am.* (*Amoebites*) aff. *beaugrandi* Spath., *Desmophinetes mniovorikensis* (Nik.) (определения В. И. Бодылевского, Н. П. Михайлова и М. С. Месежниковой).

Отложения нижнего кимериджа содержат также характерный комплекс фораминифер в основном с песчаными раковинами.

Мощность осадков нижнего кимериджа в бассейне р. Северной Сосьвы изменяется от 40 м на поднятиях до 70—100 м в депрессиях.

Верхний кимеридж сложен почти повсеместно серовато-зелеными гидрослюдисто-бейделлитовыми глинами с известковистыми конкрециями. В глинах и в особенности в конкрециях содержится многочисленная фауна пелеципод, белемнитов и аммонитов. Возраст определяется по характерной фауне (определения В. И. Бодылевского, Н. П. Михайлова и Н. Т. Сазонова): *Aulacostephanus eudoxus* (Orb.), *Aulacostephanus pseudomutabilis* Log. Средняя мощность пород 80 м.

В отложениях, слагающих верхнюю часть разреза свиты, относящихся по возрасту к нижнему подъярусу нижнего волжского яруса, определены: *Eosphinctoceras magna* Mesezhn., *Pectinatites lideni* Mesezhn., *P.* cf. *boidini* (Loriol), *Aucella mosquensis* Buch., *Cy-lindroteuthis magnifica* d'Orb. и др. (определение Н. П. Михайлова, М. С. Месежниковой).

Породы описываемого подъяруса имеют почти повсеместное распространение на восточном склоне Урала севернее широты 62° 20', но дают хорошие обнажения только по р. Ятрии, притоку р. Северной Сосьвы, где они хорошо изучены.

Из приведенного выше описания лопсинской свиты видно, что породы свиты содержат многочисленные остатки фауны, в том числе аммонитов. Анализ вертикального распространения аммонитов показал, что кроме расчленения свиты по фауне на ярусы и подъярусы по аммонитам можно выделить следующие местные биостратиграфические зоны: верхи оксфорда — *Ringsteadia marstonensis*; в кимериджском

ярус снизу — *Prorasenia*; *Pictonia evoluta*; *Rasenia uralensis*; *Amoeboceras kitchini*; *Aulacostephanus* уо; *A. pseudomutabilis*; *Virgataxioceras*; нижний подъярус нижнего волжского яруса — *Gravesia* (?) *triplicata* и *Eosphinctoceras magna*; *Subdicotomoceras cubecrassum*; *Pectinatites lileri*.

Из пород лопсинской свиты определены также раковины разнообразных фораминифер: *Spiroplectamina vicinalis* Dain., *Lenticulina signularis* Dain., *Lenticularis kamensis* Dain., *Pseudolamarckina pseudorjasanensis* subsp. *lopsiensis* Dain., *Glomospirella otarica* Rom., *Haplophragmoides sakharoides* Dain., *Trochammina minutissima* Dain и др.

Федоровская свита

Венчают разрез юрских отложений района слои, входящие в состав Федоровской свиты, выделенной В. А. Лидером. Нижняя ее часть относится к верхнему подъярису нижнего волжского яруса и верхнему волжскому ярусу, а верхняя часть — к валанжину. В данном очерке описывается лишь нижняя часть.

По литологическому составу свита представлена в южной и западной частях восточного склона Приполярного Урала глауконитовыми песчаниками, алевролитами и алевритами с известковистыми конкрециями и прослоями известняка, в северной и восточной частях — алевритами и алевритистыми глинами. Нижние горизонты свиты, относящиеся к верхнему подъярису нижнего волжского яруса, охарактеризованы следующей фауной: *Pavlovia vogulica* Il'ov., *P. borealis* Il'ov., *Laugeites stschurovskii* (Mich.), *Pachyteuthis mammilaris* (Eichw.), *Aucella* ex gr. *mosquensis* Buch., *A. cf. santoni*.

По рекам Северной Сосьве и Лопсии кварцево-глауконитовые песчаники на известковистом цементе переполнены раковинами пелеципод и брахиопод, за что они получили название «пелециподового горизонта». Они развиты на площади от 62 до 64° с. ш. по простирацию и прослежены на 20 км вкост простираия в бассейне р. Вольи.

Вышезалегающие слои федоровской свиты относятся к верхнему волжскому ярусу. В состав пород этого яруса входят железорудные образования, представленные оолитовыми песчаниками.

Рудоносный горизонт отличается чрезвычайной пестротой петрографического состава: здесь наблюдаются глауконито-кварцевые и кварцево-глауконитовые алевролиты и мелкозернистые песчаники с кальцитовым, глинистым, лептохлорит-сидеритовым, редко фосфоритовым цементом, а также породы, состоящие из глауконита, лептохлорита и сидерита. Оолитовые песчаники принятыми в настоящее время методами обогащению не поддаются. Однако колоссальные запасы заставляют искать пути использования их промышленностью в будущем.

Нижняя часть песчаников включает обильные остатки фауны, в том числе *Craspedites okensis* Orb., *Kaschpurites cf. subfulgensis* (Nik.), *Modiola strajevskiana* (Orb.) (определения В. И. Бодылевского), которые устанавливают их верхневолжский возраст. Мощность 6—10 м. Выше описанной части разреза глауконит-лептохлоритовые породы оолитового строения мощностью 2—7 м включают уже фауну, характерную для рязанского горизонта нижнего валанжина.

В бассейне р. Ятрии верхний волжский ярус, по М. С. Мессежникову, представлен слюдяными алевролитами с *Craspedites* ex gr. *okensis* Orb., *Cr. cf. leptus* Spath., *Garniericeras* sp. ind., *Pachyteuthis lateralis* Phill., *P. russiensis* (Orb.).

Маркирующим горизонтом для этого яруса являются оолитовые железистые песчаники, залегающие в основании верхневожских отложений.

В описываемой части федоровской свиты, кроме перечисленной выше фауны, встречена микрофауна: *Dictyomitra* sp., *Cenosphaera* sp., *Reophax adoptatus* Dain, *Ammobaculites validus* Beljaevskaja, *Haplophragmoides volgensis* Furss. et Pol., *Lenticulina infravolgensis* (Furss. et Pol.).

Анализ вертикального распространения аммонитов позволяет по ним выделить следующие местные биостратиграфические зоны: в верхнем подъярусе нижнего вожского яруса семь зон (снизу) — *Pavlovia iatriensis*; *Strajevskya strajevskyi*; *Dorsoplanites ilovaiskii*; *Dorsoplanites maximus*; *Crendonites*; *Laugeites borealis*; *Laugeites* (?) *vogulicus*; в верхнем вожском ярусе (снизу) — *Kaschpurites fulgens* и *Craspedites okensis*.

* *

*

В Зауралье морские верхнеюрские отложения распространены в северо-восточной части территории, где вскрыты рядом глубоких скважин. В большинстве изученных разрезов верхнеюрские морские отложения не удается расчленить на ярусы и подъярусы, а в северной части территории, в Березовско-Чуэльском и Тобольско-Уватском районах, верхнеюрские отложения в ряде разрезов не разделяются с валанжинскими.

В Зауралье и в прилегающей западной части Западно-Сибирской низменности за пределами рассматриваемой территории в составе верхнеюрских отложений выделяется ряд свит, характеризующих различные условия образования осадков и отличающихся разным литологическим составом. В бассейне р. Туры в районе г. Тюмени выделяется марьяновская свита. В бассейнах рек Тавды и Конды абалакская свита, вогулкинская толща и тутлеймская свита. Марьяновская свита (верхняя юра—нижний подъярус валанжинского яруса) представлена аргиллитами темно-серыми и серыми, иногда битуминозными с прослоями известковистых алевролитов. Залегают эти осадки на породах тюменской свиты, с которыми связаны постепенным переходом, и на породах складчатого фундамента и их коре выветривания на глубине от 1308 до 1410 м. Мощности отложений колеблются от первых единиц метров до 60 м.

В разрезе марьяновской свиты, вскрытой Тюменской скв. 1-Р, по фауне аммонитов и микрофауне фораминифер выделяются верхний келловейский подъярус, оксфордский и кимериджский ярусы и нижний вожский ярус. Характеристика этих стратиграфических подразделений приводится по данным П. Ф. Ли.

Верхний келловей выделен в интервале 1432—1426 м, представлен глинистыми алевролитами и песчаниками, глинами и аргиллитами бейделлитовыми, содержащими ракушник и обломки бурого угля.

Возраст установлен на основании определения известковистых фораминифер, из них наиболее характерными для верхнего келловей являются: *Epistomina stelligeraformis* Mjatluk., *Cristellaria pehta* Вук., *Cristellaria* aff. *cricaeformis* Wisn. В Татарской скважине, находящейся в Западной Сибири, вместе с аналогичными комплексами фораминифер встречены верхнекелловейские аммониты.

Оксфорд выделен в интервале 1426—1410 м, представлен аргиллитами, содержащими глинисто-карбонатные конкреции, в нижней части переходящими в глауконито-кварцевые алевролиты. В верхней части этих отложений встречен аммонит *Amoeboceras* cf. *alternans* Buch.

(определения В. И. Бодылевского), а также комплекс фораминифер, характерный для оксфорда: *Epistomina stelligeraformis* Mjatl. (определения В. И. Романовой).

Кимеридж выделен в интервале 1385—1410 м. Представлен алевролитами с прослоями глин и аргиллитов, в нижней части известковистых. Присутствующие в этих отложениях *Rasenia* ex gr. *uralensis* Ogb., *Cylindroteuthis* ex gr. *clavellata* Paгk. являются руководящими для кимериджа формами. Среди обильной фауны фораминифер преобладает семейство Lagenidae. Наиболее характерными для кимериджа формами среди фораминифер являются *Cristellaria russiensis* Mjatl. и *Cristellaria sibirensis* Kosygeva.

Нижний волжский ярус выделен в разрезе Тюменской скв. 1-Р и Утешевской скв. 4-Р; представлен глинистыми алевролитами серовато-зеленого цвета, переслаивающимися с известковистыми аргиллитами и глинами. В глинах присутствуют белемниты, определенные Г. Я. Крымгольц, *Pachyteuthis* ex gr. *subquadrata* Rom., *Pseudorbis* cf. *biparthis* Bl. В Утешевской скв. 4-Р обнаружен аммонит *Cylindroteuthis obsoluta* Fisch. В этих отложениях присутствует также характерный комплекс фораминифер с *Ammodiscus tenuissimus* (Gumbel.), *Ammobaculites haplophragmoides* Furss. et Polen.

Абалакская свита (келловейский, оксфордский, кимериджский ярусы) представлена аргиллитами темно-серыми, местами слюдястыми слабоалевролитистыми. Залегают эти осадки на глубине от 1131 до 1838 м. В основании абалакской свиты лежит вогулкинская толща, представленная песками, песчаниками, алевролитами. Эти породы являются мелководными прибрежными осадками юрского моря, они обычно приурочены к сводовым частям и крыльям положительных структур.

Вогулкинская толща является продуктивным горизонтом Березовской группы месторождений газа, в районе пос. Шаим с ней связаны залежи нефти.

Возраст абалакской свиты установлен на основании определения фауны аммонитов и микрофауны фораминифер близких по видовому составу с фауной, встречающейся в марьяновской свите.

Возраст вогулкинской толщи является спорным. Одни геологи считают его келловейским, другие — верхнеюрским, третьи — верхнеюрско-валанжинским. Из верхней части толщи В. И. Романовой определен верхнеюрский комплекс фораминифер с *Cristellaria wisniwskii* Mjatl., *Langenahospida* Reuss и др.

Тутлеймская свита (нижний волжский и средний волжский ярусы и нижний подъярус валанжинского яруса) представлена аргиллитами черными плитчатыми, битуминозными с остатками рыб. Наибольшим распространением эти отложения пользуются в северной части Зауралья и Западной Сибири. Возраст тутлеймской свиты установлен на основании определения фауны аммонитов, белемнитов, пелеципод, а также микрофауны фораминифер.

Нижнеюрские отложения (сугоякская свита), слагающие верхнюю часть разреза угленосных отложений небольшого северного участка Челябинского бассейна, интенсивно дислоцированы — смяты в складки и разорваны многочисленными сбросами. Тектонические движения, дислоцировавшие нижнелейасовые и триасовые породы, имели место в раннеюрское время, так как среднеюрско-келловейские (лангурская, тюменская свиты) породы дислоцированы незначительно.

Движения раннеюрского возраста совпадают по времени их проявления с древнекимерийской фазой альпийского орогенического цикла.

Древнекимерийские тектонические движения привели к некото-

рому омоложению рельефа Урала и современного Зауралья, что вызвало усиление эрозионных процессов и ослабление аккумулятивной деятельности. Этим, по нашему мнению, следует объяснить почти полное отсутствие нижнеюрских отложений на восточном склоне Урала и в Зауралье.

В среднеюрское время и в начале поздней юры накопление осадков в северной и средней части восточного склона Урала и Зауралья несколько усилилось, что доказывается большим распространением осадков средней юры на указанной территории. В настоящее время рассматриваемые породы сохранились только в эрозионно-тектонических депрессиях. Возможно, что на остальной площади они были размыты в более позднее время.

К концу средней юры началось прогибание современных восточного склона Урала и Зауралья. Более интенсивно процесс прогибания происходил на приполярной части описываемой территории, которая уже в конце средней юры периодически заливалась морем, а в позднеюрское время она полностью погрузилась под его уровень. В это время в Северном и Среднем Зауралье море залило только их восточную окраину; в южном Зауралье и в позднеюрское время сохранялся континентальный режим.

Своеобразие позднеюрской фауны на описываемой территории свидетельствует об отсутствии связи восточноуральского бассейна с бассейнами Русской платформы. Трансгрессия моря происходила в направлении с северо-востока на юго-запад.

На фоне общего опускания страны происходили дифференциальные движения, сопровождавшиеся в некоторых зонах разломами фундамента с образованием на его поверхности горстов и грабенов. На большей части восточного склона Урала эти тектонические депрессии во время формирования лангурской толщи служили местом аккумуляции осадков. В Приполярье дифференциальные движения, сопровождавшиеся разломами фундамента, происходили с большей интенсивностью. На поверхности фундамента ступенчатые сбросы приводили к образованию горстов и грабенов довольно большой амплитуды. В течение времени седиментации угленосной тольинской свиты уже были сформированы все крупные поднятия и погружения (Мансийское поднятие, Тольинский и Северососьвинский прогибы) и осложняющие их более мелкие структуры. Рост структур продолжался и в последующее время.

На Среднем Урале и Среднем Зауралье глыбовые движения происходили с меньшей интенсивностью.

Описываемые движения отразились на мощности, фациях и литологии покрывающих неровную поверхность фундамента юрских отложений. Как правило, мощность их меньше на поднятиях и больше в погружениях, на первых структурах наблюдаются более мелководные и иногда более грубые осадки. Кроме того, юрские породы так же, как и вышележащие, образуют складки и иногда разорваны сбросами, отражающими нарушения в складчатом фундаменте.

В течение всего юрского периода климат был, по-видимому, теплым и влажным. В ранней, средней и начале поздней юры происходило угленакпление, однако неодновременное на всей описываемой территории.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Верхняя возрастная граница меловых отложений Урала проводится в настоящее время по кровле ганькинской и по почве талицкой свит. Нижняя граница системы далеко не так определена. Если гово-

речь о континентальных отложениях, то самые последние данные А. П. Сигова позволяют ставить вопрос о принадлежности верхов лангурской свиты (считавшейся только юрской) к вельду, что пока не нашло отражения в настоящем очерке. Граница юры и мела среди морских осадков проведена по данным изучения фауны внутри пачки глауконито-лептохлоритовых песчаников федоровской свиты.

Среди меловых осадков выделены континентальные свиты — тыньинская, синарская и мысовская; континентально-морские — киялинская и северососьвинская; морские — федоровская (верхи), харасоимская, леушинская (улансынская), викуловская, хантымансийская, уватская, кузнецовская, зайковская (камышловская, фадюшинская), ганькинская.

Применяемая региональная стратиграфическая шкала (табл. 19) была разработана на Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. В дальнейшем она подверглась лишь незначительным изменениям при рассмотрении ее на стратиграфических совещаниях — Уральском в 1956 г., Сибирском в 1960 г., Уральском в 1962—1963 гг.

Схема стратиграфии меловых отложений

Таблица 19

Система	Отдел	Ярус	Свиты			
			Континентальные	Континентально-морские	Морские	
Меловая	Верхний	Датский			Ганькинская	
		Маастрихт				
		Кампан			Зайковская	Фадюшинская
		Сантон				Камышловская
		Коньяк				
		Турон			Кузнецовская	
		Сеноман	Мысовская		Уватская	
	Нижний	Альб	Синарская		Хантымансийская	
		Апт		Северососьвинская	Викуловская	
		Баррем	Тыньинская		Леушинская	
		Готерив		Киялинская	Улансынская	
		Валанжин			Харасоимская	
					Федоровская (верхи)	

КОНТИНЕНТАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Тыннинская свита
(готерив—баррем)

Осадки свиты встречены буровыми скважинами в бассейне р. Тынны на Северном Урале и описаны С. Д. Рабинович и З. И. Мартыновой. Они залегают на пестроцветных глинах коры выветривания и представлены серыми глинами и алевролитами с обугленными растительными остатками. Неполная вскрытая их мощность составляет 10 м. К готерив-баррему данные осадки отнесены в значительной степени условно на основании присутствия пыльцы *Inevolutisaccites piceoides* Mart. (in litt.), *Picea* sp. sp., спор *Lygodium* sp. sp. (гладких, бугристых и ворсистых) и пр. Сходный комплекс выделен В. В. Зауер и Н. Д. Мчедлишвили по тюменской скважине и отнесен к готерив-баррему. Свита выделена в значительной степени условно.

Синарская свита
(апт—альб)

Стратотипом свиты являются меловые бокситоносные осадки в районе р. Синары. Осадки данной свиты пользуются довольно широким распространением на территории восточного склона Урала и зафиксированы в разных местах — от р. Мугая на севере до Притоболья на юге, где им близко соответствует талдыкская свита. Синарская свита характеризуется развитием красных, пестрых и белых (огнеупорных) глин преимущественно каолинового состава и аллитных глин, включающих бокситы. В основании толщи иногда залегают кварцевый песок и кварцево-кремневый или кварцитовый галечник. Мощность свиты обычно измеряется первыми десятками метров, но иногда достигает 60 м.

Из флоры, обнаруженной непосредственно в бокситоносных отложениях, *Cladophlebis browniana* Dupk. является типично вельдской формой Западной Европы, присутствует в клинских песчаниках Московского района (апт, низы альба); *Gleichenia rotula* Heeg — аптская форма Подмосковья и Воронежской области, однако она присутствует и в более молодых осадках кызылшенской свиты Чушкакульской антиклинали, относимой В. А. Вахромеевым к нижнему—среднему альбу. *Matonidium goeppertii* Ett. — форма, распространенная в вельде Европы, присутствует даже в лейасе и не поднимается выше апта. *Cyparissidium gracile* Heeg является нижнемеловой формой Дальнего Востока и Гренландии, присутствует в осадках кызылшенской свиты. *Widdringtonites reichii* (Ett.) Heeg — форма, известная из сеноманских или более древних осадков г. Канева и Подолии. Единственный остаток покрытосеменных представлен формой *Eucalyptus geinitzii* Heeg, отмечавшейся из симоновской свиты р. Чулыма (сеноман—турон).

Среди флоры, собранной из толщи, вмещающей огнеупорные глины, *Asplenium* cf. *dicksonianum* Heeg близка к форме верхов нижнего мела, переходящей в верхний мел. *Gleichenia cycadina* Schenk. присутствует в вельдских отложениях Европы и среднем альбе полуострова Куланды. *Sphenopteris* ex gr. *goeppertii* довольно близок к виду, который не поднимается выше апта. *Thuides meriannii* Heeg — форма, характерная для верхнего мела. *Podocarpxylon woburnense* Stores — не моложе апта, как, возможно, и *Homoxylon uralense*

Жагт., представляющие собой древесину примитивного покрытосеменного растения.

Как следует из изложенного, комплекс флоры, полученный из толщи бокситов, по возрасту близок комплексу из огнеупорных глин. При преобладании аптских форм и наличии как более древних, чем апт, так и более молодых форм — альбских и даже верхнемеловых — возможный диапазон геологического возраста свиты является довольно широким. В соответствии с решениями стратиграфических совещаний 1963 г. свите присвоен возраст апт—альба.

Мысовская свита (сеноман)

Свита была выделена в 1956 г. на совещании в г. Ленинграде. Стратотип свиты известен в районе пос. Мысы Синячихинского района Свердловской области (Мысовской балластный карьер). Свита встречается на всем протяжении восточного склона Урала, но распространена локально, приурочиваясь главным образом к меридиональным депрессиям Урала. В Тургайской впадине ей соответствуют отложения шетиргизской свиты. Отложения состоят из белых, серых и черных глин каолинового состава, частью огнеупорных, подстилаемых в ряде мест кварцевыми песками и галечниками кварцево-кремневого и кварцевого состава. Шлихи характеризуются преобладанием минералов, устойчивых к выветриванию, таких, как ильменит, рутил, циркон, хромит, ставролит и др. Из аутигенных минералов присутствуют пирит, марказит, сидерит. Описываемые отложения при налегании на осадки синарской свиты отделены от них стратиграфическим несогласием. В осадках данной свиты, известных по р. Синаре и описанных Г. Д. Карамышевой под названием «синарской свиты», а Н. И. Архангельским (1941), В. А. Вахромеевым и др. как «верхняя континентальная свита», установлена следующая флора: *Sequoia reichenbachii* (Gein) Heer, *S. fastigiata* Heer, *S. heterophylla* Velen., *Platanus cuneifolia* Bronn., *Cyparissidium gracile* Heer, *Widdringtonites reichii* (Ett.) Heer. Приведенные виды секвой и платана характерны для верхнего мела, где, в частности, *S. reicheubachii* (Gein.) Heer является руководящей. В районе г. Алапаевска (у пос. Верхняя Синячиха) над белой толщей установлена та же руководящая форма *Sequoia reichenbachii* совместно с *Widdringtonites reichii* (Ett.) Heer, *Dammara borealis* Heer, *Platanus cuneiformis* Grass., а также древесина *Dedroxyylon podocarpoides* Jarm., *Pityoxylon seithica tensiformis* Stopes, *Cupressinoxylon brevernii* Merckl., *C. woburnense* Stopes.

Облик флоры — позднемеловой, исключая последнюю из приведенных форму, известную из апта Англии. На Южном Урале в черной глине Астафьевского месторождения огнеупорных глин отмечена меловая *Thuja cretacea* (Heer) Newb. В никелевом карьере Верхнего Уфалея обнаружена древесина *Cupressinoxylon vectense* Warber. Типично сеноманский комплекс флоры встречен на Южном Урале по р. Аяту, откуда определены: *Platanus cuneiformis* Grass., *P. cuneifolia* Bronn., *P. latior* (Lesq.) Knowlt, *Cephalotaxopsis intermedia* Hollick, *C. cf. anadyrensis* Krysh. (возможно, идентична *C. intermedia*), *Magnolia alternans* Heer, *M. amplifolia* Heer, *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Dalbergites simplex* (Newb.) Sew., *Eucalyptus* (?) *uralensis* Vachr., *Zizyphus ajatensis* Vachr., *Diospyrus primaeva* Heer, *Ilex insignis* Heer. (В. А. Вахромеев).

Спорово-пыльцевой комплекс достаточно характерен и позволяет отличать осадки свиты как от более древних, так и от литологически сходных отложений олигоцена (наурзумская свита). В целом данной свите может быть присвоен сеноманский возраст.

Алапаевская толща

Отложения толщи распространены локально, главным образом в субмеридиональных депрессиях на карстующемся плотике. Типичными породами являются белики. Последние состоят из скоплений обломков окремнелого известняка, связанных мучнистой кремнистой массой. Местами в составе беликов появляется окатанная кварцевая галька, примесь кварцевого песка и каолиновой глины. С беликами связаны месторождения железных руд алапаевского типа (Архангельский, 1941). Палеонтологические остатки в беликах отсутствуют.

В стратиграфической схеме Урала белики выделены с большой долей условности в качестве алапаевской толщи аптского возраста. Ряд геологов, и в том числе автор, считают, что описываемые осадки отлагались в эпохи развития каолиновой коры выветривания, т. е. в течение очень длительного времени, в условиях карстующегося субстрата: они представляют собой фацию континентальных свит мысовской, синарской и других, связанных с эпохами развития кор выветривания.

КОНТИНЕНТАЛЬНО-МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Киялинская свита (готерив — баррем)

Киялинская свита выделена в Западной Сибири и прослежена на огромной площади. Она представлена там пестроцветными красно-коричневыми, зелеными и фиолетовыми с охристыми пятнами глинами и алевролитами, голубовато-серыми и серыми песчаниками. В верхней части свиты преобладают красные оттенки пород, нижняя часть преимущественно сероцветная. Породы неравномерно известковистые. В отдельных местах в низах свиты наблюдаются признаки угленосности. В основании свиты выделяется циреновый горизонт с пресноводными и солоноватоводными пелециподами, гастроподами и остракодами (А. Е. Глазунова, Н. Н. Ростовцев и др.).

Описанные отложения из Западно-Сибирской низменности продолжают к юго-западу в северную часть Тургайской впадины, в район пос. Усть-Уйского, где они описаны А. Г. Бер. В скв. 948 установлены остатки морской фауны: обломки призматического слоя иноцерамуса, губка *Erylus*, неопределенный обломок радиолярий. Эти остатки не датируют толщу, но указывают на участие в ее составе осадков прибрежно-морского происхождения. Мощность свиты на данном участке ее развития достигает 130 м. Киялинская свита залегает с размывом на палеозойских и триас-юрских отложениях и покрывается осадками хантымансийской свиты альбского возраста. Все это не противоречит готерив-барремскому возрасту киялинской свиты, установленному по разрезам Западно-Сибирской низменности и принятому на уральском совещании (1963 г.).

Северососьвинская свита (? баррем — апт)

Северососьвинская свита выделена в бассейне р. Северной Сосьвы В. А. Лидером. Представлена она серыми песками, алевролитами, частью

аргиллитами и содержит маломощные пласты бурого угля. Ей принадлежит характерный спорово-пыльцевой комплекс (по А. Д. Бочарниковой): *Caytonia oncodes* (Harris) Bolkh, *Gleichenia laeta* Bolkh., *G. triplex* Bolkh., *G. concava* (Bolkh.), *Anemia macrorhyza* (Mal.) Bolkh., *Mohria striata* (Naum.) Bolkh, *Lygodium* sp. (споры бугристые и ворсистые). По положению в разрезе и сходству литологического состава эти осадки параллелизуются с толщей викуловской свиты аптского возраста. Решением уральского совещания (1963 г.) северососьвинской свите присвоен баррем-аптский возраст.

МОРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Федоровская свита

(нижний волжский ярус — нижний валанжин)

Пограничное положение между юрской и меловой системами занимает горизонт глауконитовых и оолитовых глауконит-лептохлоритовых песчаников; ранее описанных Е. С. Федоровым и Д. И. Иловайским как зеленоватые железистые песчаники. Данные породы распространены по р. Северной Сосьве близ пос. Усть-Манья, по рекам Лопсия, Толья, Маурынья, Яны-Манья. Эта толща вместе с подстилающими алевритами выделена под названием федоровской свиты. Нижняя ее часть принадлежит нижнему и верхнему волжским ярусам верхней юры, а верхи содержат меловую фауну, определенную В. И. Бодылевским: *Garniericeras (toliense* Nik.?), *Tollia* aff. *spasskensis* Nik., *T.* aff. *stenomphala* Pavl. Н. П. Михайловым из этой же толщи определены *Tollia* aff. *tolli* Pavl. и *Aucella volgensis* Lah. Предположительно данный горизонт с фауной В. И. Бодылевский относит к самой нижней части нижнего мела — инфраваланжину (рязанский горизонт).

Харасоимская свита

(средний и верхний валанжин)

Вышележащая часть валанжина, но уже иного литологического состава наблюдается в большом обнажении по р. Северной Сосьве близ пос. Усть-Манья, а также в обнажениях по рекам Толье и Сартынье. Кроме того, она вскрыта буровыми скважинами близ пос. Усть-Манья и по р. Лопсии. Всюду она налегает на отложения нижнего валанжина без размыва, хотя граница в силу литологического различия свит достаточно резкая. Эта часть разреза нижнего мела представлена слюдястыми серыми алевритами (серая песчаная глина, по Д. И. Иловайскому) со слоями плотных серых известковистых конкреций (толщиной по 0,7 м), линзами плотного железистого песчаника с редкой вкрапленностью железистых оолитов и местами с зернами глауконита. Выше эти алевриты переслаиваются с песком.

Д. И. Иловайским, В. И. Бодылевским и Н. П. Михайловым определена фауна *Pachyteuthis anabarensis* (Pavl.), *Polyptychites tschekanovskii* Pavl., *Dichotomites* aff. *bidichotomus* Leym., *Belemnites lateralis* Phill. и др., которая в целом обнаруживает большое сходство с верхневаланжинской фауной Анабарского района. Мощность свиты 15—66 м. Поскольку низы валанжина относятся к федоровской свите, харасоимской свите следует присвоить средне-верхневаланжинский возраст.

В Северном Предуралье валанжину соответствуют черные глины, алевриты и пески с *Polyptychites polyptychus* и *Belemnites absolutus*.

Леушинская свита (готерив — баррем)

Леушинская свита выделена в Западно-Сибирской низменности по разрезам Леушинской, Уватской и Березовской опорных скважин. Она характеризуется преобладанием слюдистых алевролитов серого и темно-серого цвета с прослоями песчаников и аргиллитов. Леушинской свите довольно близко соответствует улансынская свита Северного Зауралья. Отложения леушинской свиты представлены бейделлитовыми аргиллитами с подчиненными прослоями слюдистых алевритов и песков, включающих шаровые конкреции известковистого алевролита. Аргиллиты по р. Толье содержат отпечатки листьев папоротника *Gleichenia cycadina* (Schenk.) Rуп., известно из неокомских и аптских отложений. В шаровых конкрециях найден белемнит *Aulacoteuthis cf. absolutiformis* (Sinz.), который, по Н. Т. Сазонову, является характерной формой готерив-баррема Русской платформы. Данной толще присвоен готерив-барремский возраст. Мощность ее в среднем составляет около 20 м. В южных районах Зауралья возрастным аналогом описываемых осадков является киялинская свита.

В Северном Предуралье к готерив-баррему отнесены алевриты, пески и черные глины с септариями, содержащие фауну *Aucella volgensis* L a h., *Aucella cf. keyserlingi* и др.

Викуловская свита (апт)

Осадки, относимые к викуловской свите, представлены толщей серых слюдистых песков, алевритов и глин. Характерны сидеритизация пород, включения пирита и на востоке района встречаются зерна глауконита. Мощность свиты от 10 до 100 м.

В разрезе Заводоуковской скв. 2-Р найдены остатки шишки *Pityostrobus sibirica* K g y s h t. апт-альбского возраста, а по Леушинской скважине отмечены фораминиферы. Решением совещания (1963 г.) свита отнесена к апту главным образом по ее стратиграфическому положению. Некоторые геологи считают эту свиту континентальной.

В Северо-Сосьвинском бассейне синхронные ей прибрежные и континентальные фации известны под названием северососьвинской свиты. В Северном Предуралье к апту относят пески и алевриты с растительными остатками мощностью до 125 м.

Хантымансийская свита (альб)

Стратотип свиты выделен в Западной Сибири Н. Н. Ростовцевым по скважине, пробуренной у г. Ханты-Мансийска; до этого соответствующие отложения выделялись под названием верхнейлиновых слоев. Отложения хантымансийской свиты наблюдались только по буровым скважинам — по шадринской (скв. 3), по восточным скважинам в Ирбитском районе, Туринской, Кузнецовской, Талицкой скважинам в районе ст. Шумиха. К востоку от указанных скважин свита имеет сплошное распространение, к западу выклинивается, замещаясь континентальными осадками. Осадки свиты представлены каолиново-гидрослюдистыми глинами и алевритами и слюдисто-кварцевыми песками серого и темно-серого цвета. По всей толще бывает рассеян обугленный растительный детрит. Мощность свиты возрастает на восток, достигая 100 м. Контакт с нижележащими толщами резкий. Из слюдисто-кварцевых алевритов, вскрытых скважиной, пробуренной близ ст. Шумиха, с глубины около 385 м Н. А. Белоусовой определены

фораминиферы, представленные деформированными раковинами с песчанистыми стенками, принадлежащие одному виду *Verneuilina asanoviensis* Zaspelova. В Шадринской скв. 3, по Ф. В. Киприяновой, присутствует та же форма, а также *Verneuilina polystropha* Reuss. Верхнейлиновая зона считалась ранее аптской, ввиду присутствия в ней (Макушинская и Ганькинская скважины) нескольких видов фораминифер, общих с формами, известными в апте Эмбы. Однако в 1952 г. в хантымансийской скважине в основании верхнейлиновой зоны на глубине 1649,05—1656,85 м был найден аммонит, определенный В. И. Бодылевским как *Cleoniceras bicurvatooides* Sinz., указывающий на нижний альб. В целом хантымансийской свите присвоен альбский возраст.

Уватская свита (сеноман)

Уватская свита выделена в Западной Сибири Н. Н. Ростовцевым (1956). Она сложена алевролитами, песчаниками, песками и глинами, иногда известковистыми, серого и зеленовато-серого цвета. Мощность свиты около 100 м. Палеонтологических остатков, датирующих свиту, не установлено. По стратиграфическому положению свита отнесена к сеноману.

Кузнецовская свита (турон)

Кузнецовская свита была выделена в западной части Западной Сибири по разрезам буровых скважин Н. Н. Ростовцевым (1956). Ранее отложения этой свиты выделялись почти всеми исследователями Западной Сибири под названием годриновых слоев. Отложения кузнецовской свиты прослеживаются почти во всех разрезах, разбуренных буровыми скважинами: в районе Махнево, Алапаевска, Ирбита по Кузнецовской, Туринской, Талицкой и Шадринским скважинам, по профилю г. Челябинск — г. Курган и восточнее у ст. Варгаши, к югу от последнего профиля до р. Уй. Однако в западных и южных районах данная свита распространена не непрерывно и местами отсутствует, вероятно, за счет последующих размывов. Свита представлена зеленовато-серыми аргиллитами бейделлит-монтмориллонитового состава, глауконитсодержащими и в разной степени запесоченными. В западных разрезах в составе свиты присутствуют глауконитово-кварцевые песчаники и алевриты с опоковым цементом, гравелиты с гравием кварца и стяжениями фосфорита, ярко-зеленые глауконитовые песчаники и лептохлорит-сидеритовые и лимонитовые (окисленные) оолитовые железняки, принадлежащие так называемой мугайской железорудной пачке¹. В западных разрезах мощность кузнецовской свиты измеряется метрами, восточнее в Талицкой, Шадринской и других скважинах возрастает до десятков метров. В Аятском железорудном бассейне ниже оолитовых железняков в осадках, предположительно отнесенных к данной свите, представленной глауконитово-кварцевыми песками и песчаниками, В. А. Поляным и М. Р. Узбековым найдены альб-сеноманские формы *Cucullaea glabra* Park., *C. cf. obesa* Pictet et Roux, *Nethea quinquecostata* Sow., а также туронская *Spondylus* ex gr. *spinus* Sow.

В районе Кушмурунских буроугольных месторождений встречены как сантонские, так и более древние формы, что создает известные трудности расчленения морских меловых осадков. Среди последних присутствуют альб-сеноманские *Cucullaea* ex gr. *glabra* Park., *Astarte*

¹ Мугайская «пачка», вероятно, разновозрастная — от сеномана до сантона.

ex gr. *choiensis* Illov., *Cardium transkaukasicum* Liver и сеномантуронские *Trigonia subovalis* Jimbo, *T. turkestanensis* Ar ch. (сборы А. К. Гладковского, определения О. Н. Щегловой-Бородиной). Из керна скважин по профилю Челябинск—Курган и южнее в районе пос. Баязитово Н. А. Белоусовой из толщи кузнецовской свиты определен комплекс фораминифер: *Gaudryina filiformis* Berth., *Ammobaculites rectus* Ehrem., *Am. incomprehensis* Ehrem., *Trochammina ornata* Ehrem., *Haplophragmoides darvini* Dain, *H. nonioninoides* (Reuss). По скважинам Алапаевского и Ирбитского районов из зеленовато-серых аргиллитов описываемой свиты Ф. В. Киприяновой определены: *Gaudryina filiformis* Berth., *Haplophragmoides darvini* Dain, *Reophax scorpiurus* Montfort, *R. nodulosus* Brady, *Ammobaculites* ex gr. *agglutinans* (Orb.). Большинство перечисленных форм известны в Европе из альбских и более древних отложений, ввиду чего годрииновые слои до последнего времени относились к альбу. Однако находки туронских иноцерамов и бакулитов в Тюменской, Березовской и Уватской скважинах Западной Сибири (*Inoceramus* cf. *labiatus* Schl., *In. labiatus* var. *latus* Sow., *Baculites romanovskii* Ar ch.) и туронских фораминифер в Леушинской и Кузнецовской скважинах (*Anomalina ammonoides* (Reuss.), *Gaudryina baevigata* Franke) позволили пересмотреть вопрос о возрасте свиты в Западной Сибири. Ленинградским и Свердловскими совещаниями она отнесена к турону.

Зайковская свита (коньяк—сантон—кампан)

На восточном склоне Урала зайковская свита распространена более широко в западном направлении, чем хантымансийская и кузнецовская. Отложения свиты представлены светлыми зеленовато-серыми монтмориллонитовыми и бейделлит-монтмориллонитовыми глинами и аргиллитами, содержащими прослой опок, алевролитов и песчаников. На севере Зауралья свита сложена преимущественно кварцевыми и глауконито-кварцевыми песчаниками, аргиллитами и диатомитами.

Осадки зайковской свиты присутствуют и на западном склоне Урала в районе г. Красноуфимска, а также в северном Предуралье. Они представлены в этих районах темно-зелеными глауконитовыми песчаниками, содержащими идеально окатанную гальку (Безруков, 1938).

Свита охарактеризована довольно обильным палеонтологическим материалом. Среди фораминифер присутствуют: *Haplophragmoides glomeratiformis* Zasp., *H. latidorsatum* Bronn., *H. champani* Mor., *H. rotundus* Ehrem., *Spiroplectammina lata* Zasp., *Sp. chicoana* Lalic и другие.

Сантонская фауна пелеципод в виде *Oxytoma tenuicostata* (Roemer) и *Ostrea flabelliformis* Nilss. var. *sogdiana* Rom. определена из района пос. Кушмурун О. Н. Щегловой-Бородиной. Первая из указанных форм найдена также в районе г. Красноуфимска, в Каменском районе, в бассейне р. Северной Сосьвы.

Из остракод встречены *Brachycythere alata* (Bosq.) var. *fortis* (Jones et Hinde) — форма, руководящая для сантона Украины, а также *Trochinius concentricum* (Reuss), *Trochinius punctatulus* (Jones) и *Cytherettina lepida* Jaskevich, известные по дискорбисовой зоне Среднего Зауралья.

В диатомитах данной свиты из разных мест восточного склона Урала А. И. Кротовым (1961) определены диатомовые водоросли:

Stephanopyxis schulzii Stein (в массовом количестве), *St. schulzii* var. *cretacea* Jouse (часто), *Coscinodiscus dissonus* Schulz — (часто), *Triceratium schulzii* Jouse (часто), *Hemiaulus polycystinorum* Grun. (часто), *Trinacria anissimovae* Jouse (часто), *Pyxilla cretaceae* Jouse (часто), *Poretzka mirabilis* Jouse (единично), *Micrampula parva* Наппа (единично) и др. Определены кремневые жгутиковые водоросли *Liramula furcula* Наппа, *L. simplex* Наппа, *Vallacerta hortonii* Наппа. А. И. Кротов сопоставляет данный комплекс с сенонским комплексом Гданьской бухты (Польша) и считает его верхнемеловым и не древнее сантона. Решением стратиграфического совещания (1963 г.) зайковская свита отнесена к коньяку, сантону и кампану.

Мелководные осадки, представленные кварцевыми песками с глауконитом, в верхней части с линзами и прослоями «кварцитовидных» глауконито-кварцевых песчаников с опаловым, опалово-глинистым и карбонатным цементом, фациально замещающие глинистые морские осадки нижней части зайковской свиты, выделяются в камышловскую свиту. Свита залегает трансгрессивно на различных по возрасту породах. Обычно на ней залегают породы фадюшинской, реже ганькинской свит, а на востоке глинистые осадки зайковской свиты. В камышловской свите встречаются крупные раковины устриц *Exogyra ex gr. lateralis* Nilss., *Trigonia sydorenko—ehremeevi* Shtschegl. и др. (определения О. Н. Щегловой-Бородиной), характерные для коньяк-сантонских отложений фораминиферы *Discorbis sibiricus* Dain, *Con-sorbina martini* Brotz. (определения А. И. Еремеевой), а также остракоды *Cythereis desnaensis* Lubimova (определения Э. Д. Ясевич).

Правомерность выделения камышловской свиты ряд геологов отрицает.

Фадюшинская свита

Промежуточное положение между зайковской и ганькинской свитами занимает фадюшинская свита. Ранее выделялась как нижняя пачка ганькинской свиты. Она пользуется широким распространением в Южном Зауралье, а также на севере, в бассейне р. Северной Сосьвы. В первом случае она представлена кварцевыми «узорчатыми песчаниками и кварцевыми песками (Аят, Кушмурун), а в бассейне р. Северной Сосьвы глауконито-кварцевыми песчаниками с опоковым цементом, бакулитами и скафитами. Представляется вероятным параллелизовать с ней сливные и «узорчатые» кварцевые песчаники и алевролиты бассейна рек Мугая и Тагила.

В бассейнах рек Уй, Миасс и Тобол в осадках фадюшинской пачки установлены: *Anomalina rubiginosa* Cushman (= *Cibicides temirensis* Vass.) — форма низов кампанского яруса Русской платформы; *Bolivina decurrens* (Ehr.) — маастрихтская форма Русской платформы; *Cibicides aktulagayensis* Vass. — кампанская форма, там же; *Gaudryina rugosa* Ogb., известная из туронских отложений Северного Кавказа; *Gyroidina soldanii* Ogb. — кампанская форма Южного Приуралья; *Globigerina cretacea* Ogb. — кампанская форма Южной Эмбы и кампан-маастрихтская форма Южного Приуралья; *Planulina taylorensis* (Carsey) — кампанская форма Южной Эмбы; *Pullenia dampelae* Dain, форма, известная из кампана среднего течения р. Дона и из кампан-маастрихта Южной Эмбы; *Spiroplectamina rosula* (Ehr.) — форма, известная от сантона до маастрихта.

В песчаных отложениях фадюшинской пачки П. Л. Безруковым и А. Л. Яншиным (1934) были установлены кампанские формы *Belemnitella* cf. *micronata* Schl. и *B.* aff. *micronata* Schl. Правильность их определения была поставлена под сомнение В. П. Ренгартеном (1951). Однако *B.* cf. *micronata* была позднее обнаружена А. П. Сиговым (определение О. Н. Щегловой-Бородиной); А. Н. Волковым найден обломок *Baculites vertebralis* Lam. — кампанской формы Крыма и Южного Донбасса. В бассейне р. Северной Сосьвы установлены *Baculites obtusus* Meek и *Scaphites cuvieri* Mott., характерные для нижней части кампанского яруса (Сирин, Шмакова, 1937).

Решением стратиграфического совещания фадюшинская свита отнесена к кампану-маастрихту.

Ганькинская свита (маастрихт—датский ярус)

Ганькинская свита (ганькинские слои) выделена в 1944 г. по Ганькинской скважине А. К. Богдановичем. В меридиональном направлении литологический состав свиты существенно изменяется. На юге она представлена характерным горизонтом светло-серых мергелей, изобилующих фауной. К северу от широты г. Свердловска состав осадков постепенно сменяется на существенно глинистый. По р. Северной Сосьве описываемая свита состоит из плотных зеленовато-серых глин, местами несколько мергелистых, подстилаемых мелкозернистыми песками с прослоями сидеритового песчаника. В толще содержится фауна и чешуя рыб. Мощность толщи меняется от первых десятков метров до 100 м и более.

Ганькинская свита богато охарактеризована фауной. Руководящая и часто встречаемая фауна из разных мест Урала следующая: фораминиферы — *Anomalina rubiginosa* Cush., *Bolivina decurrens* (Ehrem.), *B. plaita* Carsey, *Bolivinoidea decorata* (Jones) var. *delicatula* Cush., *B. senonicus* Dain, *Cibicides bembix* (Marsson), *Gaudryina rugosa* Orb., *Globigerina cretacea* Orb., *Pseudovigierina plummerae* Cush., *Reusella minuta* (Marsson); губки — *Rhizopoterion cervicornis* Goldf., *Ventriculites radiatus* Mand. и др.; брахиоподы — *Rhynchonella plicatilis* Sow., *Terebratula obesa* Sow., *T. carnes* Sow., *Terebratella uralica* Renng.; пелециподы — *Pecten pulchellus* Nills., *Ostrea semiplana* Sow., *Ostrea (Pycnodonta) vesicularis* Lam., *Pycnodonta nikitini* Arch., *P. donetzensis* Schatz., головоногие — *Baculites anceps* Lam., *Belemnitella lanceolata* Schloth., *B. americana* Morton, остракоды — *Orthonotacythere australa* Liepin., *Or. sibirica* Liepin., *Procytheropteron virgineum* (Jones) и др.; рептилии — *Mososaurus* sp., *Plesiosaurus* sp.

Комплекс фауны настолько обширен, что маастрихтский возраст свиты не вызывает сомнений.

На территории Зауралья, южнее широты г. Свердловска, выше мергелей ганькинской свиты располагается маломощная пачка зеленых бейделлитовых аргиллитов в нижней своей части известковистых, имеющая к ганькинской свите постепенный переход. Мощность ее составляет 6—15 м. В отложениях этой пачки Н. А. Белоусовой определен комплекс датских фораминифер: *Loxostomum plaita* (Carsey), *Sten-söina caucasica* (Subb.), *Anomalina acuta* Plumm., наряду с присутствием маастрихтских форм. В более восточных разрезах (г. Шадринск) сходный комплекс фораминифер появляется в верхней части мергелей (Ф. В. Киприянова). К ганькинской свите (верхам) отно-

сятся находки характерной датской формы *Nautilus bellerophon* Lind. Изложенное позволяет предполагать, что верхи ганькинской свиты принадлежат датскому ярусу. В целом ганькинской свите присвоен маастрихт—датский возраст.

* *
*

В течение мелового периода тектонические движения на территории Урала проявлялись в виде эпейрогенических колебаний. Современный орографически выраженный Урал оставался относительно приподнятым, а области Зауралья испытывали периодические и неравномерные погружения. В сантоне отмечаются также местные погружения отдельных участков современного Приуралья.

Состав фауны, флоры и литология осадков показывают, что климат мелового периода был теплым и влажным; только в готерив-барреме, и то на южных широтах региона, по-видимому, существовал жаркий и сухой климат. Климатические условия наряду с тектонической стабильностью приподнятых областей способствовали развитию на них коры выветривания каолинового профиля.

Общий ход эпейрогенеза в меловом периоде запечатлен отложениями морских трансгрессий (рис. 20). Вплотную к Приполярному Уралу, в связи с общими погружениями, море подступило еще на границе средней и верхней юры, а восточнее оно достигло г. Тюмени. В готерив-барреме море продвинулось на юг и достигло своей краевой частью пос. Усть-Уйского, заняв глубокие тектонические (?) впадины. В апте имеет место довольно значительная регрессия моря. При некоторых колебаниях береговой линии море продвигается в сторону Урала в альбе и туроне, причем его граница отмечается расположением ряда бассейнов оолитовых железняков; еще дальше море продвигается в сантоне. В сантоне морская трансгрессия имела место и на западном склоне Урала. Сильно продвигается меловое море на запад в кампан-маастрихте, особенно на Южном Урале, когда его береговая линия проходила через г. Челябинск, в 5—10 км западнее г. Троицка и дальше в район р. Аята. Возникновение Тургайского пролива, вероятно, следует относить к турону, в кампан-маастрихте он достигал значительной ширины, и в это время происходил свободный обмен фауной с южными морями. В датское время море регрессирует и тургайский пролив временно прекращает свое существование.

В течение мелового периода, в условиях широкого развития каолиновой коры выветривания и ее размыва, образовались богатые россыпи золота, платины и других устойчивых к выветриванию ценных минералов. В коре выветривания образовались месторождения первичных каолинов на кислых изверженных и некоторых осадочных породах, маршалитов на кремнистых породах, природно-легированных железных и никелевых силикатных руд на ультрабазитах. Происходило образование зон окисления и цементации на коренных месторождениях золота и цветных металлов. При осадочной дифференциации кварцево-каолинового кластического материала в водоемах образовались месторождения огнеупорных каолиновых глин и кварцевых (стекольных, формовочных) песков. За счет выщелоченных из коры выветривания полуторных окислов в озерных водоемах отлагались месторождения боксита, в закарстованных районах — месторождения железных руд алапаевского, а в прибрежной зоне верхнемелового моря — месторождения железных руд аятского типа.

В морских осадках образовались небольшие скопления фосфорита, местами отложились толщи глауконитовых пород.

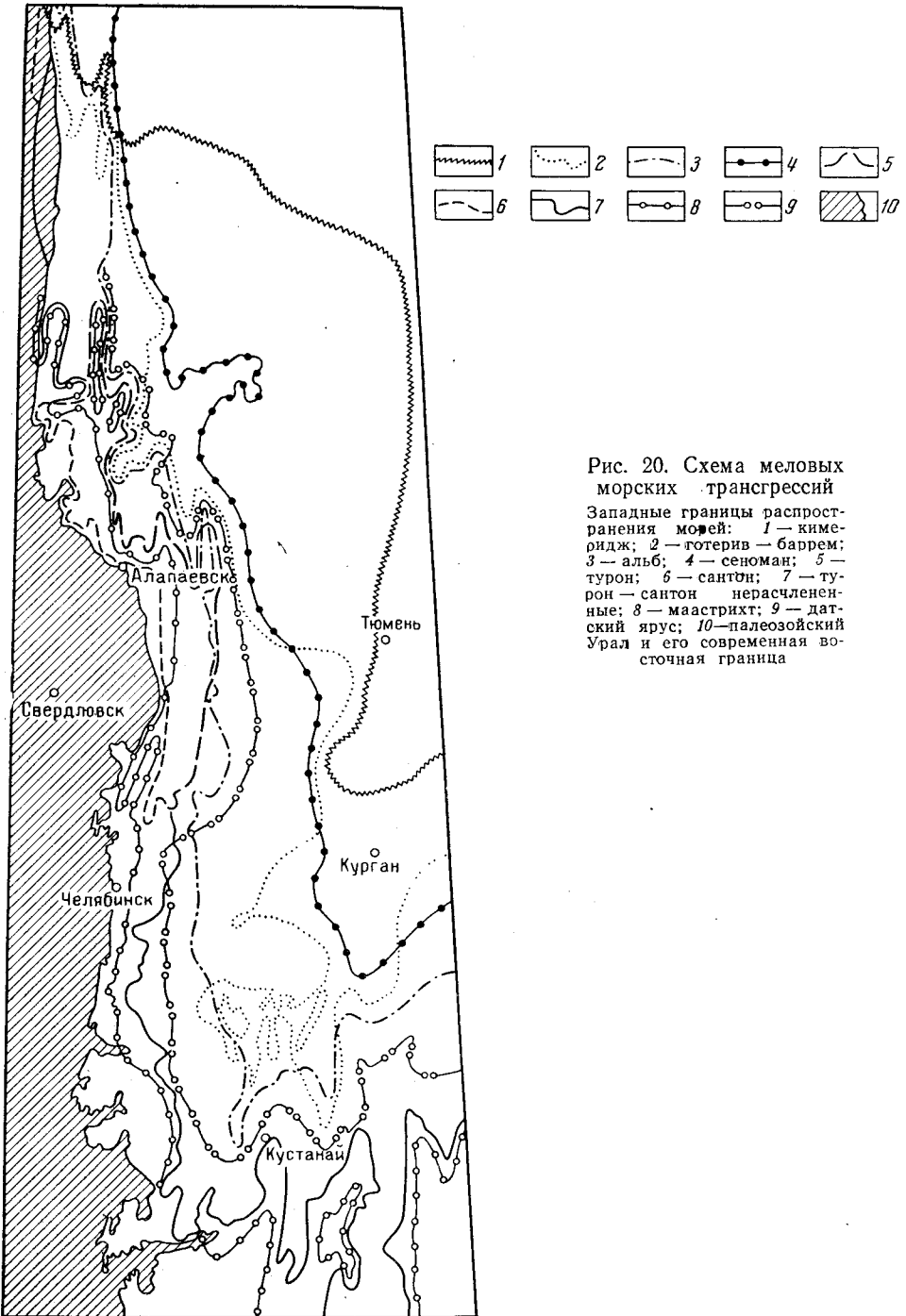


Рис. 20. Схема меловых морских трансгрессий

Западные границы распространения морей: 1 — киммеридж; 2 — готерив — баррем; 3 — альб; 4 — сеноман; 5 — турон; 6 — сантон; 7 — турон — сантон нерасчлененные; 8 — маастрихт; 9 — датский ярус; 10 — палеозойский Урал и его современная восточная граница

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Описанные ниже отложения входили ранее в состав третичной системы. В 1959 г. решением Межведомственного стратиграфического комитета третичная система разделена на две — палеогеновую и неогеновую. В числе осадков первой из них преобладают морские, образующие сплошной покров в Зауралье. Континентальные отложения палеогена распространены локально как на Урале, так и в Зауралье.

Региональная стратиграфическая схема (табл. 20) была разработана на Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири в 1956 г. В дальнейшем она подвергалась лишь незначительным изменениям при рассмотрении ее на стратиграфических совещаниях — Уральском в 1956 г., Сибирском в 1960 г., Уральском в 1963 г.

За последнее время возникла необходимость пересмотра международной шкалы в части палеогеновых отложений, ввиду того что латорфский ярус оказался прибрежной песчаной фацией различных горизонтов палеогена — от среднего эоцена по нижний олигоцен; рюпельский ярус — относительно глубоководной фацией в основном среднего, но также и нижнего олигоцена; осадки так называемого хаттского яруса переходят по простирацию в аквитанские слои, а последние в Аквитании, где выделен их стратотип, переходят по простирацию в бурдигальские, являясь их более глубоководной фацией (А. Л. Яншин¹). Таким образом, указанные западноевропейские ярусы палеогена утратили свое значение стратотипов. С другой стороны, во всех странах Средиземноморья, а также в Индии и некоторых других местах, как отмечает А. Л. Яншин, олигоцен по всем группам ископаемой фауны четко делится на три подотдела.

Трехчленное деление олигоцена проведено и в настоящей работе, оно, однако, пока не получило утверждения со стороны Межведомственного стратиграфического комитета.

Палеоцен

Талицкому горизонту соответствует то одна талицкая свита, то две свиты, ее замещающие: марсятская (нижняя) и ивдельская (верхняя).

В северных районах Зауралья западная граница распространения талицкого горизонта и граница сплошного покрова палеогеновых отложений почти совпадают, южнее первая проходит восточнее, чем граница распространения других палеогеновых отложений.

На севере в бассейне р. Северной Сосьвы выделяется нерасчлененная талицкая свита, сложенная темно-серыми аргиллитами, внизу с сидеритом общей мощностью около 100 м.

В Серовско-Ивдельском марганцеворудном районе выделяются марсятская и ивдельская свиты. В основании первой из них выделена марганцеворудная полуночная пачка, состоящая из глауконитово-кварцевых песчаников, песков и гравелитов с прослойками глин, пластами карбонатной марганцевой руды и (иногда) фосфоритовым базальным конгломератом. Мощность пачки от долей метра до 34 м. Вышележащая часть марсятской свиты сложена бейделлитовыми темными аргиллитами с прослойками марганцевой руды и глауконитово-кварцевым песком или песчаником в основании. Мощность в среднем 75 м. Свита с размывом ложится на палеозой или верхнемеловые отложения.

¹ Устное сообщение.

Система	Отдел	Подотдел	Горизонт	Корреляционная региональная стратиграфическая схема									
				Северное и Полярное Зауралье		Западный склон Среднего Урала	Восточный склон Среднего и Южного Урала		Среднее и Южное Зауралье				
Палеогеновая	Олигоцен	Верхний	Тургайская серия	Чаграйский	Хантейская свита 20 м	Туртасская свита 30 м	Наурзумская свита 10 м	Чаграйская свита 5 м	Наурзумская свита 7 м	Наурзумская свита 7 м	Чаграйская свита 5 м	Туртасская свита 50 м	
				Средний	Куртамышский	—	Новомихайловская свита 35 м		Куртамышская свита 12 м	Чиликтинская свита 40 м	Куртамышская свита 30 м	Чиликтинская свита 30 м	
		Кутанбулакская свита 30 м			Атлынская свита 60 м		Кутанбулакская свита 5 м	Кутанбулакская свита 30 м					
		Нижний		Чеганский	Чеганская свита 100 м			Чеганская свита 10 м		Чеганская свита 50 м			
		Верхний		Ирбитский	Ирбитская свита	Верхняя подсвита 50 м		Ирбитская свита	Верхняя подсвита 5 м	Саксаульская свита 2 м	Ирбитская свита	Верхняя подсвита 20 м	
						Нижняя подсвита 85 м			Нижняя подсвита 10 м			Нижняя подсвита 50 м	
	Нижний	Серовский	Серовская свита 50 м			Серовская свита 20 м		Серовская свита 40 м					
	Палеоцен	Верхний	Талицкий	Ивдельская свита 80 м	Талицкая свита 100 м		Талицкая свита 10 м	Талицкая свита 30 м					
		Нижний				Марсятская свита (с полуночной пачкой в основании) 75 м							

Ивдельская свита состоит из темно-серых опоковидных глин и бейделлитовых аргиллитов с глауконитово-кварцевыми песчаниками и песками в основании, иногда с прослойками марганцевой руды или сидерита. Мощность свиты в среднем 80 м.

В районе пос. Сосьва (на реке того же названия) по данным буровых скважин выделена нерасчлененная талицкая свита, состоящая из темно-серой опоковидной глины, содержащей прослойки тонкозернистого песка, и подстилающих ее глауконитово-кварцевых песчаников. Мощность свиты 65 м.

По р. Тагилу и ее притоку р. Мугаю ярко-зеленые и темно-зеленые глауконитовые песчаники, сопоставляемые с талицкой свитой, с резким размывом налегают на опоковые глины маастрихта. Контакт подчеркнут желваковым фосфоритовым слоем в основании песчаников и следами роющих или сверлящих организмов в верхней части меловых осадков — *Glossofungites saportai* Dew. Вверх по разрезу глауконитовые песчаники путем переслаивания переходят в толщу глинистых диатомитов светло-коричневого цвета. Мощность свиты до 35 м.

На Каменско-Шадринской площади, по буровым данным, талицкая свита состоит из глинистого глауконитово-кварцевого песка со стяжениями фосфорита, перекрытого серым или темно-серым бейделлитовым аргиллитом, который раскалывается на тонкие плитки. Мощность свиты от 30 до 75 м.

По профилю буровых скважин Челябинск—Курган—Петропавловск талицкая свита образует выдержанный горизонт, прислоняющийся на западе к «Колчедано-Коркинскому поднятию». Отложения состоят из темно-серых плитчатых аргиллитов и глауконитово-кварцевых песчаников. Аргиллиты содержат включения марказита, линзы сидерита и рыбу чешую. В западных скважинах профиля в основании свиты встречается галька подстилающих мергелей и песчаников сенона, что указывает на размыв. В разрезах более восточных скважин аргиллиты талицкой свиты вниз по разрезу сменяются светлыми голубоватыми аргиллитами, которые, обогащаясь кальцитом, образуют постепенный переход к мергелям ганькинской свиты верхнего мела. Нижняя граница талицкой свиты в данном случае проведена по кровле голубоватых аргиллитов. Мощность свиты в среднем около 10 м.

Южнее, в бассейне р. Аята, талицкая свита сильно размыта и встречена только в виде отдельных пятен при буровой разведке Аятского железорудного месторождения. Яна состоит из базального галечника или опокового конгломерата, перекрытого глауконитово-кварцевыми песками с прослоями темных аргиллитов, выше располагаются серые опоковые глины и опоки. Мощность незначительна, но местами достигает 20 м. Восточнее, в районе Кушмуруна, талицкая свита отсутствует.

Таким образом, в пределах Южного и Среднего Зауралья талицкий горизонт характеризуется выдержанным литологическим составом: преобладают темно-серые, реже серые или светло-коричневые (Мугай) аргиллиты и опоковые глины, перемежающиеся и подстилающиеся глауконитово-кварцевыми песчаниками и глауколитами. Описанный состав осадков позволяет непосредственно в поле отличать их от вышележащих опок и песчаников серовской свиты и нижележащих осадков верхнего мела. На западе ближе к Уралу породы талицкого горизонта налегают на более древние отложения с размывом, на востоке имеет место постепенный переход к верхнемеловой ганькинской свите. В Серовско-Ивдельском районе в глубокой впадине, примыкающей к палеозойскому уступу, наряду с вышеуказанными осадками присутствуют диатомиты и марганцевые руды.

По данным Н. А. Белоусовой, А. И. Еремеевой и Ф. В. Киприяновой, состав фораминифер талицкого горизонта приведен в табл. 21.

Ammodiscus incertus и *Haplophragmoides excavatus* известны из палеоценовых отложений Поволжья, *Anomalina praeacuta* присутствует в датском ярусе Северного Кавказа, палеоцене Украины, монском ярусе Швеции, *Rhabdammina cylindrica* и *Globigerina pseudobulloides* встречаются в датских и нижнетретичных отложениях Северного

Таблица 21

Состав фораминифер талицкого горизонта по районам

Формы	Серовско-Ивдельский район			Ирбит	Каменск-Шал-ринск	Челя-бинск	Кур-ган
	Полу-ночная пачка	Мар-сятская свита	Ивдель-ская свита				
<i>Anomalina praeacuta</i> Vass.							+
<i>Ammobaculites incultus</i> Ehr.				+			
<i>Am. incultus</i> var. <i>friabilis</i> Ehrem.		+					
<i>Ammodiscus incertus</i> (d'Orb.)			+			+	
<i>Cibicides</i> ex gr. <i>lectus</i> Vass.							+
<i>Cristellaria roemeri</i> (Reuss).					+		
<i>Eponides nanus</i> Reuss.			+				
<i>Globigerina triloculinoides</i> Plum.		+			+	+	
<i>Gl. voluta</i> (White)					+		
<i>Gl. pseudobulloides</i> Pl.					+		
<i>Gl. bulloides</i> Pl.					+		
<i>Gyromorphina allomorphinoides</i> (Reuss.)					+		
<i>Guttulina ipatovcevi</i> Vass.	+						
<i>Haplophragmoides ruidus</i> Ehr.				+			
<i>H. excavatus</i> Cushm. et Waters.			+				
<i>Rhabdammina cylindrica</i> Glaess.	+	+				+	
<i>Rh. robusta</i> (Gzyb.)					+		
<i>Reophax ampullacea</i> Brady					+		
<i>Trochammina globigeriniformis</i> (Parker et Jones)				+			

Примечание. Здесь и далее (табл. 20—25) знак + означает присутствие формы в данном районе.

Кавказа. Е. С. Буртман в керне талицкой скважины установлены: *Scalaria volgenica* Nets h., *Eulima angustoma* Desh., *Euspira detracta* Коен., не противоречащие палеоценовому возрасту вмещающих их осадков.

Указываемые В. П. Ренгартемом (1951) из района Полуночного месторождения марганца пелециподы *Lucina* cf. *subconcaва* Nets h., *Cytherea* aff. *lamberti* Desh. свойственны палеоцену (Овечкин, 1957). Зубы акул (табл. 22) обнаружены в районах рек Мугая, Ляли и пос. Марсята (Герасимов, 1944; Ренгартен, 1951).

Notidanus loozi известна из датского яруса Европы, приведенные виды *Synechodus* и *Scyllum*, а также *Lamna appendiculata* свойственны палеоцену. *Odontaspis bronni* и *Od. winkleri* являются эоценовыми, остальные виды известны как в палеоцене, так и в эоцене, а *Od. mac-rola* заходит даже в олигоцен.

По А. И. Кротову и К. Г. Шибковой (1961), в составе марсятской свиты удастся выделить два комплекса диатомовых водорослей: нижний с руководящим значением *Trinacria pileolus* Ehr., *Tr. pileolus* var. *josephina* Gr u n., *Hemiaulus polycystinorum* Gr u n. и верхний (глинистые диатомиты) со *Stephanopyxus laurencovi* Jones, *Hemiaulus*

Таблица 22
Зубы акул различных форм из отложений талицкого горизонта

Формы	Мугай	Марсята	Ляля
<i>Odontaspis rutoti</i> Winkl.	+		
<i>Od. cf. rutoti</i> Winkl.	+		
<i>Od. hoppei</i> Ag.	+		
<i>Od. cf. bronni</i> Ag.	+		
<i>Od. cf. marcota</i> Ag.		+	
<i>Od. cf. winkleri</i> Lr.		+	+
<i>Lamna appendiculata</i> Ag.		+	
<i>Synechodus cf. eocenus</i> Lr.	+		
<i>Scyllium vincenti</i> Demer.	+		
<i>Squatina prima</i> Winkl.	+		
<i>Notidanus loozi</i> Winkl.	+		

polymorphus var. *frigida* Grun., *Trinacria regina* var. *obtusa* A. S. Оба эти комплекса параллелизуются А. И. Кротовым с палеоценовыми комплексами диатомовых Среднего Поволжья. Ивдельская свита диатомовых не содержит. По данным спорово-пыльцевого анализа, верхняя часть талицкой свиты характеризуется преобладанием *Taxodiaceae* с участием пыльцы *Extratripopollenites*, нижняя часть — *Extratripopollenites* [*Ex. menneri* (Bolikh.) Mart., *Ex. major* Mart. и др.].

В целом палеоценовый возраст талицкого горизонта палеонтологически обосновывается более или менее убедительно.

Талицкий горизонт отвечает регрессивной стадии морского бассейна. Тургайский пролив в это время прекратил свое существование.

На западном склоне Среднего Урала аналоги талицкого горизонта отсутствуют.

Эоцен

НИЖНИЙ ЭОЦЕН

Серовский горизонт распространен в Зауралье. Здесь эоценовые отложения развиты почти повсеместно, образуя литологически характерные горизонты, соответствующие почти всему эоцену, в виде опок и песчаников серовского и вышележащих трепелов — диатомитов ирбитского горизонтов. Еще восточнее им соответствует люлинворская свита Западной Сибири.

В пределах восточного склона Среднего и Южного Урала граница распространения эоценовых осадков некогда достигала меридиана г. Свердловска (рис. 21). В Тургайской впадине и в Приаралье с ними довольно близко параллелизуется тасаранская (нижняя) и саксаульская (верхняя) свиты, хотя окончательная увязка пока встречает существенные затруднения. Так, например, нижняя возрастная граница тасаранской свиты проводится А. Л. Яншиным (1953) по основанию среднего эоцена. В западной части Южного Урала эоценовые осадки в виде «верхних» опок встречаются на водоразделах рек Сакмары, Таналыка и Губерли, продолжаясь на юг вдоль западного подножия Мугоджар. Они, по-видимому, являются аналогом тасаранской свиты. В саксаульское время здесь установлен континентальный режим. Характерным образованием континентального эоцена являются «дырчатые» кварцитовидные песчаники, содержащие отпечатки ксерофитной

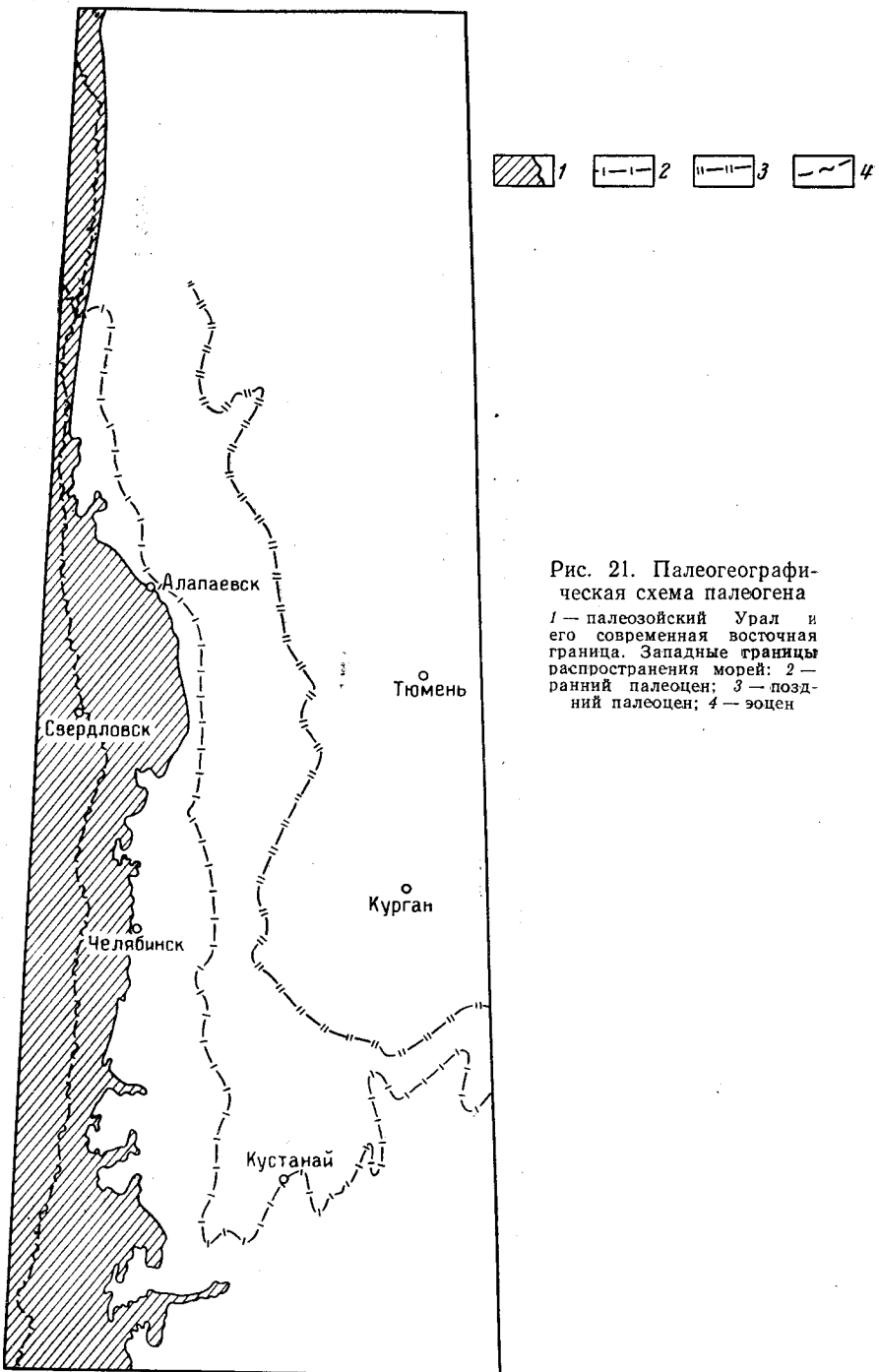


Рис. 21. Палеогеографическая схема палеогена
 1 — палеозойский Урал и его современная восточная граница. Западные границы распространения морей; 2 — ранний палеоцен; 3 — поздний палеоцен; 4 — эоцен

флоры, встречаемые на водораздельных пространствах западного и восточного склона Южного и отчасти Среднего Урала.

Нет необходимости порайонно описывать разрезы серовского горизонта, характеризующиеся, как правило, очень выдержанным вещественным составом. На всем протяжении восточного склона Урала и За-

уралья серовскому горизонту отвечает одна — серовская свита, которая состоит главным образом из опок и песчаников. Опока представляет в свежем виде темно-серую плотную породу, звонкую при ударе и образующую раковистый излом. При выветривании она светлеет, становится пористой, более легкой и теряет прочность. Обогащаясь песком, опока дает переходы к глауконитово-кварцевым песчаникам, обычно средне-, крупно- и разнозернистым. В западных участках развития серовской свиты встречаются грубозернистые и конгломератовидные песчаники, а также наблюдаются многочисленные ходы червей. Гораздо реже встречаются в составе свиты трепела-диатомиты — глиноподобные, легкие, сильно пористые, светло-серые или желтоватые породы, липнущие к языку и жадно впитывающие воду. Внешне диатомиты от трепелов неотличимы и только под микроскопом в первых видно присутствие диатомовых водорослей, часто имеющих породообразующее значение. Трепела-диатомиты наблюдались в составе свиты в северных районах Зауралья, а также в удалении от Урала к востоку, где эоцену отвечает люлинворская свита, состоящая из опоквидных глин, аргиллитов, частью опок, диатомитов и песчаников.

Из верхов серовской свиты по леушинской скважине Ф. В. Киприяновой определены фораминиферы: *Haplophragmoides excavatus* Cushman et Waters, *H. periferalexavata* Subb. и формы, неопределимые до вида.

По О. Н. Щегловой-Бородиной, в серовской свите присутствуют гексакораллы, указывающие на ипрский ярус. Форма *Oculina conferta* Edw. et Naime распространена в районе Орска, Троицка и Асбест-Егоршино, а *Diphelia raristella* Edw. et Naime — в районе Троицка, Сарбая и Асбест-Егоршино.

Из моллюсков А. Е. Петровым установлены в районе г. Кустаная *Limopsis granulata* Lam., форма, известная из бучакского яруса Украины — *Axinaea* cf. *dispar* Defr., *Meretrix* cf. *obliqua* Desh. Как известно, моллюски рода *Meretrix* имели главное распространение в эоцене.

У г. Асбеста встречена *Ostrea reussi* Netch., руководящая форма нижнего палеогена Русской платформы, а у г. Троицка — *Isocardia bipartita* Abich., руководящая форма для киевского яруса¹.

Из сборов П. Л. Безрукова и А. Л. Яншина (1934), А. Г. Бер и В. И. Матвеева В. В. Меннером определена ихтиофауна, приведенная в табл. 23.

Таблица 23

Ихтиофауна в отложениях серовской свиты

Форма	Тенетский ярус	Ипрский ярус	Лютецкий ярус	Верхний эоцен-олигоцен
<i>Otodus obliquus</i> Ag.	+	+	+	Олигоцен До олигоцена
<i>Odontaspis</i> cf. <i>acutissima</i> Ag.	+	+	+	
<i>Od. hopei</i> Ag.	+	+	+	
<i>Od.</i> cf. <i>winkleri</i> Let.		+	+	До олигоцена
<i>Od. macrotota</i> Ag.	+	+	+	
<i>Lamna vincenti</i> Men.		+	+	

¹ Данные О. Н. Щегловой-Бородиной.

Все эти формы (см. табл. 22) известны из нижних горизонтов тасаранской свиты Приаралья (Яншин, 1953).

В диатомитах, встречающихся среди опок или непосредственно покрывающих их в Серовско-Ивдельском и Каменско-Шадринском районах, установлен характерный комплекс диатомовых водорослей. Форма широкого вертикального распространения *Stephanopyxis turris* var. *intermedia* Grun. здесь нередко является породообразующей. Из 17 форм более или менее часто встречающихся в палеоцене Урала в серовской свите встречены только две. Согласно А. И. Кротову и К. Г. Шибковой (1961), полученный комплекс диатомовых водорослей серовской свиты имеет облик, совершенно отличный от палеоценового. На смену исчезнувшим палеоценовым видам *Trinacria pileolus* Ehr. var. *josephina* Grun., *Tr. pileolus* Ehr., *Triceratium Heibergii* Grun. появляются новые виды родов *Coscinodiscus*, *Stephanopyxis*, *Triceratium* и *Grunowiella*. *Triceratium ventriculosum* A. S. и при частой встречаемости *T. mirabile* Jouse — характерные формы нижнего эоцена. Комплекс серовской свиты Урала весьма сходен с комплексом камышинского яруса Поволжья, который параллелизуется А. П. Жузе с диатомовой флорой свиты Молер в Дании. В составе спорово-пыльцевых комплексов преобладают *Myricaceae*, *Moraceae*, *Myrtaceae*, *Extratrirporopollenites*.

Фораминиферы указывают на палеоцен и низы эоцена, кораллы — на ипрский ярус, моллюски говорят в пользу бучакского и киевского «ярусов», ихтиофауна говорит, скорее всего, о ипрском и лютетском (бучакском) ярусах, а диатомовые указывают на нижний эоцен.

Таким образом, нижнеэоценовый возраст серовской свиты является наиболее вероятным.

СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН

Ирбитскому горизонту во всех описанных разрезах в разных местах Урала и Зауралья отвечает одна — ирбитская свита.

Характерной породой являются трепела-диатомиты, местами переслаивающиеся или замещающиеся глауконитово-кварцевыми мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с кремнистым, трепеловым и опоквым цементом. Верхняя часть свиты, выделенная в верхнюю подсвиту, представляет собой последовательное изменение от диатомитов через серые диатомовые неслоистые, а затем слоистые глины, к зеленовато-серым слоистым глинам чеганской свиты. Эта переходная толща достигает значительной мощности в северных и восточных районах Зауралья.

На нижележащих опоках и песчаниках серовской свиты осадки ирбитской свиты залегают, как правило, без перерыва, нередко переходя к ним путем переслаивания с опоками. Стратиграфическим аналогом ирбитской свиты являются кварцитовидные дырчатые песчаники с ксерофитной флорой наземного происхождения, развитые на южных и средних широтах Урала. Местами удалось почти точно отбить границу перехода морских осадков в континентальные; в частности, эта граница проходит через пос. Аргаяш и пос. Опытная станция Чебаркульского района. Мощность свиты в среднем близка к 50 м, но в Серовско-Ивдельском районе и в восточной части Зауралья достигает 80—100 м.

Из фораминифер, встречающихся на разных широтах Зауралья, характерными для ирбитской свиты являются *Spiroplectamina calathusi* Ehm. и *S. spectabilis* (Grzyb.). Из радиолярий характерны *Cenosphaera kuschnari* Lip., *Sethopyramis victori* Lip., *Ellipso-*

xiphus chabakovi Lip., *Sethocyrtis elegans* Lip. Последние две формы переходят в чеганскую свиту.

Сходный комплекс радиолярий присутствует, по Р. Х. Липман, в верхней радиоляриевой зоне Западной Сибири. В мелкозернистых песчаниках свиты близ пос. Кушмурун найден зуб *Sparnodus stchurowskii* Rog. — форма, характеризующая эоцен, а близ г. Кустаная в базальном гравии чеганской свиты найдены явно переотложенные из подстилающих диатомитов зубы акул¹: *Odontaspis* ex gr. *macrota* Ag., *Od.* ex gr. *hoppei* Ag., *Otodus appendiculatus* Ag. Последняя из приведенных форм не поднимается выше палеоцена (Ренгартен, 1951), две остальные имеют широкое вертикальное распространение. Комплекс диатомовых водорослей содержит палеоценовые, эоценовые и олигоценовые формы Поволжья. Характерно присутствие *Melosira sulcata* var. *sibirica* Grun. (породообразующая форма в отложении данной свиты), различных представителей рода *Coscinodiscus* (*C. moelleri* Grun., *C. uralensis* Jouse и др.), а также форм переходной толщи — *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti, *Coscinodiscus argus* Ehg., кремневых жгутиковых и эбриид. В целом комплекс является весьма характерным и сохраняет свои черты в Северном, Среднем и Южном Зауралье и отличается от комплекса серовской свиты (Кротов и Шибкова, 1961). Верхняя часть ирбитской свиты характеризуется преобладанием в спорово-пыльцевом комплексе пыльцы *Castanea* sp. sp.; в нижней преобладает пыльца *Myrtaceae*, *Moraceae*, *Castaneae*.

Возраст свиты определяется как средне-позднеэоценовый, главным образом на основании ее стратиграфического положения.

Олигоцен

ВЕРХНИЙ ЭОЦЕН (ВЕРХИ) — НИЖНИЙ ОЛИГОЦЕН

Чеганский горизонт. На всем Зауралье и Приаралье и большей части Западной Сибири чеганский горизонт представлен одной — чеганской свитой. На западном склоне Урала и в Приуралье она замещается континентальными фациями. На Полярном Урале по р. Каре В. Я. Устиновым обнаружены, по-видимому, аналоги чеганской свиты.

На севере Зауралья западная граница распространения осадков чеганской свиты находится в некотором удалении от Урала, близко подступает к Лозьвинскому сбросу в районе г. Ивделя, далеко уходит на восток на широтах городов Алапаевска и Шадринска и вновь приближается к Уралу на более южных широтах. Прежнее распространение осадков несомненно было значительно более широким.

Литологический состав осадков свиты поразительно однообразен на огромных площадях от побережья Аральского моря на юге до района пос. Большого и Малого Атлыма на севере.

В типичном своем виде чеганская свита представлена зеленовато-серыми глинами различных оттенков то грубо-, то тонкослоистыми (листоватыми) за счет примазок и тонких прослоечков слюдисто-кварцевого алеврита. В верхних частях свиты увеличивается количество и мощность прослоек алеврита или мелкозернистого слюдисто-кварцевого песка. Песчаные прослойки иногда встречаются в средней части или низах свиты и в этом случае содержат примесь глауконита. Гораздо реже наблюдается гравий, мелкий галечник или конгломерат с прекрасно окатанной галькой, образующей маломощный слой в основании или в средней части свиты. В толще глин встречаются желваки или линзы сидерита и фосфорита, образующие местами довольно

¹ Находки наши, определения О. Н. Щегловой-Бородиной.

выдержанные желваковые слои, как например, в северной части Кустанайской области на левобережье и правобережье р. Тобола (фосфорит). Сидерит иногда образует крупные линзы и пласты мощностью до 1 м, как например, в районе г. Шадринска и по р. Лепле в Северном Зауралье. В линзах сидерита и фосфорита часто наблюдаются богатые скопления фауны пелеципод, гастропод, костей и зубов рыб. В глинах обычно наблюдаются мелкие стяжения пирита, кристаллы и сростки кристаллов гипса.

В западных районах, а на юге вблизи Кустанайского вала местами установлен резкий контакт отложений чеганской свиты с подстилающими их диатомитами, кое-где подчеркнутый тонким слоем гравия. Однако на остальной площади развития свиты имеет место постепенный переход от ирбитской свиты к чеганской путем переслаивания трепелов-диатомитов с глинами чеганской свиты или же через переходную толщу, описанную выше. Глины чеганской свиты относятся к монтмориллонитовой группе и, по-видимому, представлены бейделлитом. По данным химического анализа характерно заметное содержание щелочей (более 2%), щелочных земель (около 3%) и железа (валовое железо около 7%). Мощность свиты обычно измеряется десятками метров, а в районе пос. Бурмантово достигает 145 м (включая переходную толщу).

Комплекс фораминифер чеганской свиты небогатый. Здесь встречаются: *Bolivina nobilis* Hartken — олигоценовая форма Северного Кавказа; *Cibicides pigmeus* (Hartken) — позднеоценово-раннеолигоценовая форма Северного Кавказа; *Cibicides bornemanii* Вук. и другие виды *Cibicides*; *Nonion curviceptus* Subb. — раннеолигоценовая форма Северного Кавказа. Из радиолярий встречаются формы, переходящие из ирбитской свиты (см. выше).

В Северном Зауралье из района Алешкинских юрт на р. Оби¹ Н. К. Овечкиным (1954) определена фауна: *Cordiopsis incrassata* Sow., *Pitar latilamella* Luk., *Panopaea* aff. *intermedia* Sow., *Turritella sulcifera* Desh. var. *paucicarinata* Luk., *Cardita lukovichi* Ruch., близкая к *C. suessi* Коен.

В Среднем Зауралье по сборам Н. К. Высоцкого (1896) известны в чеганской свите: *Cyprina* cf. *perovalis* Коен., *Fusus* (*Neptunea*) cf. *gracilis* Costa, *F. cf. corneus* L., *F. multicaucatus* Nyst., *Modiola karpinskii* Sokol.² Позднее из района г. Шадринска О. Н. Щегловой-Бородиной определена *Isocardia* sp., имеющая сходство с *Isocardia eichwaldiana* Rom.

В северной части Кустанайской области по сборам Г. Е. Быкова, А. Г. Бер и автора установлены: *Crassatella raricostata* Alex., *Cardium cingulatum* Goldf., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Pectunculus* cf. *turangelicus* Luk., *Cyprina* cf. *perovalis* Коен., *C. ex gr. morissi* Sow., *Solecurtus* ex gr. *deshayesi* Desm.

Сборы последних лет показывают на большее развитие циприн в Среднем Зауралье. Так как циприны свойственны бореальным морям (Овечкин, 1954), то отмеченный факт характеризует относительно холодную температуру моря в Среднем Зауралье.

Вертикальное распространение форм приведено в табл. 24.

Из 18 форм акулых рыб, зубы которых известны в осадках чеганской свиты, большинство имеют широкое вертикальное распространение; руководящими для чеганской свиты, по-видимому, являются: *Odontaspis cuspidata* Ag., *Lamna vincenti* var. *uralica* Men.,

¹ Район пос. Большого и Малого Атлыма.

² Фауна нуждается в переопределении.

Galeus latus Storms., известные из олигоцена Европы. Первые два вида из приведенных присутствуют в чеганской свите Приаралья.

В составе спорово-пыльцевых комплексов преобладают *Quercus* sp. sp., *Castanea* sp., *Castanopsis* sp. sp., *Rhus* sp., *Tricolpites* sp. sp., *Tricolporites* sp. sp.

Таблица 24

Распространение форм в олигоценовых отложениях Урала и других районов

Формы	Распространение в Евразии	Распространение в Приаралье
<i>Pectunculus turanglicus</i> (<i>P. aralensis</i> Rom.) <i>Cardita suessi</i>	—	Только в саксаульской свите Чеганская свита
<i>Crassatella raricostata</i>	Верхний эоцен Карпат, нижний олигоцен Бургаса	Низы и средняя часть чеганской свиты
<i>Isocardia eichwaldiana</i>	Близка к эоценовым видам Англии	Чеганская свита
<i>Cardium cingulatum</i>	Близкие формы известны в верхнем эоцене Бельгии и исфаринском ярусе Ферганы	Саксаульская и чеганская свиты
<i>Cyprina perovalis</i> <i>Meretrix incrassata</i>	Олигоцен и частью миоцен Западной Европы Латторфский ярус	Чеганская свита
<i>Meretrix latilamella</i> <i>Solecortus deshayesi</i> <i>Panopaea intermedia</i>	Киевский ярус Украины, латторфский ярус Западной Европы, средний олигоцен Австрии	Саксаульская и чеганская свиты
<i>Turritella sulcifera</i>	— Эоцен Франции Эоцен Англо-Парижского бассейна Эоцен и нижний олигоцен Европы, олигоцен Ферганы	Чеганская свита Чеганская свита Чеганская свита Чеганская свита

Вопрос о возрасте чеганской свиты пока решен не окончательно. Имеется две точки зрения: 1) относить чеганскую свиту к нижнему олигоцену; 2) считать ее нижнюю часть верхнеэоценовой, а верхнюю — нижнеолигоценной. Поскольку последняя точка зрения была принята последним стратиграфическим совещанием, она и нашла себе отражение в настоящей работе.

СРЕДНИЙ ОЛИГОЦЕН

Куртамышский горизонт в свое время был описан Н. К. Высоцким (1896) под названием «песчаного яруса». Горизонт включает в себя кутанбулакскую и чиликтинскую свиты.

Стратотип кутанбулакской свиты выделен в Приаралье Л. Н. Формозовой (1949). А. Л. Яншин (1953) указывает на преобладание в составе свиты двух фациальных типов: «первый из них и, пожалуй, наиболее характерный — это тонкое горизонтальное переслаивание слюдистых алевролитовых глин и глинистых алевролитов грязно-белого, желтоватого и светло-серого цвета... Вторая весьма распространенная фация кутанбулакской свиты представлена мелкозернистыми песками грязно-белого, желтоватого и зеленовато-серого цвета, обычно содержащими большую или меньшую примесь алевролитового и глинистого материала» (Яншин, 1953). А. Л. Яншин указывает, что эта свита в некоторых пунктах сложена преимущественно или даже почти исключительно песками. Песчаная фация связана постепенными переходами с менее распространенной фацией оолитовых железняков гидрогетит-лептохлоритового состава. Пески обычно косослоисты.

В. А. Вахромеев указывает, что в обрывах залива Перовского описываемая свита («1-я свита» В. А. Вахромеева) сложена светлыми кварцевыми мелкозернистыми песками.

Стратотип чиликтинской свиты описан А. Л. Яншиным в Приаралье в разрезах, расположенных севернее берегов залива Перовского, где свита «представлена фацией тонких горизонтально слоистых плитчатых бескарбонатных глин лилового, коричневатого-серого или шоколадного цвета, с многочисленными кристаллами гипса и канареечно-желтыми выцветами ярозита» (Яншин, 1953).

Нами приведено подробное описание стратотипов для того, чтобы устранить ту путаницу в диагностике свит, которая существует в настоящее время.

Обращаясь к восточному склону Урала и Зауралья, мы можем отметить почти полную аналогию в литологическом составе кутанбулакской свиты с Приаральем. Главным членом осадков являются характерные белые или светлоокрашенные мелкозернистые и тонкозернистые кварцевые или слюдисто-кварцевые пески. Однако в отличие от Приаралья эти отложения редко бывают косослоистыми, обычно же они горизонтальнослоисты или же лишены ясной слоистости. Пески содержат тонкие прослойки черного шлиха, наблюдающиеся настолько часто, что они могут служить маркирующим признаком. От описанных песков наблюдаются переходы к светлым зеленоватым, голубоватым (в зоне окисления желтым и буроватым) алевритам, а от алевритов к тонкослоистым глинам. Пески то целиком слагают всю толщу, то переслаиваются с вышеописанными алевритами или глинами, иногда же толща нацело сложена алевритами и глинами.

В осевой части Тургайской впадины к северу от Кустанайского вала встречена особая фация — сильногипсоносных глин кутанбулакской свиты.

На западе близ Урала и на юге близ Кустанайского вала осадки кутанбулакской свиты залегают с явным размывом на чеганских глинах, диатомитах ирбитской свиты или даже на палеозойских породах. К востоку от Урала и к северу от Кустанайского вала переход от чеганской свиты к кутанбулакской совершенно постепенный, и в целом ряде обнажений можно наблюдать как тонкослоистые светлые зеленоватые глины описываемой свиты вниз по разрезу постепенно переходят в зеленовато-серые глины чеганской свиты. В других случаях переход совершается через переслаивание глин чегана с песками кутанбулакской свиты. Пески кутанбулакской свиты имеют преимущественно кварцевый состав. Химический анализ песка, из которого отмучена глинистая фракция, показывает содержание кремнезема 93—97%.

Состав тяжелой фракции поразительно выдержанный на всей территории Среднего и Южного Зауралья (табл. 25).

Состав шлихов обнаруживает резкое преобладание устойчивых к выветриванию минералов и может иметь маркирующее значение.

Локальное развитие в составе свиты имеют оолитовые железняки. Среди палеогеновых оолитовых железняков А. П. Сигов (1956) различает два стратиграфических горизонта: первичные лептохлоритово-сидеритовые, в той или иной степени окисленные железняки, нередко массивной текстуры, принадлежащие кутанбулакской свите, и вторичные — переотложенные с гидротетитовыми оолитами и обычно косо-слоистой текстурой пород, относящиеся к чаграйской свите.

Мощность кутанбулакской свиты колеблется в пределах от нескольких метров до 30—40 м.

Чиликтинская свита распространена менее широко, чем кутанбулакская. Ее осадки вытягиваются полосами вдоль долинообразных

Таблица 25

Состав тяжелой фракции (в %) в отложениях куртамышского горизонта

Минералы	Пос. Маслово Курганской области	Тобольское месторождение Кустанайской области (по П. В. Нечаеву)
Ильменит и лейкоксен	73	67
Циркон	12	10
Рутил	4,7	2,5
Кианит, турмалин, ставролит . .	4,5	4,7
Магнетит	0,5	Следы
Эпидот, цоизит	5,2	10,5
Амфиболиты, пироксены, гранаты	0,5	1,5*

* Из результатов анализа исключен хлорит (11,5%), попавший, вероятно, из почвы россыпи.

понижений в поверхности морского палеогена или же образуют более или менее значительные пятна среди гораздо более обширных полей распространения кутанбулакской свиты.

Отложения чиликтинской свиты чаще всего представлены шоколадно-коричневыми глинами, реже серовато-белыми, свинцово-серыми и черными глинами, содержащими обугленный растительный детрит и лигнитизированную древесину. Глины часто листоватые или плитчатые и переслаиваются тонкозернистым слюдисто-кварцевым песком. Присутствуют стяжения пирита, а на поверхности обнажений наблюдаются выцветы ярозита. Мощность чиликтинской свиты составляет 10—20 м, но в депрессиях ложа достигает 70 м. Контакт осадков чиликтинской свиты с чеганскими глинами всегда резкий, иногда подчеркнут слоем мелкого кварцевого гравия.

С кутанбулакской чиликтинская свита то связана постепенным переходом, то имеет резкую границу. Наблюдались многочисленные случаи различного соотношения литологических разностей, относимых к кутанбулакской и чиликтинской свитам: то первые залегают под вторыми (как описано в Приаралье А. Л. Яншиным), то наоборот, иногда наблюдалась даже неоднократная их перемежаемость.

Для иллюстрации приводим разрез скважины, пробуренной в пос. Боровое Курганской области (сверху вниз):

- | | |
|--|-------------|
| 1. Зеленоватая глина с прослойками слюдисто-кварцевого песка (кутанбулакская свита) | 0—0,8 м |
| 2. Серый слюдисто-кварцевый мелкозернистый песок с зернами черного рудного минерала (кутанбулакская свита) | 0,8—11,0 „ |
| 3. Шоколадно-коричневая глина с прослойками мелкозернистого слюдисто-кварцевого песка и растительными остатками (чиликтинская свита) | 11,0—17,6 „ |
| 4. Зеленовато-серая глина с прослойками мелкозернистого слюдисто-кварцевого песка (чеганская свита) | 17,6—31,6 „ |

Вышеприведенные данные свидетельствуют о том, что в Зауралье описанные толщи местами утрачивают значение стратиграфических свит и должны рассматриваться как фации.

На фациальное соотношение описываемых осадков было указано еще Н. К. Высоцким (1896): «Уже в век отложения яруса белых песков... морские отложения сменяются образованиями, содержащими остатки живших на суше растений в виде лигнита и янтаря, что указывает, очевидно, на значительное развитие материковой жизни».

В связи со сказанным для части описываемой площади выделена куртамышская свита¹, включающая как фации литологические аналоги кутанбулакской и чиликтинской свит. На севере Зауралья отложения кутанбулакской и чиликтинской свит известны под другими названиями (атлымская и новомихайловская свиты).

Палеонтологические данные по описанным отложениям пока невелики. Н. К. Высоцким в низах песчаного яруса были установлены зубы акул, «хотя быть может уже во вторичном местонахождении» (Высоцкий, 1896). находка зубов акул была повторена нами, причем зубы были извлечены из гипсоносной фации глин кутанбулакской свиты. Из приведенных Н. К. Высоцким форм *Lamna (Odontaspis) cuspidata* Ag. является олигоценовой формой, в Приаралье и Зауралье ниже чеганской свиты она неизвестна; *Galeocerdo minor* (= *G. latidens* Ag.) — форма, известная в олигоцене Джиль-Тау, в Зауралье ниже чеганской свиты также неизвестна; *Myliobatis toliapicus* Ag. — форма, описанная из олигодена Джиль-Тау и спондиловых глин г. Киева (Меннер, 1928). Остальные встреченные формы имеют широкое вертикальное распространение.

В светлых плитчатых глинах чиликтинской свиты близ ж.-д. ст. Джаныспай (Кустанайская область) встречены отпечатки листьев деревьев листопадного типа и среди них хороший отпечаток *Cercidiphyllum elongatum* Brown, свидетельствующий, по А. Н. Криштофовичу, о третичном и лишь предположительно о верхнеолигоценном возрасте встреченной флоры.

Из отложений р. Тавды, литологически сходных с чиликтинскими, Л. В. Введенским (1933) была описана флора, которую мы приводим в табл. 26, сопоставляя с флорами Приаралья (Яншин, 1953) и Башкирского Приуралья (В. Л. Яхимович)².

Как следует из табл. 26, только четыре формы не встречены в Приаралье или в Башкирии. Из их числа *Myrica Torreyi* известна от олигодена до среднего миоцена, а *Woodwardia latiloba* является третичной формой.

Таким образом, палеонтологические данные позволяют параллелизовать чиликтинскую свиту с флороносными осадками тургайской серии Приаралья и нижней угленосной толщей Башкирии. По стратиграфическому положению, при наличии постепенного перехода от нижнеолигоденовых слоев чеганской свиты к осадкам кутанбулакской свиты, возраст последней с большей долей вероятности определяется как среднеолигоденовый. Чиликтинская свита, фациально замещающая и лишь частично, возможно, перекрывая кутанбулакскую, будет, очевидно, иметь тот же возраст, что и куртамышская свита в целом.

Куртамышская свита содержит богатые спорово-пыльцевые комплексы, в которых преобладают *Podocarpus* sp., *Tsuga* sp., *Picea* sp., *Pinus* sp. sp., Taxodiaceae, *Pterocarya* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., *Betula* sp., *Alnus* sp., *Carpinus* sp., *Corylus* sp., в небольшом количестве присутствуют *Sabal* sp., *Zelcova* sp., *Lauraceae*, *Nussa*.

Осадки кутанбулакской и чиликтинской свит в Приаралье рассматриваются как континентальные. Что касается Зауралья, то еще более столетия назад Н. К. Высоцкий (1896) говорил: «Во время отложения этих песков (относимых сейчас к кутанбулакской свите А. С.), т. е. в середине или конце олигодена ... уменьшение глубины Западно-Сибирского нижнетретичного моря завершилось ... исчезновением того

¹ Стратотип выделен на р. Куртамыше (Курганская область), где известен ряд прекарных обнажений описываемой толщи.

² В дальнейшем списки флоры были расширены при работах М. Н. Дегтевой и Н. Б. Малютина.

Таблица 26

Флора из отложений куртамышской свиты

Флора с р. Тавды	Свиты Приаралья			Базальная или нижняя угленосная толща Башкирии
	кутанбулакская	чиликтинская	чаграйская	
Taxodiaceae				
<i>Taxodium distichum miocenum</i> Heer.	+	(+)	(+)	+
<i>Sequoia Langsdorffii</i> (Brongn.) Heer.	(+)	+	(+)	+
Salicaceae				
<i>Populus balsamoides</i> Goerpp.	+	(+)	(+)	+
Myricaceae				
<i>Myrica Torreyi</i> Lesq.				
Betulaceae				
<i>Carpinus grandis</i> Ung.	+	+	+	+
<i>Corylus Macquarii</i> Forbes.	+	+	(+)	+
<i>Alnus Kefersteinii</i> Ung.		(+)	(+)	+
<i>Alnus nostratum</i> Ung.	+	+		
<i>Betula macrophylla</i> Goerpp.		(+)	(+)	+
<i>Betula prisca</i> Ett.				
Fagaceae				
<i>Quercus groenlandica</i> Goerpp.				
Magnoliaceae				
<i>Magnolia spectabilis</i> Khowlt.				
Polypodiaceae				
<i>Woodwardia latiloba</i> Lesq.				

Примечание. Скобками отмечена недостаточная достоверность принадлежности находок к данной свите.

пролива, который соединял этот бассейн с южным». Пески являются «осадком уж очень обмелевшего бассейна...» (стр. 75).

По большому распространению описываемых осадков в виде сплошного покрова на протяжении почти 2000 км (от Аральского моря до низовьев р. Оби), шириной в несколько сот километров, по поразительно однообразным — литологии и шлиховому составу осадков, по наличию постепенного перехода к чеганской свите и по присутствию в низах толщи зубов акул, генезис кутанбулакской свиты нами принимается как преобладающе морской¹. Море было, очевидно, мелководным, на что указывает преобладание песчаных толщ, которые, правда, отлагались, вероятно, не одновременно, так как отступление моря захватывало более или менее продолжительное время.

¹ Этот взгляд был нами высказан еще в 1956 г. на совещании по стратиграфии Сибири (Аграновская и др., 1957).

В параллической зоне отступающего кутанбулакского моря образовывались озерные, болотные и частью речные осадки, входящие в состав так называемой чиликтинской свиты. К изложенным взглядам несколько приближаются выводы В. В. Лаврова (1951), объединяющего описанные выше осадки в единую индрикотериевую свиту, причем между ней и чеганской свигой В. В. Лавров выделял так называемые сарыинские слои лагунного происхождения.

На западном склоне Среднего Урала стратиграфические аналоги описанных отложений не установлены. Возможно, их следует искать среди отложений наиболее высоких речных террас.

ВЕРХНИЙ ОЛИГОЦЕН

Чаграйский горизонт включает наурзумскую, чаграйскую, хантейскую и туртасскую свиты. Наурзумская свита выделена А. Л. Яншиным в 1953 г. в районе Наурзумского государственного заповедника в Тургайской впадине. Отложения эти прослежены в северной части Зауралья под названием хантейской свиты. В восточной части описываемого региона наурзумская и чаграйская свиты сменяются туртасской свитой.

Осадки наурзумской свиты развиты в пределах Уральского и Казахского горных сооружений или вблизи них и не встречаются в большом удалении от них в Западной Сибири. Осадки свиты развиты локально в виде полос и более или менее крупных пятен различной формы. Они всюду налегают с размывом на более древние породы. Отложения состоят из каолиновых глин, каолиново-кварцевых алевроитов, кварцевых песков, гравия и галечника. В общем случае в верхах толщи присутствуют глины, в низах базальный слой в виде галечника, гравия и песка, иногда, однако, отсутствующий. В верхней части разреза наурзумской свиты белые каолиновые глины нередко окрашены окислами железа в розовый, лиловый и ярко-малиновый цвет и содержат гнезда и прожилки красно-бурых железистых образований явно эпигенетического характера. В этом случае глины аральской свиты налегают на описываемую толщу с размывом. В других случаях наблюдается постепенный переход от наурзумской свиты к аральской через голубоватые, зеленоватые или пестрые (красные, зеленоватые, голубые, охристо-желтые) глины. В составе белых глин присутствуют каолинит, гидрослюда (главным образом, монотермит) и тонкодисперсный кварц. Пески свиты являются почти мономинеральными кварцевыми (содержание кремнезема составляет 95—98,5%). Шлихи состоят почти исключительно из устойчивых к выветриванию минералов. Мощность отложений колеблется в пределах от 2 до 20 м.

На западном склоне Урала к наурзумской свите могут быть отнесены так называемые «белоцветы» в виде кварцевых галечников, кварцевых песков и каолиновых глин, которые слагают VI надпойменную террасу, иногда же выполняют карстовые углубления в подоле V террасы (Щукина, 1947). Эти же отложения развиты в районе Уфимского плато, где с ними связаны месторождения «вторичных» (по В. А. Варсанюфьевой) огнеупорных глин.

Наурзумская свита охарактеризована в ряде мест флорой, которая приводится в табл. 27 (Щукина, 1947; Никифорова, 1948; Варсанюфьева, 1927; Краснов, 1948).

Растительные остатки наиболее богатой смолинской флоры, как считает Р. Худайбердыев, отвечают растительности болот (болотный кипарис) и прилегающих возвышенностей (секвойи, кипарисовые и др.). Эта флора представлена теплолюбивыми видами, произрастающими

Флора из отложений наурзумской свиты

Флора	Оз. Смолино	Колчино	Уфимское плато	Песте- риха	Мокро- полье	р. Кама
<i>Podocarpoxylon uralense</i>						
Chudajb.	+					
<i>Pseudolaricixylon firmoides</i>						
Chudajb.	+					
<i>Pinuxylon paxii</i> Goth.	+					
<i>Taxodioxyton sequoianum</i> Goth.	+					
<i>T. distichum</i> (Mercl.) Jarm.	+	+			+	
<i>T. ishikuraense</i> Takamatsu	+					
<i>T. taxodii</i> Goth.	+					
<i>T. criptomerioides</i> Chudajb.	+					
<i>T. athrotaxoides</i> Chudajb.	+					
<i>Glyptostroboxylon tenerum</i> (Кра- us.) Conw.	+					
<i>Taiwanioxylon krashennikovii</i> (Jarm.) Chudajb.	+					
<i>Cupressinoxylon hausrueckianum</i> Hofm.	+					
<i>C. durum</i> Göpp.	+					
<i>C. uralense</i> Jarm.	+	+			+	+
<i>Juniperoxyton uralense</i> Jarm (Cu- pressinoxylon uralense Jarm.)				+		
<i>Chamaecyparixylon polonicum</i> (Kräusel) Chudajb.	+					
<i>Ch. cf. polonicum</i> (Kräusel)	+					
Chudajb.	+					
<i>Libocedroxylon austrocedroides</i>						
Chudajb.	+					
<i>Li. cf. austrocedroides</i> Chudajb.	+					
<i>Equisetites limosellum</i> Heer.	+					
<i>Araucarioxyton</i> sp.			+			
<i>Abies</i> sp.			+			
<i>Betula</i> sp.					+	
<i>Carpinus</i> sp.					+	
<i>Tilia</i> sp.					+	
<i>Pterocarya</i> sp.					+	

сейчас в несколько измененном виде на тихоокеанском побережье Северной Америки, в горах Японии и Тайваня, в юго-восточном Китае — в убежище субтропической и теплоумеренной листопадной флоры.

По своему составу смолиная флора имеет наибольшее сходство с флорой бурых углей Башкирии и с томской, тарской и киреевской флорой Западной Сибири, возраст которых, по данным П. И. Дорофеева, может быть от верхнеолигоценного до сакмарского.

К наурзумской свите приурочены все месторождения палеогеновых огнеупорных глин Урала. За границами описываемого региона, как нам представляется, ее вероятные аналоги, в виде основной и верхней угленосной свит Башкирии, несут промышленную угленосность¹.

Чаграйская свита выделена в Приаралье в 1949 г. В хорошо изученных участках отложения чаграйской свиты залегают в эрозионных ложбинах и прослеживаются по профилю на многие десятки километров, перекрывая с резким размывом более древние толщи различного возраста. Осадки свиты представлены разнозернистыми песками с резко выраженной косою слоистостью (до 40° к горизонту), содержащими прослойки железистых песчаников. Местами пески чаграйской

¹ Правомерность такого сопоставления признает В. Л. Яхимович (1958).

свиты обогащены оолитами гидрогетита, переотложенными за счет размыва оолитовых железняков кутанбулакской свиты¹.

В толще косослоистых песков наблюдаются тонкие прослойки серой глины, залегающие почти горизонтально и срезающие косое напластование. В основании толщи нередко присутствуют базальный гравий и галечник. В железистых песчаниках встречаются многочисленные растительные отпечатки плохой сохранности, среди которых из района р. Кундузды А. Н. Криштофовичем определены *Phragmites oeningensis* А. В. Г., *Ulmus* sp. В железистых песчаниках у пос. Новокатенино на Южном Урале найдена *Anodonta* sp. Мощность свиты достигает 30 м.

Судя по характеру осадков, форме залегания и локализации, чаграйская свита представлена речными, а наурзумская — озерными и речными отложениями.

Туртасская свита сложена мелкозернистыми песками и алевритами, переслаиванием глин и песков, диатомовыми глинами с *Melosira praeislandica* Jouse и др. и отложена, по-видимому, в довольно обширном водном бассейне.

При недостаточности палеонтологических данных возраст чаграйского горизонта определяется в значительной степени по его стратиграфическому положению, выше куртамышской и ниже аральской свиты, как верхнеолигоценый. Породы куртамышского и чаграйского горизонтов составляют тургайскую серию.

* *
*

В палеогене погружения Зауралья достигли своего максимума. Климат изменялся от жаркого, частью ксеротермического (в эоцене), до умеренно теплого и влажного в конце палеогена. Климатические условия были благоприятны для образования каолиновой коры выветривания.

После датской регрессии в первой половине палеоцена море вновь несколько приближается к Уралу. Новая значительная регрессия моря наступает во второй половине палеоцена. Из Привдельской впадины, однако, море не уходило в связи, вероятно, с погружением днища этой впадины.

В эоцене происходит максимальное продвижение моря к западу. Тургайский пролив был заполнен морскими водами во всю его ширину, а западный берег моря почти достигал современного хребта. Близким к эоценовому был уровень моря, вероятно, и в чеганское время. Отступление моря в среднем олигоцене сопровождается образованием регрессивной толщи — преимущественно песчаных отложений кутанбулакской свиты. Смена морского режима на континентальный, обусловленная общими поднятиями Урала и Зауралья, совершается последовательно с юга на север и захватывает, вероятно, значительный промежуток времени. Поднятия местности, вызвавшие регрессию моря, сопровождаются небольшими местными дислокациями палеогеновых толщ (см. рис. 21).

С морскими осадками палеоцена связаны в Привдельской впадине марганцевые руды. Более широким было образование в палеогене трепелов, глауконитовых пород и фосфоритов. Стадии регрессии

¹ Характерным примером этого являются косослоистые пески и железистые песчаники лога Кошмура, близ оз. Кушмурун, которые А. Л. Яншин (1953) правильно относит к чаграйской свите. Эти породы, как показали работы Сигова, местами избилуют оолитами гидрогетита, ошибочно принятыми в свое время Г. Е. Быковым за магнетит.

олигоценового моря отвечает образование на обширной площади Зауралья кварцевых песков, содержащих минералы титана и циркония, а также оолитовых железняков. На континенте в это время образовались россыпные месторождения, железные руды, огнеупорные глины, кварцевые пески.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Миоцен

КАРАКОЛЬСКАЯ СЕРИЯ

Каракольской серии принадлежат аральская, выделенная в Приаралье, и жиландинская свиты. Первая из них широко развита в южной части Зауралья; жиландинская свита наблюдалась только в Пришимье, а севернее неизвестна. На восточном склоне Урала каракольской серии отвечает красноцветная толща, несомненно соответствующая аральской и, возможно, жиландинской свите.

Аральская свита может рассматриваться как характерный маркирующий горизонт. Осадки аральской свиты сплошным покровом залегают на Убаган-Ишимском междуречье и лишь локально развиты к западу от р. Убагана. Севернее, в восточной части Челябинской области и в западной части Курганской области, отложения свиты образуют широкие полосы или отдельные пятна на обширных водораздельных пространствах Зауралья. Западнее, в пределах восточного склона Южного Урала, они залегают как на водоразделах, так и в меридиональных ложбинах.

На западном склоне Среднего Урала красноцветные отложения, вероятно, отвечающие аральской свите (или же каракольской серии), слагают V надпойменную террасу, принадлежащую комплексу «верхних террас» западного склона (Шукина, 1947).

В Зауралье аральская свита сложена зеленовато-серыми, грязно-зелеными или голубовато-зелеными плотными неслоистыми глинами, по-видимому, бейделлитового состава. Глины содержат желваки, друзы и кристаллы, реже маломощные пласты гипса, крупные стяжения известняка и бурый или черный железистый бобовник. На поверхности с ними нередко бывают связаны засоленные почвы. Местами в низах толщи присутствуют почти черные глины, обогащенные тонким обугленным растительным детритом¹. Более часто наблюдаются в основании толщи уже упоминавшиеся выше пестроцветные глины, образующие постепенный переход к наурзумской свите. На восточном склоне Урала аральская свита представлена малиново-красными и красно-бурыми неслоистыми глинами, содержащими железистый бобовник, конкреции известняка и щетки гипса. Мощность свиты достигает 20—30 м. На западном склоне Урала осадки свиты состоят из галечников, бурых и красно-бурых песков и пестроокрашенных глин. Мощность свиты 5—8 м (Шукина, 1947). В северных районах Зауралья Н. К. Высоцкий (1896) описал пресноводные отложения обширного озерного водоема миоцен-плиоценового возраста.

В спорово-пыльцевом комплексе, полученном из черных глин аральской свиты, выступающем в обнажениях по р. Кундузде (Кустанайская область), споры почти отсутствуют, половина пыльцы принадлежит сосне, из покрытосеменных преобладающая часть принадлежит пыльце травянистых растений и меньшая — древесных, в числе которых, наряду с березой и ольхой, присутствовали такие относи-

¹ Потери при прокаливании составляют 30%.

тельно теплолюбивые формы, как дуб, каштан, тутовые, платан, гикори.

Находок фауны, достоверно относящихся к аральской свите, в описываемом районе неизвестно. Как справедливо отмечает В. В. Лавров (1951), находки фауны, согласно которым определялся ранее плиоценовый возраст аральской свиты, сомнительны, так как нет уверенности в их принадлежности к этой свите.

Генезис осадков свиты не вполне ясен. В Зауралье осадки, вероятно, образовались в засоленных озерах. Водораздельные плащи красноцветных отложений с железистым бобовником на Урале, вероятно, имеют пролювиальный генезис.

Отложения, отнесенные к жиландинской свите на восточной окраине Тургайской впадины, представлены кирпично-красными мергелистыми глинами с известковистыми журавчиками, а иногда также с «картечинами» марганцовистого гидрогетита и литологически являются точным аналогом чокракско-тарханских красных глин северо-восточного Устюрта. Мощность свиты достигает 45 м (Яншин, 1953).

При отсутствии в описываемом регионе палеонтологических данных для определения возраста свит, последние могут быть параллелизованы с аральской и жиландинской свитами Приаралья и отнесены к миоцену. По сравнению с Приаральской схемой (Яншин, 1953) на совещаниях по стратиграфии Урала и Сибири произведены небольшие изменения возраста свит (табл. 28).

Плиоцен

Кустанайская свита

На восточном склоне Урала, в Зауралье и в Тургайской впадине в середине плиоцена в основном завершилась перестройка речной сети. Плиоценовые осадки в виде кустанайской свиты слагают верхнюю цокольную террасу современных рек. Высота террасы над рекой варьирует в зависимости от положения пункта наблюдения в речной системе и достигает как максимум 50—70 м. В виде исключения в Пришимье в районе ст. Есиль кустанайская свита слагает аккумулятивную террасу.

В составе свиты наблюдаются серые, зеленоватые и ржавые глины, мергели и пески, в основании нередко присутствует полимиктовый галечник.

Встречаются также некрупные конкреции известняка, мелкие щетки гипса и мелкий железистый бобовник. Отложения свиты с резким размывом ложатся на все более древние породы. Мощность свиты до 30 м.

На восточном и на западном склонах Урала кустанайскую свиту образует так называемая красноцветная толща, состоящая из малиново-красных и красно-бурых глин, песков и полимиктовых галечников с железистым бобовником¹.

Из кустанайской свиты в районах Зауралья произведены многочисленные сборы фауны. Комплекс фауны по наличию гастропод из подрода *Tylorota*, скульптивированных вивипарусов и обилию унионид, В. А. Линдгольм (1932) уверенно относил к среднему плиоцену (левантинские слои), считая его родственным среднеплиоценовой фауне юго-восточной Европы, но чуждым фауне Китая и Дальнего Востока. Следует, однако, заметить, что сходство скульптивированных раковин

¹ Таким образом, в неогене на восточном склоне Урала образовались две красноцветные толщи, представляющие аналоги каракольской и кустанайской свит.

Схема стратиграфии неогена

Система	Отдел	Подотдел	Ярус	Серия	Корреляционная региональная стратиграфическая схема							
					Западный склон Среднего Урала	Восточный склон Среднего и Южного Урала	Среднее и Южное Зауралье					
Неогеновая	Плиоцен	Верхний	Апшеронский	Каракольская	Аральская свита 10 м	Красноцветная толща нерасчлененных жиландинской и аральской свит 10 м	Жиландинская свита 6 м					
			Акчагыльский									
		Средний	Киммерийский					Пески, глины и галечники с углистыми прослоями (в переуглубленных долинах) 50 м	Кустанайская свита 8 м	Кустанайская свита 8 м		
			Понтический Мэотический									
		Миоцен	Верхний					Сарматский	Каракольская	Аральская свита 10 м	Красноцветная толща нерасчлененных жиландинской и аральской свит 10 м	Жиландинская свита 6 м
								Средний				
	Нижний		Бурдигальский	Каракольская	Аральская свита 12 м							

вивипарусов не всегда есть выражение их тесного родства, как это указывал Л. Ш. Давиташвили на основании изучения вивипарусов Славонии. Возможно повышение верхней возрастной границы свиты, на что указывают остракоды, а из пелеципод — *Corbicula fluminalis* Müll., которая встречается в Каспийском бассейне, начиная с апшеронского яруса (и выше); в Черноморском же бассейне эта форма известна в гурийских, чаудинских и краснокурских слоях (по данным Л. Г. Каманина и А. Г. Эберзина). Среди остракод из кустанайской свиты Э. Д. Яскевич определены: *Limnocythere inlauta* Mandelstam, *L. scharapovae* Schweyer, *L. intermedia* Livental и *L. cf. alveolata* Suzin, известные из акчагыла Нижнего Поволжья, Казахстана и Северного Кавказа; *Cytherissa cf. bogatschovi* (Liv.), встречающаяся в акчагыле и апшероне Казахстана и Волгоградской области, и *Hyocypris bella* Schagar. — апшеронская форма Северного Кавказа. Остальные формы остракод имеют широкое вертикальное распространение. К кустанайской свите могут быть отнесены зеленовато-серые песчано-глинистые отложения 75-метровой террасы р. Урала в пределах Аккермановского рудника с унионидами, а также пестрые мергели и глины с вивипарусами и унионидами горы Полковник близ

г. Орска (Яншин, 1948). Приведенные палеонтологические данные и сопоставление с Башкирским Уралом и Приуральем позволяет присвоить кустанайской свите позднеплиоценовый возраст.

В Приуралье и отчасти на западном склоне Урала в плиоцене произошло глубокое врезание речных долин и заполнение переуглубленных долин аллювиальными отложениями с пресноводной фауной *Bythinia tentaculata* L., *Dreissensia polymorpha* P a v l. и др. На них налегают ачкагыльские лагунно-морские отложения.

Вверх по течению р. Белой появляется морская ачкагыльская терраса, которая переходит в IV надпойменную террасу р. Белой.

По р. Сылве у пос. Дейково в отложениях этой террасы Д. В. Борисевичем найдена фауна. По определению А. Г. Эберзина, она состоит из *Pisidium* cf. *amnicum* Müll., *Valvata* ex gr. *vanciana* Tourgn., *V. piscinalis antiqua* Sow., *V. piscinalis piscinalis* Müll. и отвечает концу плиоцена. Таким образом, отложения IV надпойменной террасы западного склона Урала захватывают меньший диапазон геологического времени, чем кустанайская свита, и поэтому не могут быть параллелизованы с ней.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения на Урале изучены относительно слабее, чем более древние образования. Причина этого кроется в недостаточной разработке научных основ определения генезиса осадков и их корреляции по возрасту, в малом числе специальных тематических исследований.

В истории изучения четвертичных отложений Урала чередуются периоды длительного накопления фактов и более короткие периоды их научного обобщения. Первый период охватывает отрезок времени с момента открытия на Урале в середине XVIII века золотых и платиновых россыпей до 1942 г. Особенно богатый материал был получен в годы первых пятилеток в связи с небывалым разворотом на Урале геологических и строительных работ. Научным обобщением этого материала в течение 1942—1946 гг. занималась группа временно эвакуированных из Ленинграда и Москвы крупных специалистов по геоморфологии и четвертичной геологии под руководством Я. С. Эдельштейна. Завершающим этапом этих работ явилось составление в 1946 г. мелкомасштабной карты четвертичных отложений Урала под редакцией А. П. Сигова. В течение последующих 15 лет, несмотря на большой размах геологических исследований и строительства, специальных работ по четвертичной геологии не проводилось.

В 1960 г. при Уральском геологическом управлении организована тематическая группа, которая за истекшие шесть лет изучила опорные разрезы четвертичных отложений от 52° до 64° с. ш., разработала детальную схему стратиграфии и составила комплекс мелкомасштабных карт. Группой проведен большой объем лабораторных исследований, собран богатый палеонтологический материал и доказана возможность расчленения и картирования четвертичных отложений на биостратиграфической основе.

Многочисленные находки костей млекопитающих, особенно зубов слонов, показывают, что на Урале присутствуют все элементы тираспольского, хазарского, ранней и поздней стадий позднепалеолитического и современного фаунистических комплексов. Поэтому в унифицированной региональной стратиграфической схеме четвертичных отложений Урала, принятой Уральским стратиграфическим совещанием в 1963 г. (табл. 29), выделены без указания их таксономического ранга

Схема стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Урала

Единая стратиграфическая шкала		Унифицированная региональная стратиграфическая схема Урала			Корреляционная региональная стратиграфическая схема (сокращенная)			
Система	Основные подразделения	Основные подразделения		Надгоризонты и горизонты	Ледниковая область	Внеледниковая область		
		Современные отложения	Голоцен			Нижний	Верхний	Аллювий низкой поймы
Четвертичная (антропогенная)	Современные отложения	Голоцен			Аллювий низкой поймы	Аллювий низкой поймы		
		Нижний	Верхний		Аллювий высокой поймы, верхи I надпойменной террасы	Аллювий высокой поймы		
	Верхнечетвертичные отложения	Верхний плейстоцен (вюрм)	Нижний	Североуральский надгоризонт	Полярноуральский	Морена каровых ледников	Аллювий I надпойменной террасы	Аллювий I надпойменной террасы и боровой террасы
					Каргинский			
			Верхний	Ханмейский	Морена горно-долинного оледенения	Аллювий I надпойменной террасы	Аллювий II надпойменной террасы (камышловской) террасы	
				Микулинский Казанцевский				
	Среднечетвертичные отложения	Средний плейстоцен (рисс)	Нижний	Среднеуральский надгоризонт	Московский	Ледниковые, озерно-ледниковые и флювиогляциальные отложения	Аллювий III надпойменной террасы	Аллювий III надпойменной террасы, погребенный аллювий
					Одинцовский			
			Верхний	Днепровский Самаровский	Солифлюкционные перигляциальные отложения	Аллювий IV надпойменной террасы, аллювий "мертвых" долин и озерно-аллювиальных отложений на междуречьях, погребенный аллювий		
				Лихвинский Тобольский			Погребенный аллювий	
	Нижнечетвертичные отложения	Нижний плейстоцен (миндель)	Нижний	Верхний		Погребенные аллювиальные, озерно-аллювиальные, болотные и делювиальные отложения		

нижний плейстоцен (миндель), средний плейстоцен (рисс), верхний плейстоцен (вюрм) и голоцен. Таким образом, основные подразделения четвертичной системы Урала соответствуют подразделениям альпийской схемы. Неоднозначность остается только в отношении определения таксономического ранга и названий для этих основных подразделений. По чередованию межледниковых (межстадиальных) и ледниковых (стадиальных) эпох в среднем плейстоцене (риссе) выделяются: лихвинский (тобольский) горизонт, среднеуральский надгоризонт, дне-

провский (самаровский), одинцовский и московский горизонты. В верхнем плейстоцене (вюрме) соответственно выделены микулинский (казанцевский) горизонт, североуральский надгоризонт, ханмейский, каргинский и полярноуральский горизонты. На преобладающей части Урала четвертичные отложения отделены от подстилающих пород значительным стратиграфическим перерывом или залегают с резким контактом на красноцветах плиоцена. В этих случаях вопрос о снижении нижней границы системы имеет только формальное значение. В области северных морских трансгрессий и в переуглубленных долинах верхнеплиоценовые и нижнеплейстоценовые отложения представлены единым литолого-фаціальным комплексом осадков, который не поддается расчленению на данной стадии изученности и картируется совместно. В последнем случае включение верхнего плиоцена в четвертичную (антропогенную) систему облегчило бы картирование.

Стратиграфия четвертичных отложений Урала и прилегающих к нему равнин разработана на основе палеонтологического, археологического, ритмостратиграфического, геоморфологического, литолого-фациального и климатостратиграфического методов исследований. На Урале найдено очень много костей млекопитающих, в том числе и зубов слонов. Поэтому палеонтологический метод, на основе которого проводится достоверная в пределах четырех основных подразделений (ярусов) четвертичной системы корреляция осадков, имеет ведущее значение. Другие методы позволяют выяснить экологические и фациальные условия осадконакопления и разделить основные подразделения (ярусы) на ледниковые и межледниковые горизонты.

Плейстоцен

В геологической истории Земли плейстоцен характеризуется ярко выраженными признаками похолодания, нашедшего отражение в миграции растительных и животных биоценозов и в литолого-фациальном составе осадков. Плейстоценовые отложения составляют основную часть четвертичных осадков, весьма разнообразных по генезису.

НИЖНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (МИНДЕЛЬ)

В большинстве разрезов четвертичных отложений ледниковой и внеледниковых зон четко выделяется доледниковый (досреднеуральский) комплекс осадков, в составе которых преобладают аллювиальные и озерно-аллювиальные отложения, охарактеризованные палеонтологически.

На восточном склоне Урала, в Уфалейском районе в золотоносном аллювии речки Хмелевки на глубине 11,4 м В. С. Красулиным в 1939 г. найдены костные остатки *Equus* (*Equus*) cf. *plicidens*, формы, характерной, по определению В. И. Громова, для нижнего плейстоцена. В Магнитогорском районе А. И. Куварзиным в 1954 г. из слоя зеленовато-серых суглинков, залегающих на красноцветной толще и перекрытых коричневатобурими глинами более молодого возраста, был обнаружен зуб *Archidiskodon wüsti* (M. P a v l.), относящегося, по определению В. И. Громова, к виду, переходному к *Archidiskodon meridionalis* Nesti (Никифорова и др., 1960). В Чумлякском угольном разрезе из древнего аллювия, представленного зеленовато-серыми песчаными глинами, извлечены обломки зубов и кости млекопитающих. Среди них Л. И. Алексеева определила обломок коренного зуба *Archidiskodon* cf. *wüsti* (M. P a v l.). По ее заключению, возраст вмещающих осадков может датироваться второй половиной нижнего плей-

стоцена. Остатки *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.) (определение Э. А. Вангенгейм) встречены в Нагайбакском районе Челябинской области на правом берегу речки Кызыл-Чилик на глубине 2,5 м в основании делювиальных глин, залегающих на коре выветривания (Яхимович, 19656). При проходе траншеи возле Педагогического института в г. Нижнем Тагиле в галечниках высококоальной террасы (?) найден зуб *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.) (определение В. Е. Гарутт). В «древнем аллювии» р. Лангура (приток р. Сосьвы) Ф. Ю. Левинсон-Лессинг в 1900 г. нашел обломок черепа *Bos (Alces) latifrons*.

В самой восточной части Среднего Зауралья, на правом берегу р. Тавды у с. Девятково, по данным А. М. Сухорукова, вскрывается аллювиальная толща мощностью до 15 м. Высота поверхности составляет около 30 м над межленным урезом реки. Сверху аллювий перекрыт плащом перигляциальных отложений, среди которых фиксируются горизонты размыва и криотурбации. В основании аллювиальной толщи залегает флороносный горизонт, карпологические остатки из которого представлены богатым комплексом олигоценых, миоценовых и четвертичных форм. Здесь, по определению П. И. Дорофеева, встречено много семян *Azolla interglacialica* Nikit., различных видов *Potamogeton* и других представителей так называемых дорисских раннечетвертичных флор Русской равнины, Урала и значительной части Западно-Сибирской низменности.

Аналогичный разрез вскрывается на правом берегу Иртыша, несколько выше г. Тобольска, у с. Абалак. В этом пункте, по данным И. И. Краснова и В. А. Мартынова (1961) и В. А. Лидера (1965), под озерно-аллювиальными отложениями среднеуральского надгоризонта на глубине 15 м залегают косослоистые кварцевые пески, переполненные растительной трухой. Пески подстилаются гравелитами на железистом цементе. В осыпи обнажения встречен зуб *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.) (определение Э. А. Вангенгейм), который, судя по остаткам породы на нем, вероятно, вывалился из гравелитов. Эта находка позволяет относить нижнюю часть разреза тобольской свиты к нижнему плейстоцену (миндельскому ярусу).

На западном склоне в русловых галечниках р. Кемеля (приток Иньвы, бассейн Камы) у д. Козлово, по данным А. А. Штукенберга, найден череп *Coelodonta mercki* (Jaeg.). Нижнеплейстоценовые отложения установлены В. А. Грачевым на междуречье Исети и Пышмы, в Китайском районе (Сухоруков, 1965), В. В. Стефановским (1965) — в долине р. пра-Убагана по фауне остракод и моллюсков (определения В. В. Бочарова, Э. Д. Яскевич, И. А. Хохловой и Г. Г. Мартинсон). И. И. Горецкий (1964) выделяет несколько фаз развития растительности в нижнем плейстоцене пра-Камы.

Таким образом, многочисленные находки зубов *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.) — зонального вида тираспольского фаунистического комплекса — позволяют уверенно выделить нижний плейстоцен (миндель) на Урале. Стратиграфическое положение миндельских отложений вполне определенное. Они залегают в меридиональных депрессиях горной зоны, в переуглубленных долинах пра-Камы и пра-Убагана, в «мертвых» долинах, а на междуречьях в Зауралье слагают нижнюю часть разреза четвертичных отложений (бассейн Тавды, Тобольский и Белогорский «материки»).

Следует отметить, что в большинстве разрезов Урала доледниковые (досреднеуральские) отложения четвертичного возраста, охарактеризованные фауной моллюсков, остракод, комплексами спор и пыльцы, имеют сходный литолого-фациальный состав и при отсутствии фауны

млекопитающих не поддаются более дробному расчленению ни по палеонтологическим данным, ни по стратиграфическому положению, вследствие чего картируются совместно. Ввиду этого объединение миндельского яруса и лихвинского (тобольского) горизонта рисского яруса в один ярус, как это предложено в последней схеме В. И. Громова и др. (1965), вполне оправдано. В ряде разрезов миндель-лихвинские (тобольские) отложения залегают на плиоцене и почти повсеместно покрываются осадками среднеуральского надгоризонта среднего плейстоцена.

СРЕДНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (РИСС)

На Урале в ряде пунктов найдена фауна хазарского и ранней стадии позднепалеолитического комплексов. Это указывает на то, что средний плейстоцен (рисский ярус), как и в Западной Европе, присутствует на Урале в полном объеме. Нижняя часть рисского яруса сложена межледниковыми отложениями, которые выделены в схеме стратиграфии европейской части СССР в лихвинский, а в Западной Сибири — в тобольский горизонты. Верхняя, основная по объему часть рисского яруса представлена в ледниковой области комплексом ледниковых и межстадиальных осадков, которые объединены в среднеуральский надгоризонт. Во внеледниковой области к среднеуральскому надгоризонту относится большая часть покровных суглинков и самые различные по генезису осадки.

Лихвинский (тобольский) горизонт рисского яруса представлен аллювиальными, озерно-аллювиальными, делювиальными и озерными отложениями. На западном склоне и в Зауралье аллювиальные отложения обычно приурочены к высокой цокольной террасе (IV надпойменной, по принятой схеме) основных рек. В зонах тектонических погружений осадки горизонта часто залегают на междуречьях в «мертвых» долинах и не имеют связи с современной гидрографической сетью. На отдельных участках аллювий тобольского горизонта погребен под более молодым аллювием. С описываемым аллювием связана большая часть находок фауны млекопитающих, характерной для рисского яруса.

Зональный вид хазарского комплекса *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) найден в аллювии в ряде пунктов Урала: на р. Северушке, в Полевском районе (Шукина, 1948б), в карьере кирпичного завода возле г. Нижнего Тагила, в песках р. Салаирки (бассейн Туры) у д. Салаирки (сборы И. Я. Слоцова), на р. Кызылбайке (бассейн р. Исети) у д. Ленской (сборы М. Н. Дегтевой), по р. Суварышу у д. Падерино (Архангельский, 1932), по р. Уралу у д. Пролетарки (Яхимович, 1965а), по левому берегу р. Камы у с. Кулики. По р. Уй у с. Бугристого в аллювии 35-метровой террасы встречены кости и зуб *Mammuthus primigenius* (Blum.) ранней формы, сходной с формой слона из чернорапского разреза р. Волги — опорного разреза лихвинских отложений Русской равнины. По заключению Л. И. Алексеевой, возраст вмещающих отложений датируется первой половиной среднего плейстоцена.

Из галечников IV надпойменной террасы р. Туры близ устья реки Русинки известны находки костей *Equus* sp. (*caballus* aff. var. *germaniensis*), возраст которых, по определению В. И. Громова, не моложе хазарского, но может быть несколько древнее (Никифорова, 1946). Аллювиальные галечники залегают здесь на цоколе высотой до 20 м.

Другая характерная форма хазарского фаунистического комплекса — *Equus caballus chosaricus* W. G. г. встречена *in situ* в русловом аллювии IV надпойменной террасы р. Ницы возле совхоза Ницинского

(Каплянская и Тарноградский, 1961). Черепа *Bison priscus longicornis* W. Gr. найдены в аллювии р. Багаряка у д. Боевки (сборы Л. В. Ли, определение И. М. Громова), в бассейне Камы по р. Иргине у д. Ключи (сборы В. С. Верещагиной, определение Л. И. Алексеевой). Из озерных глин, слагающих в низовьях р. Чусовой цоколь III надпойменной террасы, В. И. Грозовым (1948) определены *Megaceros* sp. (?), *Saiga tatarica* L. и мустьерский остроконечник.

Из аллювия, включающего фауну хазарского фаунистического комплекса, определено много моллюсков, в том числе и *Corbicula fluminalis* (Müller), богатые комплексы остракод, спор и пыльцы. Эти находки характеризуют лихвинское (тобольское) время как теплое и влажное межледниковье.

Отложения, относимые к среднеуральскому надгоризонту и более дробным его подразделениям, составляют основной объем четвертичных отложений, перекрывающих водоразделы в Предуральской и Зауральской структурно-фациальных зонах как в ледниковой, так и во внеледниковой областях (рис. 22). В раннеледниковой области — это ледниковые и водно-ледниковые отложения, в приледниковой и внеледниковой областях доминирующим типом являются озерно-аллювиальные, полигенетические и отчасти склоновые, главным образом делювиальные, отложения. В долинах рек приледниковой и внеледниковой областей широко развит аллювий среднеуральского надгоризонта.

К нерасчлененному среднеуральскому надгоризонту в ледниковой области относятся валунодержущие глины, суглинки и супеси, пески и галечники, развитые на водоразделах и в бассейне рек Печоры, Илыча и Камы на западе, в бассейнах рек Северной Сосьвы, Пельма, Лозьвы и Сосьвы на востоке. Формирование этих отложений связывается с покровным оледенением севера Евразии, которое, по общепринятой схеме, имело место в среднем плейстоцене (риссе) с максимальной фазой в днепровское (самаровское) время.

В разрезах среднеуральского комплекса ледниковых отложений в бассейне Печоры и Илыча местами четко выделяются два горизонта валунодержущих глин. Нижний из них по всем данным (положение в разрезе, литолого-фациальные особенности и т. д.) коррелируется с днепровской мореной севера Русской равнины, а верхний — с московской мореной. Однако во многих пунктах толща ледниковых отложений не поддается расчленению, поэтому при картировании относится к среднеуральскому надгоризонту. В бассейне Колвы и Верхней Камы прослеживается только днепровская морена. Флювиогляциальные пески и галечники, генетические и пространственно тесно связанные с моренами, в бассейнах Печоры, Северной Сосьвы, Лозьвы и Сосьвы относятся к среднеуральскому надгоризонту, а в бассейне Колвы и Верхней Камы — к днепровскому горизонту.

Палеонтологических данных для обоснования возраста среднеуральских (в том числе и днепровских) моренных и межморенных отложений в пределах рассматриваемой территории мало.

В восточном борту угольного карьера II разреза треста «Волчанскуголь» под бурами покровными суглинками вюрмского возраста залегают суглинки с гаями и мелкими валунами полимиктового состава. По описанию В. А. Лидера, это моренные суглинки краевой зоны оледенения; по мнению П. П. Генералова, они имеют делювиально-аллювиальное, отчасти солифлюкционное происхождение и преобразованы мерзлотными процессами. В суглинках П. П. Генераловым найдены трубчатая кость лошади и зуб *Mammuthus primigenius* (Blum.), по определению В. Е. Гарутта. Суглинки выполняют тектонический грабен

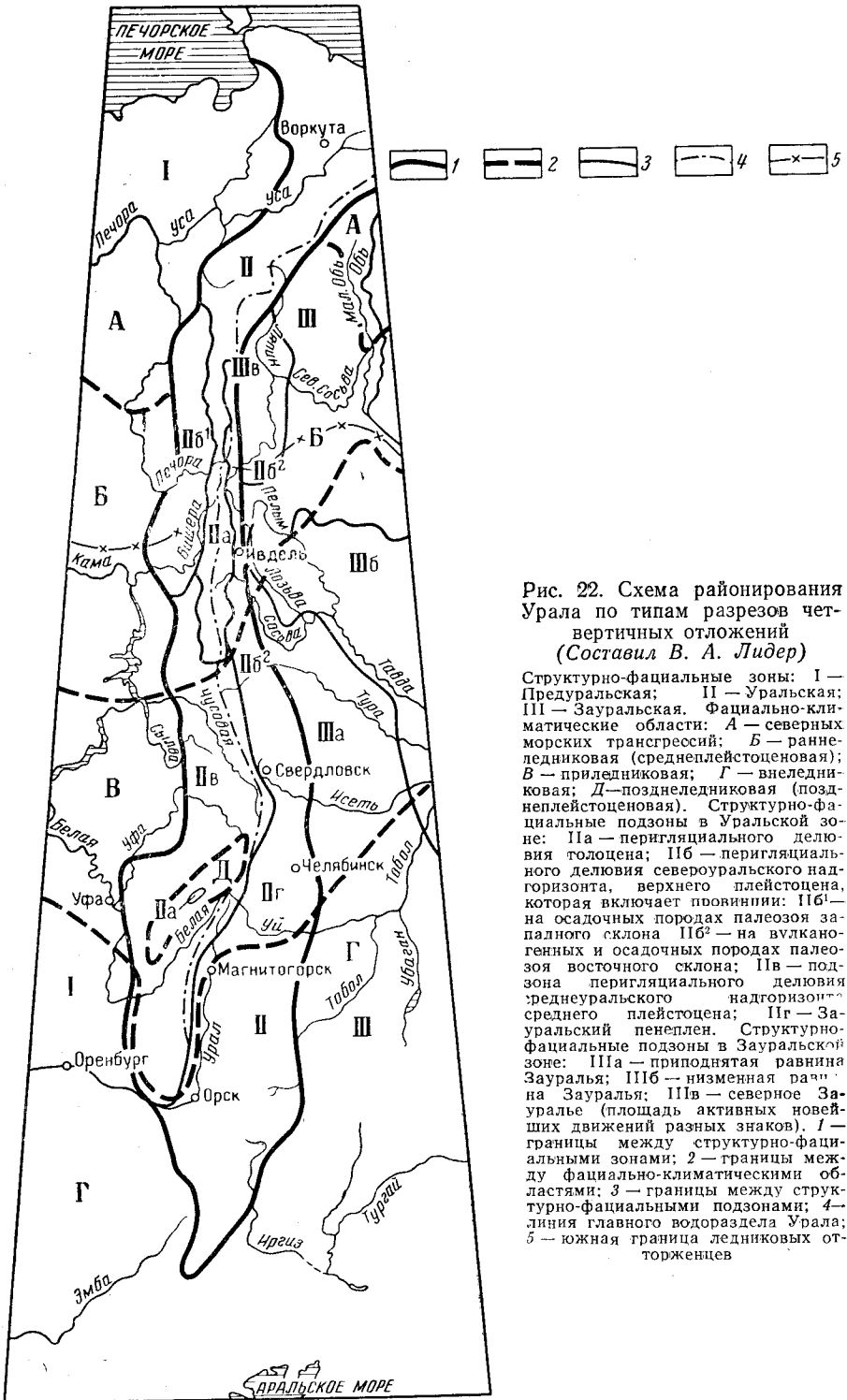


Рис. 22. Схема районирования Урала по типам разрезов четвертичных отложений (Составил В. А. Лидер)

Структурно-фациальные зоны: I — Предуральская; II — Уральская; III — Зауральская. Фациально-климатические области: А — северных морских трансгрессий; Б — раннеледниковая (среднеплейстоценовая); В — приледниковая; Г — внеледниковая; Д — позднеледниковая (позднеплейстоценовая). Структурно-фациальные подзоны в Уральской зоне: IIa — перигляциального делювия толоцена; IIb — перигляциального делювия североуральского надгоризонта, верхнего плейстоцена, которая включает провинции: IIb¹ — на осадочных породах палеозоя западного склона; IIb² — на вулканических и осадочных породах палеозоя восточного склона; IIв — подзона перигляциального делювия среднеуральского надгоризонта среднего плейстоцена; IIг — Зауральский пенепплен. Структурно-фациальные подзоны в Зауральской зоне: IIIa — приподнятая равнина Зауралья; IIIб — низменная равнина Зауралья (площадь активных новейших движений разных знаков). 1 — границы между структурно-фациальными зонами; 2 — границы между фациально-климатическими областями; 3 — границы между структурно-фациальными подзонами; 4 — линия главного водораздела Урала; 5 — южная граница ледниковых отторженцев

и прослеживаются на междуречьях к северу. В западной стенке карьера в валунных суглинках серо-зеленоватого цвета на глубине 40 м экскаватором было вскрыто много костей, бивни и череп мамонта. По документации З. С. Бердниковой, кости залежали близ контакта с бесструктурными углями в подошве суглинков, которые выполняют депрессию глубиной до 60 м и сверху прикрыты вюрмскими суглинками и торфом. Зубы мамонта были переданы В. Е. Гарутт, который определил, что они принадлежат *Mammuthus primigenius* (Blum.) ранней формы. В восточном борту Карпинского карьера водно-ледниковые отложения среднеуральского надгоризонта подстилаются песками с *Selaginella selaginoides* (L.) L. K., которую П. А. Никитин считает руководящей формой для низов четвертичных отложений Западной Сибири, и *Potamogeton filiformis* Pers. (сборы П. П. Генералова, определения Н. П. Настенко). Последняя форма характерна для низов четвертичных отложений Русской равнины.

Несколько южнее, в долине р. Косьи у западного подножия горы Качканар, вскрыта глина песчаная, очень плотная, заключающая плохо сортированные гальки плохой и средней окатанности и линзы гравия. В подошве суглинков найдено много костей и в том числе зуб *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа, по определению В. Е. Гарутта. А. П. Сигов, описавший этот карьер в 1963 г., считает, что суглинки являются мореной максимального оледенения. Находки указывают, что моренные суглинки относятся ко второй (ледниковой) половине рисского яруса.

Моренные суглинки среднеплейстоценового возраста являются маркирующим горизонтом, который прослеживается в центральную часть Западно-Сибирской низменности.

Озерно-аллювиальные отложения среднеуральского (бахтинского по схеме стратиграфии четвертичных отложений Западно-Сибирской низменности, 1960 г.) надгоризонта почти всюду подстилаются слоистыми песками тобольской свиты, которые в ряде пунктов включают фауну тираспольского и хазарского комплексов: *Alces latifrons* (John.) у г. Тобольска (Введенский, 1933), *Archidiskodon wüsti* (M. Pavl.) у с. Абалак (Мартынов, 1957), *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *Equus caballus* cf. *chasaricus* W. Gr., *Bison priscus longicornis* W. Gr. южнее с. Горная Суббота (Волкова, 1964). В этих же разрезах под самаровскими отложениями встречено много раковин термофильного моллюска *Corbicula fluminalis* (Müller), (Волкова, 1964) и семян *Azolla interglacialica* P. A. M. — руководящей формы миндель-рисса европейской части СССР (Никитин, 1938, 1940). Непосредственно над самаровскими отложениями в этих разрезах залегают суглинки с фауной поздней стадии позднепалеолитического комплекса (Волкова, 1964).

В краевой зоне ледниковой области западного склона аллювиальные галечники и пески с хазарским комплексом фауны покрываются на отдельных участках ледниковыми отложениями (Громов, 1948). Д. В. Борисевич (1961) отмечает перекрытие аллювия III (по принятой схеме IV) надпойменной террасы «глыбовым горизонтом», который представляет, по его мнению, «частично солифлюкционные, частично гравитационные образования, сформировавшиеся также во время днепровского оледенения». Таким образом, стратиграфическое положение и среднеплейстоценовый возраст среднеуральского (бахтинского) надгоризонта ледниковых и перигляциальных отложений не вызывает сомнения у большинства исследователей.

В приледниковой и внеледниковой областях восточного склона Урала и Зауралья среднеуральский надгоризонт уверенно выделяется

по фауне млекопитающих ранней стадии позднепалеолитического комплекса. Зубы *Mammuthus primigenius* (Blum.) ранней формы встречены в нижнерисском аллювии по р. Шайтанке у с. Николопавловское, по р. Ису у с. Глубокое, в кровле IV надпойменной террасы р. Ницы у Ницинского совхоза и по р. Туре в окрестностях г. Тюмени (Щукина, 1948б).

Наибольшее число костных остатков млекопитающих встречается в аллювии III надпойменной террасы, имеющей позднеерисский возраст и широко развитой по основным рекам и их крупным притокам. В ряде случаев фауна залегает в цоколе II надпойменной террасы. Костеносным горизонтом являются обычно темно-серые, зеленовато-серые песчаные глины и супеси. В бассейнах рек Иса и Выи многочисленные находки фауны млекопитающих — *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus* (*Equus*) sp., *Bison* (*Bos*) sp. совместно с *Mammuthus primigenius* (Blum.) раннего типа (определения В. И. Громова) — характеризуют отложения II (по К. В. Никифоровой, а по принятой схеме — III) террасы, которая является аккумулятивной или эрозионно-аккумулятивной. Зубы мамонта раннего типа найдены по р. Косье в 40 км юго-восточнее пос. Ис, по р. Исети в районе Верх-Исетского завода, по р. Аяти у с. Шайдурихи, по р. Нейве у г. Невьянска (Щукина, 1948), по р. Тагилу у с. Махнево, по р. Тавде у с. Нижней Тавды (совместно с *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Woj., *Rangifer tarandus* L.), по р. Каменке у с. Клевакино, по р. Миассу в 14 км южнее г. Карабаша, по р. Миассу у п. Сантаево, по р. Миассу у Ленинского прииска (совместно с костями шерстистого носорога), по речке Худолаз — притоку Урала.

В Колво-Вишерском районе известны отдельные находки костей млекопитающих, в том числе зубы и бивни мамонтов, точно не привязанные, но приуроченные к участкам развития III надпойменной террасы с «покрышкой» перигляциального аллювия. В карьере кирпичного завода на речке Гремячевке — притоке Верхней Камы, вскрыт разрез III надпойменной террасы в тыловой ее части. Из «синих глин» (старичные алевриты и тонкие супеси с фитодетритом), перекрывающих русловые пески и перекрытых, в свою очередь, «перигляциальным» аллювием, найдены костные остатки: ранний тип *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* L., *Bison priscus* Woj., *Canis lupus* L., *Rangifer tarandus* L., *Saiga tatarica* L. По заключению З. А. Вангенгейм, фауну эту следует относить к «риссу в широком смысле слова или ко второй половине среднего плейстоцена» (Крапивнер, 1961).

В нижнем горизонте аллювия слудкинской террасы Камы В. С. Верещагиной найден в коренном залегании бивень мамонта и бедренная кость *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), а в осыпи — обломки бедренной и тазовой костей и два зуба мамонта. По определению В. Е. Гарутта, один зуб принадлежит мамонту ранней, а второй переходной (от ранней к поздней) формы. По документации В. А. Лидера, в слудкинской террасе имеется два костеносных горизонта. Нижний из них приурочен к пловодно-ледниковым отложениям второй половины ледникового рисса, верхний — к полигенетическим образованиям вюрмского возраста.

В целом комплекс фауны из осадков среднеуральского надгоризонта включает *Mammuthus primigenius* (Blum.) — ранние формы, *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Equus caballus* subsp., *Bison priscus* Woj., *Rangifer tarandus* L., *Cervus* sp., *Ovibos moschatus* Zinn., *Bos* sp., *Saiga tatarica* L., *Castor fiber* L., *Felis leo* L. Этот комплекс полностью сопоставляется с ранней стадией позднепалеолитического ком-

плекса В. И. Громова и др. (1960), который характерен для рисской ледниковой эпохи европейской части СССР и Западной Сибири. Таким образом, отложения среднеуральского надгоризонта и в ледниковой и во внеледниковых подзонах являются надежным стратиграфическим репером.

В унифицированной региональной стратиграфической схеме Урала среднеуральский надгоризонт разделен на три горизонта. Как было показано выше, осадки всех трех горизонтов включают один и тот же комплекс фауны млекопитающих и, таким образом, являются геологически одновозрастными даже по этой наиболее быстро эволюционирующей группе животных. Разделение надгоризонта производится в некоторых районах Урала и прилегающих к нему равнин по литолого-фациальным особенностям и составу спор и пыльцы. Несомненно, что эти подразделения являются более мелкими таксономическими единицами по сравнению с подразделениями, включающими характерные комплексы фауны млекопитающих.

Днепровский горизонт во всех разрезах включает смешанные комплексы спор и пыльцы меловой, палеогеновой, реже неогеновой растительности и единичные зерна тундровой и лесотундровой растительности четвертичного возраста (Вербицкая, 1965; Верещагина, 1965; Генералов, 1965; Захаров, 1965; Калецкая, 1965; Лазуков, 1965; Милюкова, 1965; Сухоруков, 1965; Яхимович, 1965). В северном Предуралье и Зауралье валунные суглинки содержат также смешанные и по возрасту и по экологии комплексы фораминифер, остракод и диатомовых водорослей.

В Тоболо-Убаганском переуглублении в это время были открыты ландшафты степного типа с господством в них *Chenopodiaceae* (Стефановский, 1965). В приледниковой области Уральской зоны днепровский горизонт выделяется в делювиальных и солифлюкционных отложениях по скоплению крупных обломков как «глыбовый горизонт».

Одинцовский горизонт в области северных морских трансгрессий характеризуется частотой встречаемости раковин бореальных моллюсков. В ледниковой области к данному горизонту относят ленточнослоистые песчаные глины, галечники и пески, расклинивающие в отдельных разрезах толщу валунных суглинков. Эти отложения содержат, как и подстилающие и покрывающие их моренные суглинки, смешанные комплексы диатомовых, спор и пыльцы.

Из межморенных алевритов и супесей на левобережье р. Нейса на глубине 21 м А. Д. Бочарниковой определено значительное количество спор (25%) мхов и папоротников, пыльца травянистых — гречишных, лебедовых, гвоздичных, лютиковых, крестоцветных, зонтичных, сложноцветных, полыни; много переотложенных спор и пыльцы мелового и палеогенового возраста. Скажина, пробуренная на III надпойменной террасе р. Вишерки (притоке Колвы) в области развития днепровской морены, вскрыла под перигляциальной покрывкой низинный торф мощностью 0,4 м, содержащий в большом количестве кору березы и эпидермис осок (Крапивнер, 1961). На Среднем Урале аллювий III надпойменной террасы включает богатые комплексы остракод (Верещагина, 1965; Сухоруков, 1965), которые сопоставляются с комплексом из осадков позднехазарской трансгрессии Прикаспия (по данным К. Н. Негадаева-Никонова). На восточном склоне русловый аллювий III надпойменной террасы обычно представлен крупными галечниками (Сигов, 1948; Пронин, 1948; Щукина, 1948; Лидер, 1965; Сухоруков, 1965). Из аллювия этой террасы по р. Кирге у д. Никитино (Среднее Зауралье) отмыты растительные остатки *Equisetum* sp., *Polygonum* sect. *aviculare* Meisn., *Ranunculus* sp., *Sium latifolium* L. (сборы

А. М. Сухорукова, определения П. И. Дорофеева). Более богатые комплексы спор и пыльцы встречены в аллювии III надпойменной террасы на Южном Урале. По данным В. Л. Яхимович (1965), в начале одинцовского времени здесь преобладали степные ландшафты, которые сменились хвойными и смешанными лесами в оптимуме. В Тоболо-Убаганском переуглублении осадки среднеуральского надгоризонта включают споры и пыльцу степных растений. На этом фоне в интервале 25—30 м глубины выделяется пачка глин, содержащая лесостепной комплекс (Стефановский, 1965). Возможно, что этот интервал соответствует одинцовскому горизонту.

В делювиальных отложениях, выполняющих меридиональные депрессии Урала, к одинцовскому горизонту относятся погребенные гумусовые (почвенные?) прослои, которые обычно рассечены мерзлотными клиньями.

К московскому горизонту относятся осадки среднеуральского надгоризонта, залегающие над одинцовскими отложениями. По палеонтологическим данным они не отличаются от днепровского горизонта. По принятой схеме московскому горизонту отвечает верхняя «перигляциальная» покрывка верхнерисских (III надпойменных) террас.

Рассмотрение имеющихся материалов показывает, что установленные в европейской части СССР резкие колебания климата в среднем плейстоцене на западном склоне Урала выявляются по палеонтологическим данным с большим трудом, а на восточном склоне уже не улавливаются.

ВЕРХНИЙ ПЛЕЙСТОЦЕН (ВЮРМ)

Отложения, включающие фауну поздней стадии позднепалеолитического комплекса, имеют практически повсеместное развитие на описываемой территории и представлены разнообразными по генезису осадками. Зональный вид верхнего плейстоцена *Mammuthus primigenius* (Blum.) поздней формы встречен в аллювии и «покровных суглинках» во многих пунктах Урала. По р. Ивделю в нижней части аллювия II надпойменной террасы П. П. Генераловым найдено два скелета, кости и зубы мамонта поздней формы, по определению В. Е. Гарутта. По определению этого же исследователя, к позднему типу относится скелет мамонта, захороненный в старичном аллювии II надпойменной террасы р. Кемеля (бассейн р. Камы) у д. Козловой (материалы В. С. Верещагиной). По работам В. И. Громова (1948) широко известен фаунистический комплекс Талицкого на р. Чусовой, включающий *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Rangifer tarandus* L., *Equus* (*Equus*) sp., *Vulpes lagopus* L., *Dicrotonyx torquatus* Pall. Зуб мамонта переходной формы от раннего к позднему (определение В. Е. Гарутт) встречен в аллювии II надпойменной террасы р. Кирги совместно с *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) и на бичевнике возле II надпойменной террасы р. Туры. В первичном залегании зубы мамонта поздней формы встречены в аллювии II надпойменной террасы по рекам Косье и Шайтанке (сборы Н. С. Глазыриной). С аллювием этой же террасы связаны находки зубов мамонта поздней формы на р. Уй выше пос. Поляковки (Башенина, 1948), по р. Малой Кулахте — притоку Уй у с. Ларино (Яхимович, 1965), по р. Миассу близ с. Степное (сборы В. В. Стефановского, определения В. Е. Гарутт). Кости *Mammuthus primigenius* (Blum.), *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bison priscus* Boj., *Rangifer tarandus* L., *Equus caballus* L. обнаружены среди русловых, пой-

менных («перигляциальных») отложений II надпойменной террасы, а также в разрезе элювиально-делювиальных («покровных») отложений во многих пунктах Урала (Быков, 1937; Громов, 1948; Сигов, 1948, 1958; Верещагина, 1965; Сухоруков, 1965; Стефановский, 1965; Яхимович, 1965).

Отложения, охарактеризованные фауной позднепалеолитического комплекса, повсеместно разделяются на межледниковые — микулинские (казанцевские) и нерасчлененные ледниковые — североуральские. По взаимоотношениям морен и аллювия в области горного оледенения, а также четко выраженных двух уровней надпойменных террас за пределами горного оледенения, по гранулометрическому составу и спорово-пыльцевым данным, наличие погребенных почвенных горизонтов и криотурбаций, верхнеплейстоценовые (вюрмские) отложения в отдельных разрезах разделяются на микулинский (казанцевский), ханмейский, каргинский и полярноуральский горизонты. Во внеледниковой области аллювий II надпойменной террасы, в строении которого участвуют осадки микулинского (казанцевского) и ханмейского горизонтов, датируется нижним вюрмом. Отложения I надпойменной террасы, охватывающие каргинский и полярноуральский горизонты, соответственно датируются поздним вюрмом.

Микулинский (казанцевский) горизонт. В ледниковой области русловые отложения, слагающие низы II надпойменной террасы, обычно залегают ниже уреза воды. По данным бурения (материалы Р. Б. Крапивнера), на западном склоне спорово-пыльцевые спектры из русловых отложений имеют типично лесной характер, а состав растительности аналогичен современному. Из гумусированных прослоев нижней части пойменного аллювия нижневюрмской террасы р. Туры у д. Богачева и с. Сладковского собраны карпологические остатки: *Bryales* gen., *Sparganium simplex* Hads., *Potamogeton praelongus* Wult., *P. pectinatus* L., *P. vaginatus* Turcz., *Carex* sp., *Scirpus* sp., *Eleocharis palustris* (L.), *Betula alba* L., *B. nana* L., *Picea* sp., *Polygonum lapathifolium* L., *Rumex* cf. *crispus* L., *Chenopodium* sp., *Atriplex* sp., *Ranunculus sceleratus* L., *Potentiola auserina* L., *P. supina* L., *Myrtophyllum verticillatum* L., *Najas marina* L. (определения П. И. Дорофеева).

В разрезах р. Тавды выше с. Поксинки в описываемых отложениях преобладает пыльца древесных и кустарниковых растений. Древесные представлены пыльцой *Pinus silvestris* L. (33—40%), *Picea*, *Betula* (3—4%), *Pinus sibirica* (Rupr.) Maug. (3%), *Alnus* (1—5%), *Tilia* — единично. Из трав заметно преобладают *Artemisia* и *Chenopodiaceae* (сборы А. М. Сухорукова, определения М. Т. Соболева). Аналогичный состав спор и пыльцы встречен в этом же горизонте у с. Нижней Тавды (Каплянская и др., 1964). Во многих пунктах Южного Урала отложения микулинского (казанцевского) горизонта содержат споры и пыльцу смешанного хвойно-лиственного леса с теплолюбивыми породами (лещина, вяз, липа) и пестрым травяным покровом (Стефановский, 1965; Яхимович, 1965). В бассейне Убагана в это время существовала лесостепная растительность. Почти повсеместно осадки описываемого горизонта содержат богатые по видовому и количественному составу комплексы остракод (Верещагина, 1965; Сухоруков, 1965; Стефановский, 1965; Яхимович, 1965), что может свидетельствовать о благоприятных, вероятно, межледниковых условиях существования.

В североуральский надгоризонт выделены осадки, которые накопились за время последнего (позднеплейстоценового) оледенения Урала. Это оледенение охватывало почти всю горную зону

Северного Урала, хребет Зигальга на Южном Урале и оставило четко выраженные морены. Возраст осадков в горноледниковой области определяется в основном по взаимоотношениям морен и речных террас, по свежести форм аккумулятивного рельефа и палеонтологическим данным. В предледниковой области осадки североуральского надгоризонта отличаются от микулинских (казанцевских) более грубым механическим составом.

Аллювиальные отложения североуральского времени хорошо прослеживаются по всем рекам Урала до их истоков, включают во многих пунктах остатки млекопитающих и являются, в силу этого, надежным стратиграфическим репером.

Ледниковые отложения верхнего плейстоцена на Северном Урале обычно не содержат палеонтологических остатков. Из переполненных валунами кварцитов, моренных суглинков, залегающих в долине Евлакты на северо-восточном склоне хребта Зигальга на Южном Урале, определены споры *Lycopodium annotinum* L., *L. clavatum* L., *L. selago* L., папоротники Polypodiaceae, *Sphagnum* sp., единичные зерна *Pinus* sp., *Betula pubescens* Ehrh., *Ephedra* sp. Этот спектр свидетельствует о влажных (лесотундровых?) условиях. На данной стадии изученности расчленению по возрасту на более мелкие единицы поддаются только аллювиальные отложения североуральского надгоризонта. В низовьях Чусовой верхние горизонты II надпойменной террасы, по определению А. М. Колмогоровой, содержат остатки тундровых плаунов и *Betula nana* L., по р. Сылве у с. Тис *Betula nana* L. — 5 экз., *Betula* ? sp. — пыльник, *Abies* sp. — 1 экз., *Picea* sp. sec. *Eupicea* — 5 экз., *Picea* sec. *Omorica* — 1 экз., *Pinus* sp. подрода *Diploxylon* — 16 экз., *Tilia* sp. — 1 экз., споры: *Botrychium*(?) sp. — 11, *Lycopodium* sp. — 1, Polypodiaceae — 5 (сборы В. С. Верещагиной, определения А. Д. Бочарниковой). Наличие *Betula nana* L. и *Botrychium*(?) sp. говорит о холодном климате времени формирования осадков. В образцах, отобранных из этого же горизонта на р. Тогузаке, преобладает пыльца семейства маревых (96%), единичны зерна сосны, березы, лютиковых и др.

Комплекс остракод из верхов II надпойменной (камышловской) террасы заметно беднее и в видовом и в количественном отношении по сравнению с русловым аллювием казанцевского горизонта. Это преимущественно виды, широко распространенные по всему четвертичному разрезу и, как правило, плохой сохранности. Такого рода бедные комплексы свойственны ледниковым эпохам. Кроме того, верхняя «перигляциальная» часть аллювия II надпойменной террасы обычно отделена от руслового аллювия мерзлотными клиньями и деформациями. Приведенные данные позволяют синхронизировать описанные отложения с ханмейским оледенением Урала.

В ледниковой области, на отдельных участках западного склона Среднего и Южного Урала между описанной нижневюрмской террасой и высокой поймой иногда прослеживается I надпойменная терраса. Из русловых песков этой террасы по р. Печоре определена пыльца *Betula verrucosa* Ehrh. (2,8%), *B. humilis* L. (3,1%), *Betula* sp. (64,6%), *Pinus* sp. подрода *Haploxylon* (1,2%), *Pinus* sp. подрода *Diploxylon* (20%), *Picea* sp. (4%), *Alnus* sp. (4%), *Abies* sp. (0,3%). В составе спор присутствуют сфагновые мхи (27,2%), папоротники (63,7%), *Lycopodium complanatum* L. (9,1%). Травянистых всего 10 зерен (сборы П. П. Генералова, определения З. И. Мартыновой). Эти отложения сопоставляются с каргинским межледниковым горизонтом.

В низовьях р. Чусовой у д. Гари с I надпойменной террасой связаны остатки энеолитической стоянки «Бор», залегающие под почвен-

ным слоем. Археологи относят ее ко второму тысячелетию до н. э. (Громов, 1948). Остатки, одновременные стоянке «Бор», были найдены также у оз. Грязного и в других пунктах. Споры и пыльца в разрезе террасы содержатся в единичных зернах. Спектр из 140 зерен был определен в песчанистой глине (на глубине 2,0 м), вскрытой у пос. Фоминки по р. Добрянке (левый приток р. Камы): *Picea* — 55, *Pinus silvestris* L. — 8, *P. sibirica* (Rupr.) Mayr — 4, *Alnus* — 1, *Leguminosae* — 1, *Lycopodium selago* L. — 1, *L. annotinum* L. — 1, *L. clavatum* L. — 2, *Polypodiaceae* — 66. Данный спектр характеризует темновойную тайгу. На левом берегу р. Чусовой, у устья р. Сухой Поньш, в отложениях террасы встречен комплекс моллюсков. Л. И. Крыловой среди них определены: *Valvata (Tropidina) pulchella* Studer — 1 экз., *Radix lagotis* (Schränk.) — 1 экз., *R. perger* (Müll.) — 7 экз., *Gyraulus albus* (Müll.) — 1 экз., *Armiger crista* (L.) var. *inermis* Lindh., *Cochlicopa lubrica* Müll. — 5 экз., *Bulota fruticum* (Müll.) — 1 экз., *Zenobiella rubiginosa* (A. Schm.) — 3, *Condonia* sp., *Pisidium (Eupisidium) subtruncatus* Malm. — 1 экз., *P. (E.) supinus* A. Schm. — 2 экз., *Sphaerium corneum* L. Многие виды комплекса и сейчас обитают в пресных водоемах.

На поверхности боровой террасы у пос. Бархатово-Заречное на р. Исети на глубине 0,1 м от поверхности и глубже встречено большое количество обломков керамики и костных остатков. Е. М. Берс указывает, что найденные здесь обломки керамики характеризуют многослойный памятник эпох железа, поздней бронзы, раннего металла, а самая древняя из них представлена черепками, относящимися к Шигирской культуре лесного Зауралья. Возраст Шигирской культуры датируется VII—IV тысячелетиями до н. э. (Берс, 1954). Костные остатки из этой стоянки, по определению И. М. Громова, принадлежат домашним животным (крупный рогатый скот, лошадь) и диким *Castor fiber* L., *Capreolus* sp., *Alces alces* L. По характеру сохранности выделяется обломок нижней челюсти *Alces alces*, который, по мнению И. М. Громова, вряд ли моложе конца мезолита — неолита. Эти факты доказывают, что уже 9—6 тысяч лет назад на береговой террасе жил человек. Вероятно, терраса сформировалась в конце плейстоцена или начале голоцена.

В бассейне р. Урала, у совхоза Березовского, из алевритов нижней части I надпойменной террасы Э. Д. Яскевич определила остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candoniella albicans* Brady, *C. schubinae* Mand., *Eucypris virens* (Jurine), *Notodromas* sp., *Limnocythere dorsotuberculata* Neg., *L. grinfeldi* Liepin, *Limnocythere* sp. Вверх по разрезу алевриты постепенно замещаются глинами и суглинками. В них остракоды встречаются редко и плохой сохранности, что позволяет отнести нижние горизонты террасы к каргинскому межледниковому горизонту, а верхи — к полярноуральскому.

Спорово-пыльцевой комплекс определен из песков, залегающих в нижней части боровой террасы р. Уй, в 2,5 км к западу от совхоза Кень-Аральский. Спектр лесо-луго-степной — с преобладанием пыльцы сосны и пестрым списком трав. Он параллелизуется с каргинским межледниковьем.

Наблюдения над формой современных и заросших озер (округлые, серповидные, цепочки и т. д.) привели М. Н. Бойцова (ВСЕГЕИ) к выводу, что большинство озер Зауралья, как и тундровые озера арктических районов, являются термокарстовыми. Наиболее вероятно, что происхождение озер связано с ханмейским оледенением. Из верхних горизонтов осадков оз. Половинного были извлечены кости и череп *Bos primigenius* Boj. и остатки *Cervus elaphus* L. (Сигов, 1960). Эти

находки свидетельствуют о позднеплейстоценовом возрасте вмещающих отложений. В глинистых отложениях, подстилающих сапропель и торф, в районе Шигирского озера были встречены остатки фауны млекопитающих позднепалеолитического комплекса *Rangifer tarandus* L., *Coelodonta antiquitatis* (Blum.) и др. (Толмачев, 1915).

По спорово-пыльцевым данным к позднему вюрму (Сукачев и Поплавская, 1946) относятся синевато-серые глины, подстилающие слой сапропелей в современных озерах. Большая часть полигенетических отложений сформировалась в североуральское время. В них при вскрышных работах Коркинского углеразреза встречены зубы *Mammuthus primigenius* (карликовая форма). По определению Л. И. Алексеевой, возраст вмещающих толщ поздний, возможно, самый поздний плейстоцен. В делювиальных отложениях р. Миасса у д. Костыли найдены кости и зубы *Equus caballus* (определение В. Е. Гарутта), что указывает на вюрмский, скорее поздневюрмский, возраст вмещающих отложений.

Приведенные данные палинологического анализа позволяют выделить во внеледниковой области фазу потепления климата при формировании руслового аллювия боровой террасы. По стратиграфическим взаимоотношениям эта фаза сопоставляется с временем образования каргинского горизонта области морских трансгрессий.

Голоцен

Послеледниковое (голоценовое) время характеризуется довольно резким потеплением климата, который становится более влажным. Большое развитие имели процессы болотообразования и почвообразования. В речных долинах накапливались аллювиальные отложения, которые формировали пойменный комплекс террас и резко отличались от более древних присутствием большого количества торфяных и гумусовых прослоев и серыми тонами осадков. В горах небольшие по размерам голоценовые ледники карового типа формировали морены; в гольцовой зоне происходило преимущественно физическое (морозное) выветривание горных пород, которое сопровождалось накоплением элювиальных, коллювиальных и солифлюкционных образований. В пойменном комплексе рек Урала обычно выделяются высокая и низкая пойменные террасы. На неравновесных участках речных долин в пределах пенеблена и увалистой зоны иногда выделяются до 3—4 уровней пойм (реки Тагил, Реж, Ивдель и т. д.).

Костные остатки млекопитающих встречены в большом числе в верхних горизонтах высоких пойм Тобола и Урала. Это преимущественно современные дикие и домашние животные (сборы В. В. Стефановского, определения Б. Кожамкуловой, Н. Н. Яхимович, 1965).

Для определения возраста аллювия, слагающего высокую пойму, существенное значение имеют уже упоминавшиеся археологические раскопки стоянки «Бор» в низовьях р. Чусовой. Эта стоянка находится в кровле верхневюрмской (боровой) террасы, под современным почвенным слоем. Археологи относят ее ко II тысячелетию до н. э. По мнению В. И. Громова (1948), она одновременна начальным стадиям формирования аллювия высокой поймы, откуда возраст голоценового аллювия он считает равным 5—6 тыс. лет. Агаповское и Алексеевское селища по р. Уралу, а также Кипельское селище по р. Юргамышу расположены на высокой пойме под современными почвами. К. В. Сальников (1954), изучивший стоянки древнего человека на Южном Урале, определяет возраст большинства из них бронзовым веком (II тысячелетие до н. э.). К аналогичному выводу приходит О. Н. Бадер, исследовавший остатки

стоянок верхней части высокой поймы р. Уй у пос. Пичугинского. В отложениях высокой поймы рек западного склона — Колвы (сборы П. П. Генералова), Сылвы, Ирени, Кырдымки, Шаквы и др. (Верещанина, 1965) и рек южной части восточного склона — Исети и Зюзелги, Куртамыша, Уя, Урала (сборы А. М. Сухорукова и В. В. Стефановского, определения Л. И. Крыловой) встречено много раковин моллюсков. Все они представлены современными видами, их скопление, обычно совместное с остракодами, составляет одну из характерных особенностей высокой поймы.

Из разных горизонтов надводных частей низкой и высокой пойм определены богатые комплексы спор и пыльцы. Для Среднего Урала характерны лесные спектры с преобладанием ели на западном склоне и сосны — на восточном. В Южном Зауралье по спорово-пыльцевым данным в голоценовом аллювии выделяется три стадии растительности (сверху вниз).

1. Луго-степной спектр с участием березо-соснового леса (верхний голоцен). Это современная растительность.

2. Лесной спектр — березовые и сосново-березовые леса с участием ольхи, липы, лещины и дуба. Эта фаза отвечает суббореальному, атлантическому и бореальному периодам схемы Блитта и Сернандера.

3. Степной спектр с участием березы. Эта фаза соответствует субарктическому периоду.

По работам А. И. Дзенс-Литовского, Г. Л. Благовещенского, А. П. Туза, В. Н. Сукачева и Г. И. Поплавской, М. О. Клера в разрезах озерных отложений и торфяников голоценового возраста на Урале выделяются, как и в европейской части СССР, четыре климатические эпохи.

Генетические типы четвертичных отложений

В пределах описываемой территории наблюдается большое разнообразие в фациях и литологии пород четвертичного возраста и в то же время четко выявляются основные закономерности осадконакопления.

Литолого-фациальный состав четвертичных отложений зависит от петрографического состава разрушаемых пород, тектонических, физико-географических условий осадконакопления. Эти три основных фактора и положены в основу схемы районирования Урала по типам разрезов четвертичных отложений (Лидер, 1965; см. рис. 22). По геологическому строению, интенсивности и направленности тектонических движений, мощности и составу осадков четко выделяются Предуральская, Уральская и Зауральская структурно-фациальные зоны.

Для Предуральской зоны характерно чередование интенсивных поднятий и опусканий, в результате которых в конце неогена — начале антропогена выработались переуглубленные долины и произошло заполнение их аллювием (мощностью до 110 м). В этой зоне четвертичные отложения формируются в основном за счет разрушения осадочных пород пермского возраста и имеют сравнительно выдержанный минералогический состав. Уральская зона в течение позднего плиоцена и антропогена испытывала преимущественно поднятие. Процессы физического выветривания горных пород в этой зоне протекали по настоящее время весьма интенсивно. Следствием этого является преобладание в составе почти всех генетических типов осадков горной зоны крупнообломочных пород полимиктового состава. В Зауралье палеозойские образования закрыты чехлом мезозойских и палеогеновых в основном глинистых пород. Поэтому четвертичный покров представлен здесь преимущественно алевритами и глинами полигенетического, озерного и аллювиального генезиса. В западной части наблюдается меридиональная зональность в гранулометрическом составе аллювиальных отложений.

В четвертичном покрове Урала доминирующее значение (свыше 60% по объему) занимают осадки среднеуральского надгоризонта среднего плейстоцена (рисса). Поэтому литолого-фациальный состав осадков этого надгоризонта, по существу, и определяет характер четвертичного разреза. По преобладающим генетическим типам осадков среднеуральского надгоризонта выделяются фациально-климатические области: северных морских трансгрессий; раннеледниковая (площадь, покрываемая льдами в максимальную фазу среднеуральского оледенения); приледниковая (перигляциальная), в пределах которой активно протекали процессы морозного выветривания и солифлюкции; внеледниковая, в пределах которой наряду с физическим выветриванием важную роль играло и химическое выветривание.

Морские отложения Полярного Предуралья (роговская толща) и Полярного Зауралья (салехардская толща) имеют сходный литолого-фациальный состав. Фациально близки также ледниковые, ледово-морские и водно-ледниковые отложения раннеледниковой области Предуралья и Зауралья. В то же время в Зауралье мощность осадков среднеуральского надгоризонта колеблется весьма значительно и в среднем в 1,5 раза больше, чем в Предуралье. Кроме того, в Предуралье ледниковые отложения включают больше крупнообломочного материала, принесенного с водораздельной части Урала.

В соответствии с геологическим и орографическим строением наиболее сложный литолого-фациальный состав имеют осадки Уральской структурно-фациальной зоны. В этой зоне выделяются подзоны: 1) горно-ледниковая, в пределах которой на Северном Урале и хребте Зигальга на Южном Урале распространены ледниковые отложения долинных и каровых ледников; 2) перигляциального делювия (в широком смысле, включая все генетические типы склоновых отложений) североуральского надгоризонта (в этой подзоне обособляются провинции: а) на осадочных породах палеозоя западного склона Северного и Полярного Урала; б) на вулканогенных и осадочных породах палеозоя восточного склона Северного Урала); 3) перигляциального делювия среднеуральского надгоризонта среднего плейстоцена (рисса); 4) подзона аллювиально-делювиальных, аллювиальных и полигенетических отложений на вулканогенных и осадочных породах палеозоя (Зауральский пенепплен).

Как было отмечено выше, южнее границы максимального оледенения в Зауралье четвертичные отложения имеют сравнительно выдержанный литологический состав, но различную мощность. В соответствии с характером тектонических движений и осадконакопления в Зауральской структурно-фациальной зоне выделяются: приподнятая равнина, на поверхности которой залегают полигенетические и озерные отложения небольшой мощности низменная равнина, в строении которой участвуют аллювиальные и озерные отложения значительной мощности. Северное Зауралье (площадь активных новейших движений разных знаков).

В пределах выделенных структурно-фациальных подзон четвертичные отложения имеют характерное строение стратиграфического разреза и сохраняют общность условий осадконакопления. В то же время в подзонах наблюдаются значительные колебания в минералогическом составе и мощности четвертичных осадков. Поэтому в них можно и необходимо выделять по составу минералого-петрографические провинции. По характеру неотектонических движений и мощности осадков выделяются участки с преобладанием денудации или аккумуляции и т. д. Существенным образом, как это будет показано ниже, четвертичные отложения отличаются по составу и мощности в пределах хребтов и разделяющих их депрессий.

На Урале и прилегающих к нему равнинах развиты все известные в настоящий момент генетические типы четвертичных отложений (данные А. П. Павлова и Е. В. Шандера). На современных картах (Лидер, 1965 г.) выделяется свыше двадцати генетических типов осадков, из которых ледниковые, водно-ледниковые, аллювиальные, озерные и делювиальные отложения покрывают большие площади и имеют важное стратиграфическое значение.

ЛЕДНИКОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ледниковые отложения по возрасту, особенностям вещественного состава и геоморфологической приуроченности разделяются на морены горно-долинного и карово-долинного оледенения и основные морены покровных оледенений. Первые приурочены к долинам и карам в горной части Урала, вторые развиты на прилегающих равнинах Предуралья и Зауралья и в увалистых зонах западного и восточного склонов Урала.

Основные морены покровного оледенения представляют собой тяжелые плотные глины (суглинки), в разной степени песчанистые, серого, темно-серого, синевато- или коричневатого цвета, с различным количеством включений гравия, гальки и валунов полимиктового состава разной степени окатанности. Прослойки и линзы песков, гальки в безвалунных слоистых глинах довольно обычны и заметны. В мелкоземистой массе валунодержущих глин более или менее четкая слоистость и микрослоистость наблюдается только при внимательном рассмотрении. Местами отмечаются постепенные и резкие переходы от песчанистых валунодержущих глин к тонкоотмученным четкослоистым алевролитам и глинам — как по простиранию, так и в вертикальном направлении.

Грубообломочный материал в морене содержится обычно в небольшом количестве, однако иногда составляет до 30—35% объема. Гальки и валуны размером более 3 см составляют от 5 до 14% общего числа валунов. По направлению к горам наблюдается обогащение крупными валунами. Изредка встречаются валуны размером до 2—3 м³ и более. В составе галечно-валунного материала, наряду с породами горной части Северного и Полярного Урала, в большом количестве присутствуют местные коренные породы. В составе мелкоземистой массы морены постоянно отмечается наличие большого количества материала местных коренных пород. Вследствие этого состав морены несколько варьирует на разных участках, однако основные черты внешнего облика породы и литолого-фациальной характеристики ее сохраняются всюду неизменными. Вероятно, вследствие большой нагрузки, которую испытали моренные суглинки при последующих стадиях оледенения, они имеют большую плотность и отличаются от других генетических типов осадков по инженерно-геологическим свойствам.

У подножия западного склона горного Урала в морене наблюдаются включения валунов пород, развитых на Предуральской равнине (белемниты из морской юры, пермские песчаники), а у подножия восточного склона — включения валунов пород, отмечаемых в коренном залегании на десятки километров восточнее (устойчивые породы юры, мела и палеогена, среднепалеозойские вулканогенные и осадочные породы), т. е. наблюдается как бы занос валунов с прилегающих равнин к подножию горного Урала. Не исключена возможность, что в морене мы встречаем остатки размывшихся мезозойских и палеогеновых пород, распространявшихся ранее до самого подножия хребта (Лидер, 1964).

Помимо белемнитов, переотложенных из юрских и меловых отложений, в составе днепровской морены в Предуралье известно несколько крупных отторженцев пород морской юры и мела. В обнажении у с. Виль-

горта на р. Колве в морене наблюдается целый ряд отторженцев юрских глин, аргиллитов и глауконитов, содержащих ростры белемнитов и раковины устриц. Размер отторженцев от десятков сантиметров до 70 м в горизонтальном направлении (по обнажению). В бассейне Верхней Камы и на водоразделе ее с Печорой крупные блоки юрских и меловых пород в составе четвертичных отложений встречены несколькими скважинами Гидропроекта.

Ледниковые отторженцы известны в Западно-Сибирской низменности по р. Большому Югану у юрт Еутских, возле г. Самарово (Васильев, 1946; данные И. М. Громова и С. Б. Шацкого) и закартированы в бассейне р. Северной Сосьвы (Захаров, 1965). Отторженцы оконтуривают краевую зону оледенения в Предуралье и Зауралье (см. рис. 22).

Во многих разрезах Верхней Печоры и Северной Сосьвы наблюдается два горизонта валуносодержащих глин, разделенных водными отложениями — ленточнослоистыми алевритами, песками или галечниками, межледниковый характер которых достоверно не доказан. Такие обнажения послужили основанием для выделения двух стадий покровного оледенения или двух самостоятельных оледенений (Варсанофьева, 1939; Генералов, 1965; Лидер, 1964, 1965; Сирин, 1947; Яковлев, 1940). Но в большинстве разрезов разделение ледниковых отложений на стадии невозможно. Крайними южными пунктами, в которых установлены моренные суглинки среднего плейстоцена, являются: в Предуралье — пос. Слудка на правом берегу р. Камы и район устья Чусовой, на Урале — г. Качканар, г. Волчанск, в Зауралье — р. Пелым ниже пос. Вершины, г. Самарово.

Мощность ледниковых отложений колеблется в пределах 15—20 м в Предуралье и 30—50 м в Зауралье.

Морены горно-долинного оледенения развиты почти во всех долинах верховий современных рек, прорывающих хребты горной части Урала севернее массива Чистоп (61° 30' с. ш.). Южнее указанной широты подобные отложения встречаются реже: здесь они описаны на хребте Ишерим, в истоках р. Ивделя, на массивах Денежкин Камень и Конжаковский Камень, а также на хребте Зигальга на Южном Урале (Колоколов и Львов, 1945). Сюда же отнесены галечно-валунные накопления, выстилающие на значительных площадях днище Щугорской депрессии.

Выделяется несколько стадий развития оледенения. К отложениям максимальной ханмейской стадии позднего плейстоцена относятся галечно-валунные накопления, окаймляющие неширокой (обычно в пределах до 2—5 км) полосой подножия гор Северного Урала. Обычно они образуют гряды и валы, параллельные склонам хребтов, и, будучи разрезаны мелкими водотоками, приобретают форму крутосклонных холмов, имеющих в плане различные очертания и ориентировку. Размеры холмов и гряд в плане от десятков метров до нескольких километров, высота 5—15 м, редко больше. Они сложены галечно-валунным материалом с заполнителем из бурого сильно песчанистого суглинка или грубой супеси. Местами наблюдается переслаивание такого грубого материала со слоистыми песками и галечниками. В составе валунного материала преобладают породы, слагающие близлежащие хребты. Окатанность и сглаженность валунов и галек различная. Местами наблюдаются экзотические валуны, обычно хорошо окатанные. Такие накопления известны вдоль западного подножия Тельпосского кряжа и его отрогов в Верхнелозьвинской депрессии, на участках верхнего течения многих левобережных притоков р. Северной Сосьвы в предгорьях и в других местах. Южнее широты Чистопольского массива моренные накопления у подножий гор неизвестны. Здесь развитие их ограничивается самыми

верхними отрезками долин на абсолютных отметках не ниже 600—700 м.

Свежие следы горно-долинного оледенения (по принятой схеме — ханмейского, а по А. А. Колоколову и К. А. Львову днепровского оледенения) имеются на северном окончании хребта Зигальга на Южном Урале. Здесь в долине р. Евлакты прослеживаются боковые морены и гряда поперечных холмов высотой до 15 м.

На привершинных частях наиболее высоких массивов и хребтов известны свежие следы карового и карово-долинного оледенения полярно-уральского времени и голоцена (горы Отортен, Ишерим, хребты Тондер и Тельпосский Кряж). Морены и альпозакрационные формы этого оледенения (стадий) в районе гор Ишерима и Отортена (61° — $61^{\circ} 30'$ с. ш.) спускаются до абсолютных отметок 750—800 м, на Тельпосском Кряже — до отметок 580—620 м, т. е. всюду находятся в пределах современной гольцовой зоны. Моренные гряды этого оледенения и подпруженные ими озера локализуются в приустьевых участках и на днищах более или менее крупных свежих каров или коротких (длиной до 3—4 км) четких трогов, замыкающихся вверх карами.

ФЛЮВИОГЛЯЦИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Флювиогляциальные отложения имеют тесную генетическую связь с моренами и озерно-ледниковыми отложениями. Флювиогляциальные пески и галечники обычно перекрывают морены, иногда замещают их по простиранию. Минералогический состав их аналогичен или близок составу морен, отличаясь, естественно, механическим составом и более высоким содержанием устойчивых минералов в тяжелой фракции.

В Предуралье флювиогляциальные отложения среднеуральского оледенения представлены песками, часто средне- и мелкозернистыми, которые занимают большие поля междуречий и придолинных склонов. В Зауралье они сложены галечниками, гравием или разнозернистыми песками, которые, как и моренные суглинки, облекают доледниковый рельеф.

Обычно пески и галечники хорошо промыты, рыхлые, в них четко видна слоистость. На равнинах преобладает горизонтальная слоистость, которая ближе к горам и на возвышенностях сочетается с косой и диагональной. Сортировка зерен по крупности и окатанности в целом слабая. Цвет песков обычно желтовато-светло-серый, светло-желтый, буровато-серый. Мощность песков в Предуралье от 2 до 15 м, редко более; в Зауралье до 20—30 м.

Флювиогляциальные галечники и пески ханмейской стадии североуральского оледенения окаймляют горы Северного Урала.

АЛЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Аллювиальные отложения довольно детально изучены, поскольку представляют большой интерес как объект добычи россыпных полезных ископаемых и строительных материалов. Они включают много синхронных органических остатков, обычно сохраняют четкую геоморфологическую приуроченность и являются, таким образом, своеобразными стратиграфическими реперами, ценными еще и потому, что пронизывают разветвленной сетью все другие генетические типы осадков.

До сих пор корреляция аллювиальных отложений Урала проводилась в основном по высотному положению террас относительно уреза воды. Но высотное положение террас колеблется в очень широких пределах, особенно в районах, подверженных неотектоническим движениям. Если к этому добавить субъективный подход исследователей к счету террас, то станет понятным существующий разнобой в определении номен-

клатуры и возраста речных террас. Во избежание этого А. А. Малахов и А. П. Сигов в 1947 г. предложили для террас географические названия. Но при этом стратотипическое описание разреза было дано (Сигов, 1948) только для камышловской террасы в Среднем Зауралье (бассейн Исети и Пышмы). За последние годы собран богатый палеонтологический материал и определен возраст террас, а также их геологическое строение в разных структурно-фациальных подзонах. Это позволяет вполне обоснованно именовать террасы по возрасту слагающего их аллювия (миндельская, нижнерисская, верхнерисская, вюрмская и голоценовые террасы, как это было предложено В. И. Громовым в 1948 г. (рис. 23).

Большинство рек Урала берут свое начало в водораздельной части хребта, пересекают и размывают породы разного петрографического состава и аккумулируют осадки в разных структурно-фациальных зонах. Поэтому отложенный ими аллювий имеет пестрый состав и своеобразное строение в каждой зоне. На площадях тектонических поднятий в долинах формируется серия эрозионно-аккумулятивных террас. В депрессиях и районах относительных опусканий аллювий наслоен в обычной стратиграфической последовательности. В пределах горного Урала в молодых участках долин, вследствие обильного поступления в долину отложений склонового ряда (делювий, коллювий, солифлюкций и др.) и малой силы водотока, в составе аллювия преобладает обычно грубообломочный слабоокатанный материал местных коренных пород с заполнителем из плохо сортированных грубых супесей или песчанистых глин. Типичные аллювиальные фации здесь не наблюдаются.

В увалистых зонах и в депрессиях горной зоны аллювий уже четко дифференцирован на фации — русловую, пойменную и старичную. Русловой аллювий сложен валунно-галечным и галечным материалом, иногда с мелкими линзами песков и супесей. Мощность русловых галечников на крупных реках достигает 15 м. Аллювий пойменной фации часто отделяется от руслового галечника четким контактом. Пойменная фация представлена параллельно- и линзовослоистыми рыхлыми песками, супесями и суглинками, иногда облессованными, с линзочками гравия, с рассеянными валунами и глыбами. Часто наблюдаются следы почвообразовательных и мерзлотных процессов; у тыловых швов террас — линзы щебня, несенного с примыкающих склонов долины. Мощность аллювия пойменной фации незначительна — от нескольких дециметров до 1 м и более. Своеобразная фация аллювия, которую одни исследователи считают пойменной, другие «перигляциальной» (Яхимович, 1965) или «половодно-ледниковой» (Горецкий, 1964), слагает верхний горизонт аккумулятивного тела среднеуральской террасы.

На равнинах Предуралья и Зауралья значительно увеличивается удельный вес пойменных и старичных осадков в общем объеме аллювия, особенно верхнерисского и вюрмского возраста. В верхних горизонтах аллювия довольно часты линзы торфяников и озерных отложений. В механическом составе аллювия здесь преобладают пески с мелкой галькой и алевритом, минеральный состав более смешанный. Некоторые различия, как будет показано ниже, наблюдаются также в составе и строении аллювия разных стратиграфических горизонтов.

Нижнеплейстоценовый аллювий выполняет переуглубленные долины пра-рек в Предуралье (Горецкий, 1964; Яхимович, 1965) и Тоболо-Убаганской долине (Стефановский, 1965), формирует V надпойменную террасу в зонах поднятия на Горном Урале (Яхимович, 1965; Вербицкая, 1965) и залегает в древних долинах на междуречьях Зауралья. В ледниковой области он погребен под более молодыми отложениями.

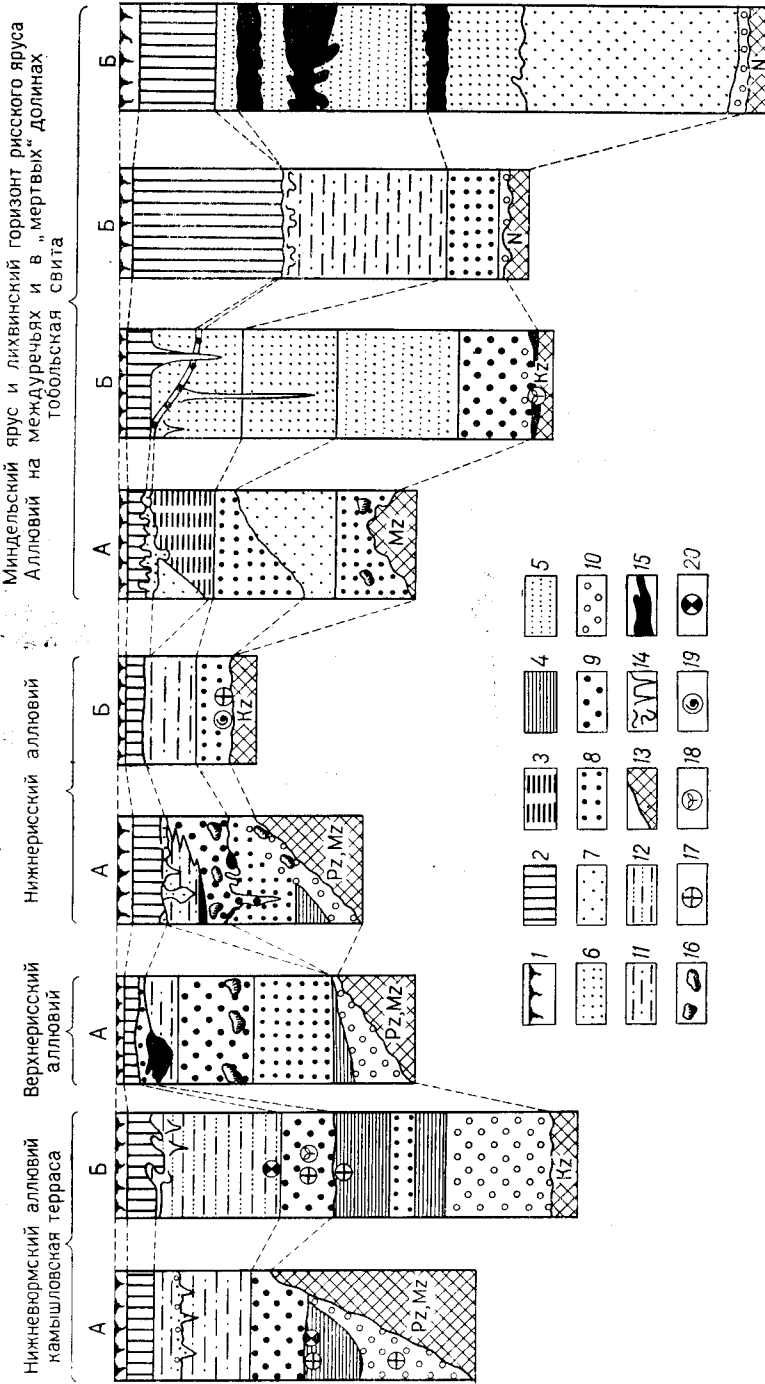


Рис. 23. Сводные стратиграфические разрезы аллювиальных отложений различных структурно-фациальных подзон Урала и Западной Сибири (Составили В. А. Лидер и А. М. Сухоруклов)

А — увалистая полого и Зауральская равнина и Западная Сибирь; 1 — почвенно-растительный слой; 2 — суглинки бурые элювиального и элювиально-делювиального генезиса; 3 — глины; 4 — глины и пелитониты; 5 — алевриты; 6 — пески козерньские; 7 — пески мелко- и среднезернистые; 8 — пески крупно- и разнозернистые; 9 — песчано-равнинные отложения; 10 — гравийно-галечные отложения; 11 — глины песчаные и пески глинистые; 12 — алевриты глинистые; 13 — дочетвертные породы неогенового, кайнозойского, мезозойского и палеозойского возраста; 14 — криоготурбацит; 15 — поперечные почвы и торф; 16 — валуны; 17 — находки руководящих форм млекопитающих; 18 — находки каринозигических остатков; 19 — находки моллюсков; 20 — находки ostracod

Наиболее выдержанный разрез описываемые отложения имеют в Зауралье. В бассейне р. Северной Сосьвы это хорошо промытые и отсортированные галечники и пески полимиктового состава с пылью сосново-еловой тайги (Лидер, 1965; Генералов, 1965), залегающие в долинах

под мореной среднеуральского оледенения. В Среднем Зауралье миндельский аллювий прослеживается на междуречьях широкой полосой меридионального простирания. Он вскрыт по р. Тавде у с. Антропово (материалы Л. В. Введенского и В. А. Лидера), по р. Туре у с. Кулаково (материалы В. А. Лидера), по р. Режу у с. Никоново (материалы А. М. Сухорукова и В. А. Лидера), в районе ст. Мурзинка по р. Нейве (материалы И. Д. Соболева), в бассейне Ирбита (материалы В. А. Лидера), по рекам Пышме и Исети (Сигов, 1948; Пронин, 1948; Сухоруков, 1965), на междуречьях, пересекаемых Пышмой, Исетью, Синарой и Течей (Гарашкинская, Каваевская, Улугушская долины, материалы В. А. Грачева). Всюду аллювий представлен рыхлыми косослоистыми песками, гравием, реже мелким галечником полевошпатово-кварцевого состава, но с преобладанием кварца (до 60%), которые залегают с глубоким размывом на дочетвертичных породах. Очень часто в толще песков наблюдаются валуны палеозойских пород, неправильной формы линзы галечников и песчаных глин. Среди тяжелых минералов отмечается много неустойчивых к выветриванию минералов — роговой обманки (17—26%) и эпидота (34—61%). Мощность песков до 15 м, обычно 3—8 м. В карьерах у с. Никоново и у с. Черноскутово по р. Исети видно, что русловой аллювий перекрыт сложно построенной толщей суглинков мощностью 1—3 м. В Никоновском карьере — это несортированные мореноподобные суглинки с гаями и мелкими валунами, от которых книзу отходят грунтовые псевдоморфозы по ледяным клиньям. Мореноподобные суглинки, в свою очередь, кроются бурыми суглинками позднелейстоценового возраста. В Черноскутовском карьере в кровле песков наблюдается два горизонта делювиальных, сильнокриотурбированных песчаных глин с горизонтами размыва в основании. Южнее, в бассейне Тобола, пески сохраняют такое же стратиграфическое положение, но становятся более мелкими (Стефановский, 1965).

Аллювиальные отложения миндельского возраста имеются также в пределах пенеппена и увалистой полосы восточного склона; в Тагильском и Невьянском районах, в верховьях Туры (Трифонов, 1948), по рекам Нейве и Режу (материалы Н. В. Кинд и Н. П. Кленовицкой), в бассейне Чусовой (Шукина, 1948), в бассейне Тогузака, Караболки, возле озер Урефты и Уелги (материалы В. В. Стефановского).

В Соликамском районе миндельский аллювий, залегающий в основании соликамской свиты, представлен гравийно-галечно-песчаными отложениями, в которых преобладают мелкая и средняя галька и гравий. Как «совершенно специфическую особенность» этого аллювия Г. И. Горещкий (1964) отмечает наличие в нем галек «дырчатого кварцита» и габбро-диабазов. Для минералогического состава аллювия характерно значительное содержание пирита (30—60%) и диопсида (8—12%). Мощность аллювия до 4 м. Перекрывается он мощной толщей озерных и озерно-аллювиальных отложений соликамской свиты. С этим горизонтом, видимо, можно параллелизовать галечниковый горизонт аллювия с глинистым заполнителем, вскрывающийся под толщей озерных глин миндель-лихвинского времени в переуглублениях древней долины р. Боровицы у с. Голухино. В 400 м ниже устья р. Черной этот горизонт выходит на дневную поверхность. Е. И. Серапихский и А. И. Москвитин относят его к миндельской морене. В составе галечного материала отмечаются гальки кварца, кремня, кавернозных кварцитов, кремнистых известняков различной окатанности. Аллювиальный горизонт залегают на известково-мергелистой толще кунгура, а вверх по разрезу переходит в озерные глины. В. Л. Яхимович, П. П. Генералов, В. С. Верещагина и другие геологи, посетившие это обнажение в 1963 г., пришли к единому мнению об аллювиальном происхождении гравийно-галечного горизон-

та. Литолого-минералогический анализ образцов озерных глин и глинистого заполнителя «моренных» галечников показал полную их идентичность. Средняя мощность горизонта здесь 3—5 м, как исключение до 16 м. На придолинных склонах и в переуглублениях долины Глухой Вильвы также залегают галечники (материалы В. С. Верещагиной), которые сопоставляются с описываемым горизонтом.

Как было отмечено выше, в ряде разрезов миндельские отложения не могут быть отчленены от лихвинских.

Нижнерисский аллювий на площадях относительных поднятий в приледниковой и внеледниковой областях обычно приурочен к IV надпойменной террасе по принятой схеме. Значительно реже он залегают под более молодыми осадками в депрессиях холмисто-увалистой полосы. В равнинном Зауралье IV надпойменная терраса сливается с водораздельными пространствами. В краевой зоне оледенения по р. Каме от г. Добрянки ниже по течению, в приустьевой части р. Чусовой аллювий лихвинского горизонта залегают на палеозойских породах и иногда перекрывается мореной, солифлюкционными отложениями днепровского горизонта или флювиогляциальными песками.

В нижнем течении р. Чусовой возле д. Остров, по В. И. Громову (1948), к цоколю из палеозойских пород прислонены синие глины миндель-рисского возраста, которые уходят под урез воды и служат цоколем для I, II и III надпойменных террас. Аллювий, слагающий IV террасу, залегают на высоте 20 м и состоит из супеси, включающей фауну хазарского облика и перекрытой мощным слоем песков и галечников.

Интересные разрезы нижнерисского аллювия изучены В. С. Верещагиной (1965) в долине р. Сылвы и на ее притоке р. Иргиной. В долине р. Иргиной аллювиальная толща залегают на абсолютных отметках около 186—195 м (относительная отметка кровли у бровки 24,5 м, у тылового шва террасы—36,5 м) и прослеживается более чем на 2 км. Цоколь сложен песчаниками и закарстованными известняками, его поверхность неровная. Поэтому мощность аллювия изменяется от 3—5 (на песчаниках) до 14—15 м (на известняках в карстовых западинах). Изменяется и состав аллювия: аллювий, залегающий в карстовых западинах, на 60—80% представлен грубообломочным материалом (обломки и глыбы известняков), остальные 40—20% представлены галькой различной окатанности. В долине р. Сылвы у северной окраины г. Кунгура аллювиальная толща также залегают в карстовой западине. Галечники этой толщи аналогичны по составу и окатанности описанным выше, но крупного обломочного материала в них содержится не более 30—40%. Галечниковый аллювий прослежен также в долине р. Сылвы на участке Агафонково-Тисс. Аллювий залегают здесь на абсолютных отметках 185—190 м. По р. Сылвице И. И. Краснов описал 30-метровую террасу, сложенную галечниками в основании и синими глинами с линзами торфа в кровле. Аллювий перекрыт делювиальными глинами с глыбами палеозойских пород (глыбовый горизонт). По Каме у г. Перми В. А. Апродов выделил IV 40—50-метровую террасу, которая сложена песчано-гравийным материалом в основании и суглинками в кровле. Участками первичное залегание аллювиальных песков нарушено, по В. А. Апродову, ледником. По сводке Н. П. Вербицкой, высота IV террасы рек западного склона изменяется от 52 (р. Койвы у устья) до 5 м в верховьях.

На восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье в зонах поднятий высота IV террасы над урезом воды колеблется от 30 до 17 м, высота цоколя соответственно от 25 до 10 м. Максимальные высоты цоколя приурочены к неравновесным участкам долин, от которых вверх и вниз по течению они уменьшаются.

В верховьях рек в увалистой полосе восточного склона русловый аллювий или размыт, или погребен под более молодыми осадками. Мощность его возрастает до 15 м в депрессиях и уменьшается до 1,5 м на поднятиях. гранулометрический состав зависит от уклона русла. В наиболее полных разрезах, вскрываемых в депрессиях увалистой полосы, например, по р. Ис возле пос. Глубокого (описание Н. С. Глазыриной), в Зауралье по р. Тавде у с. Антропово, по правому берегу Иртыша возле г. Тобольска и ниже (Лидер, 1965б) над русловым аллювием залегают алевриты песчано-глинистые («покровные суглинки»). Суглинки включают два-три горизонта погребенных почв и два горизонта криотурбаций, на основании чего эту толщу можно разделить на три горизонта (см. рис. 23). Такое строение озерно-аллювиальной, частью полигенетической — «перигляциальной» покрывки служит характерным признаком нижнерисского аллювия. Вторым отличием его является более грубый состав осадков по сравнению с аллювием миндельского и позднерисского возраста.

Верхнерисский аллювий в большинстве случаев формирует III надпойменную террасу. В зонах поднятий эта терраса имеет высокоприподнятый цоколь из дочетвертичных пород и является эрозионно-аккумулятивной; при переходе на равнины она становится целиком аккумулятивной. В зонах относительных опусканий верхнерисские осадки залегают в цоколе террас вюрмского возраста. Повсеместно верхнерисский аллювий четко делится на два горизонта: нижний, отвечающий межстадиалу, и верхний — стадиалу. Аллювий обычно лежит на цоколе из палеозойских пород. На переуглубленных участках долин рек цоколь иногда сложен миндель-лихвинскими озерными глинами, а в зоне оледенения — мореной днепровского (самаровского) горизонта.

Нижний горизонт аллювия в Предуралье представлен мелкозернистыми песками, иногда переслаиванием мелкозернистых песков с алевритистыми глинами, пелитолитами. В горизонте встречаются прослой и линзы торфа мощностью до 2,5 м. Мощность горизонта от 5 до 8 м и более. Верхний горизонт, как правило, имеет однообразное строение. Мощность его значительно больше, чем нижнего, — от 5—8 до 17—20 м. Горизонт слагают иловатые суглинки, алевриты, алевритистые глины, макропористые, карбонатные, со столбчатой отдельностью. Г. И. Горецкий (1958) относит отложения верхнего горизонта к «половодно-ледниковым» осадкам перигляциальной формации. При переходе от равнины к холмистой зоне, а затем к горному Уралу, литология верхнего горизонта постепенно изменяется. В пределах Предуралья (р. Кама у пос. Гремячево, Зуево, Слудка и т. д.) — это лёссовидные суглинки (Горецкий, 1964; материалы Р. Б. Крапивнера, В. С. Верещагиной, В. А. Лидера). Ближе к Уралу в суглинках верхнего горизонта появляется масса прослоев и линз делювия. В Уральской зоне верхний горизонт сложен мощными, до 10—15 м, делювиальными суглинками, иногда обогащенными щебнисто-глыбовым материалом. В этой зоне резко изменяется литологический состав и нижнего горизонта. Последний обычно представлен здесь галечником или валунно-галечными отложениями с глинистым и песчаным заполнителем. Мощность его 2—4 м.

Наиболее полный разрез верхнерисского аллювия на восточном склоне вскрыт у тылового шва III террасы р. Нейвы в карьере у кирпичного завода с. Нейво-Шайтанского. По описанию А. М. Сухорукова, верхняя половина разреза мощностью 7—8 м здесь представлена мелкозернистыми и среднезернистыми глинистыми светло-бурыми песками, горизонтальнослоистыми, пойменной или «половодной» фации. Сверху осадки преобразованы элювиально-делювиальными процессами на глубину 1—2 м, имеют более глинистый состав и более темную окраску.

Под аллювием пойменной фации залегает крупная линза глин темно-серого цвета, содержащая в себе кости млекопитающих и гранитные валуны. Мощность линзы около 2 м. Под глинами залегают галечники с песком и гравием, относящиеся к русловому аллювию. Их мощность до 1 м. Близость тылового шва, неравносность участка определили высокое положение (8—9 м) цоколя над урезом реки. Аналогичное строение третьих надпойменных террас наблюдается по рекам Исети, Пышме, Туре, Тагилу, при пересечении Зауральского пенеппена и цокольной равнины (например, на участке г. Сухой Лог—г. Камышлов; г. Каменск-Уральский—д. Водолазово, выше с. Махнево). Такие же разрезы встречаются по р. Сосьве на отрезке долины вдоль палеозойского уступа и в верховьях р. Чусовой. В ряде случаев наблюдается налегание «половодных» осадков непосредственно на цоколь.

При выходе из пенеппена в зону равнинного Зауралья, по данным А. М. Сухорукова (1965), терраса становится аккумулятивной, ее цоколь погружается на глубину до 15 м под урез рек. Здесь на русловых песках мощностью 7—8 м залегают песчаные глины серого и синевато-серого цвета, которые включают кости млекопитающих, имеют почти повсеместное распространение и даже проникают в депрессии увалистой полосы, где залегают в цоколе вюрмской террасы (Никифорова, 1946; Кинд, 1947; Щукина, 1948; Сухоруков, 1965). Лишь в зонах поднятий они отсутствуют в разрезе. Вероятно, синие глины являются озерно-аллювиальными отложениями второй половины рисской эпохи, во время которой реки были подпружены приледниковыми бассейнами. Верхняя часть разреза представлена песчано-глинистым, глинисто-алевритистым и песчано-алевритистым аллювием пойменной («половодно-ледниковой») фации.

Отмеченные закономерности в строении верхнерисского аллювия сохраняются и на восточном склоне Южного Урала и прилегающей к нему части Зауралья (Стефановский, 1965). В верховьях Ай, Юрюзани, Ураима, на меридиональных отрезках долин, наследовавших древние долины, в увалистой полосе аллювий слагает аккумулятивную террасу высотой 12—20 м. В ее основании залегают галечники и пески полимиктового состава, которые перекрываются бурой песчаной глиной со щебнем. В среднем течении Урала, на широтных отрезках рек Уй, Увельки и Миасса, он слагает эрозионно-аккумулятивную террасу высотой 15—25 м. Наиболее отчетливо терраса прослеживается на правом берегу р. Уй, в районе г. Троицка и по р. Увельке, где она вскрыта канавой газопровода (материалы В. В. Стефановского и В. А. Лидера). На равнине высота III надпойменной террасы возрастает до 30 м (среднее течение р. Уй); ближе к Тоболо-Убаганской долине терраса понижается до 20 м. В этой части территории верхнерисский аллювий перекрыт мощным чехлом полигенетических суглинков. На меридиональных отрезках рек увалистой полосы и на отдельных участках пенеппена (бассейн р. Миасса) верхнерисские отложения перекрыты нижневюрмским аллювием.

Вюрмский аллювий выделяется по долинам всех рек в пределах всех структурно-фациальных подзон и климатических областей.

Нижневюрмский аллювий всюду, кроме бассейнов Печоры и Северной Сосьвы, слагает аккумулятивные тела II надпойменной террасы. Терраса аккумулятивная и морфологически обычно хорошо выражена на реках Предуралья и Зауралья и несколько хуже — в депрессиях холмисто-увалистой и горной зон. Часто в пределах депрессий в цоколе II надпойменной террасы залегает аллювий рисского возраста.

На западном склоне и в Предуралье, по данным С. Н. Никитина (1885), Ф. Н. Чернышева (1889), А. А. Краснопольского (1889), А. А. Штукенберга (1898), В. И. Громова (1948), В. С. Верещагиной (1965), тер-

раса по своему строению имеет большое сходство с верхнерисской (III надпойменной) террасой. Различаются они относительными отметками кровли аллювия и поверхности цоколя, а также некоторыми литологическими особенностями. К последним относятся: отсутствие во II надпойменной террасе выдержанного горизонта старичных и озерных глин между горизонтом типичного руслового аллювия и верхним горизонтом «перигляциального» аллювия избыточной мощности; меньшая мощность верхнего «перигляциального» горизонта аллювия во II надпойменной террасе по сравнению с III и др. В «перигляциальном» аллювии верхней части террасы, особенно в притыловых ее участках, обычны включения и мелкие линзы щебенки и окатышей местных коренных пород, слагающих склоны долин. Часто наблюдаются криогенные структуры: грунтово-псевдоморфозы по ледяным клиньям, но меньших размеров по сравнению с рисскими, инволюции и т. п. Криогенные образования обычно приурочены к зоне контакта между русловым и пойменным аллювием, а иногда наблюдаются как сингенетичные в толще «перигляциального» аллювия. Такое же строение описываемая терраса имеет по рекам Уфе, Межевой Утке, Чусовой и др. (Щукина, 1948а).

На восточном склоне Среднего Урала камышловская (I надпойменная по А. П. Сигову и II по принятой схеме) терраса всюду аккумулятивная, за исключением неравновесных участков. В ее разрезе выделяется два-три литолого-фациальных горизонта. Нижний горизонт сложен галечниками и песками русловой фации, верхний — глинистыми песками пойменной фации. Между ними иногда залегает линза старичных песчаных глин. На площадях относительных опусканий, к которым относятся участки меридиональных депрессий и территория равнинного Зауралья, нижневюрмский аллювий с размывом перекрывает рисские аллювиальные отложения. Последние обычно обнажаются у уреза воды и уходят под него. В этих случаях строение террасы становится сложным, двухъярусным, и граница между нижневюрмским и верхнерисским аллювием обычно фиксируется четко за счет налегания русловых осадков на старичные глины. В случае налегания руслового аллювия II надпойменной террасы на аллювий той же фации верхнего рисса границу между ними зачастую установить трудно.

А. П. Сигов относит к камышловской террасе разрезы по рекам Патрушихе, Исети у с. Колчедан и д. Шевелево, Малой Калиновке у с. Чернокоровского, Исети между Сухим Логом и Камышловом, Тагилу у с. Махнево. Детальное изучение этих разрезов А. М. Сухоруковым показало, что на р. Патрушихе, у сел Колчедан и Махнево вскрываются верхнерисские аллювиальные отложения, охарактеризованные остатками мамонта раннего типа у с. Махнево. Разрезы террасы у с. Чернокоровского и д. Шевелевой являются характерными для сложно построенного аллювия камышловской террасы: вверху залегают нижневюрмские аллювиальные отложения, внизу — аллювий верхнего рисса. Поэтому, по мнению А. М. Сухорукова, на восточном склоне Среднего Урала и Зауралья камышловская терраса всюду состоит из двух комплексов аллювия — нижневюрмского и верхнерисского, из которых каждый охарактеризован руководящими формами мамонтов. Указанные комплексы аллювия формируют самостоятельные аккумулятивные террасы, разрезы которых близки по литолого-фациальному составу. В других случаях молодой комплекс наложен с размывом на более ранний, образуя сложно построенную террасу.

По документации В. А. Лидера, на восточном склоне Среднего Урала и в Зауралье наблюдается два типа разрезов камышловской террасы. В зонах поднятий, где палеонтологически датированный верхнерисский аллювий залегает на приподнятом над урезом воды цоколе (р. Пышма

на участке от Сухого Лога до Камышлова, р. Исеть у д. Шевелево и всюду, где развита III надпойменная терраса), камышловская терраса сложена аллювием вюрмского возраста. На этих участках в осадках камышловской террасы найдена фауна только поздней стадии позднелеолитического комплекса. В зонах относительных опусканий (меридиональные депрессии в горной зоне, прогибы в мезозойско-кайнозойском чехле в Зауралье) вюрмский аллювий наложен с размывом или без размыва на верхнерисский (материалы В. Г. Лебедева, Д. П. Григорьева, А. М. Сухорукова). На этих участках развита только одна цокольная терраса, на которой залегает аллювий нижнерисского подъяруса. С учетом изложенных особенностей камышловская терраса является наиболее надежным стратиграфическим репером в этой части Урала.

В Южном Урале и Зауралье, по данным В. В. Стефановского, II надпойменная (камышловская) терраса в полном разрезе по р. Тоболу у с. Арбинки имеет следующее строение (сверху вниз):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Покровные суглинки аллювиально-делювиального генезиса. Толща имеет желтовато-бурый цвет, неясную горизонтально-волнистую слоистость и включения известковистых журавчиков | 0,5—3,0 м |
| 2. Алевриты, линзы глин, пески и галечники полимиктового состава. В основании песков прослеживается базальный слой (галечник), который с размывом ложится на нижележащие глины. Контакт резкий и часто ожелезнен или омарганцован, галечники также иногда сильно обожжены или омарганцованы | 3—5 „ |
| 3. Глины иловатые зеленовато-синеовато-серые, алевритистые, с растительным детритом и фауной моллюсков. Глина плотная. В отдельных разрезах (р. Уй близ пос. Стрельцы) на границе с глинами спорадически встречаются валуны палеозойских пород. Этот горизонт наблюдается исключительно в полных разрезах у самого уреза и уходит под уровень воды | 1,0—2,5 „ |
| 4. Ниже уреза воды по разрезам скважин наблюдаются полимиктовые галечники и пески. Нижние 3 и 4 горизонты имеют позднерисский возраст | 1,5—3,0 „ |

Верхневюрмский аллювий по принятой схеме слагает I надпойменную террасу. Эта терраса наблюдается в ледниковой зоне и на западном склоне. За исключением неравновесных участков долин, она повсеместно аккумулятивная, в верховьях рек выклинивается.

На западном склоне верхневюрмский аллювий до уреза реки повсеместно представлен мелко- и равнотернистыми песками. Под урез воды уходит галечниковый горизонт, часто подстилающий и голоценовый аллювий в разрезах поймы. В среднем течении р. Чусовой, у деревень Усть-Утка, Харенки, Романово и в долине р. Уфы, у д. Рябиновки, галечники слагают почти весь разрез верхневюрмской аллювиальной толщи. В остальных случаях верхи толщи слагают аллювий пойменной фации, представленный мелкозернистым глинистым песком, песчаной или алевритистой глиной. Встречаются разрезы аллювия, целиком сложенные в надводной части алевритами.

На территории Среднего и Южного Зауралья верхневюрмский аллювий слагает так называемую «боровую» террасу, неширокие площадки которой наблюдаются в единичных случаях в нижнем течении крупных рек. Аллювий представлен песками, иногда с прослойками алевритистых глин в верхней части разреза. Терраса аккумулятивная, высота ее до 6—7 м. Описанного типа разрезы аллювия известны лишь в единичных пунктах Зауралья, а слагаемые ими террасы занимают ничтожные площади, которые невозможно показать даже на крупномасштабных картах. Обычно же в Среднем и Южном Зауралье между камышловской и высокой пойменной террасами террас нет. Е. Н. Шукина

(1948а, б) относит к I террасе в одних случаях сниженную камышловскую, в других — высокую пойму. А. М. Сухоруков (1965) и В. Л. Яхимович (1965) называют высокую пойму I надпойменной террасой. Нам представляется правильной точка зрения А. П. Сигова (1948а, б), который считает камышловскую террасу в Среднем Зауралье I надпойменной.

Аллювиальные отложения голоценового возраста формируют высокую и низкую поймы. Иногда наблюдается до 3—4 уровней пойменных террас.

Для видимого разреза пойм характерен темный цвет осадков (серые и темно-серые тона) за счет обогащения их растительным материалом и гумусом; в зоне тайги много погребенной древесины; в южных районах часто встречается фауна моллюсков. В видимой части разреза доминируют отложения пойменной и старичной фаций, состоящие из песчаных глин, глинистых песков и алевролитов. Вблизи уреза реки иногда видны линзы слаборазложившегося торфа мощностью до 2,5 м. В низовьях рек горизонт погребенного торфа или почвы становится выдержанным. Почвенный покров на высокой пойме выражен слабо и, по сути дела, представлен гумусовым горизонтом. Ниже уреза воды залегают русловые галечники и пески. Отсутствие четко выраженного почвенного профиля с тремя почвенными горизонтами, что является по Н. Н. Соколову (1958), характерным отличием I надпойменной (верхнеплейстоценовой) террасы, не позволяет относить высокую пойму к I надпойменной террасе и датировать ее верхним вюрмом, как это сделал А. М. Сухоруков (1965). Аллювий пойменных террас значительно обогащен минералами неустойчивыми к химическому выветриванию, среди которых превалирует роговая обманка в количестве от 40 до 60% состава минералов тяжелой фракции.

ДЕЛЮВИАЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Делювий представляет собой материал, перемещенный по склону при плоскостном смыве и состоящий в основном из продуктов физического выветривания пород. Он наблюдается всюду, где имеется достаточно расчлененный рельеф. Делювиальные отложения широко распространены на склонах водоразделов и речных долин, образуют чехлы на склонах гор и увалов и шлейфы у их подножий. В верхней части склона преобладают элювиально-делювиальные образования. По гранулометрическому составу делювий может варьировать от глыбово-щебнистого до тонких суглинков и глин. Обычно он состоит из песчаных глин или суглинков бурого цвета с включением глыб и щебня местных коренных пород. Осадкам нередко присуща слоистость, параллельная склону, но отдельные слои не прослеживаются на большое расстояние, а выклиниваются и фациально замещаются.

Делювиальные отложения накапливались во внеледниковой области в течение всего четвертичного периода. Поэтому в их разрезе наблюдаются погребенные почвенные горизонты, отвечающие эпохам потеплений, и глыбовые горизонты, образовавшиеся в эпохи похолоданий. «Глыбовый горизонт», выделенный И. И. Красновым (1948), в толще делювия, отмечается на отдельных участках на западном и восточном склонах Урала и имеет большое стратиграфическое значение. По мнению большинства исследователей, время его образования во внеледниковой области совпадает с эпохой максимального похолодания в среднем плейстоцене. Детальное изучение гранулометрического и минералогического состава, выявление глыбовых и погребенных почвенных горизонтов, следов криотурбаций и горизонтов размыва служат основанием для расчле-

нения делювиальных отложений на ледниковые и межледниковые горизонты. В отдельных разрезах эти горизонты привязаны к находкам фауны млекопитающих, что позволяет определить их геологический возраст. Существенную помощь в определении возраста делювия оказывает стратиграфическое и геоморфологическое положение, которое он занимает.

На сводных картах четвертичных отложений Урала выделяются делювиальные отложения плиоценового, рисского и вюрмского возраста, а также комбинации из этих основных подразделений. На детальных геологических разрезах (материалы В. С. Верещагиной, П. П. Генералова, Н. С. Глазыриной, В. А. Лидера, А. М. Сухорукова, В. В. Стефановского) делювиальные отложения плейстоценового возраста разделяются на доледниковый (миндель — лихвинский), среднеуральский, миккулинский (казанцевский) и североуральский горизонты.

Проявления магматизма и метаморфизма на рассматриваемой территории, а также связанные с ними полезные ископаемые исключительно разнообразны; здесь можно встретить почти все известные в мире типы ассоциаций магматических и метаморфических пород. Будучи связаны с различными этапами формирования Уральского подвижного пояса и примыкающих участков Русской (Восточно-Европейской) платформы, эти проявления охватывают огромный промежуток времени — от раннего протерозоя и архея до раннего мезозоя.

С наиболее древним магматизмом и региональным метаморфизмом с абсолютным возрастом свыше 1600 млн. лет мы встречаемся в Тараташском выступе кристаллического фундамента Русской платформы на западном склоне Южного Урала. Здесь обнажаются кристаллические толщи, подчиненные структурам преимущественно северо-западного простирания, характерного для Русской платформы. Образование этих толщ с формированием Уральского подвижного пояса не связано.

На западном склоне южного Урала мы встречаемся с менее древним — позднепротерозойским магматизмом периферической части Русской платформы, в виде гранитов рапакиви, с абсолютным возрастом около 1400 млн. лет. Древнейшая в позднем протерозое Урала бурзянская серия осадков, прорываемая рапакиви, сохранилась на значительной площади в свежем метаморфизованном состоянии. Близкий возраст (1300—1400 млн. лет) имеют развитые в той же части Урала ассоциации дифференцированных габбро-диабазов платформенного облика, микропегматитовых («гранофировых») каликатровых гранитов, липаритовых порфиров, диабазов, составляющих среднерифейскую магматическую формацию базальтоидного происхождения. Эти магматические ассоциации сходны с ассоциациями, сопровождающими рапакиви на северо-западе Русской платформы. Несколько восточнее прослеживается узкая зона регионального метаморфизма, гранитизации и гранитового магматизма — наиболее древних из связанных с формированием Уральского подвижного пояса, с таким же примерно абсолютным возрастом (губенские гнейсо-граниты и др.).

После большого перерыва (порядка 600—700 млн. лет по определениям абсолютного возраста), фиксируемого в основном отложениями каратауской серии, развитие докембрийско-кембрийской геосинклинали на площади Центрально-Уральского поднятия сопровождается в конце позднего докембрия, венде-кембрии излияниями диабазов, спилитов, кварцевых альбитофиров, сменяющимися в ходе инверсии региональным метаморфизмом гранитового ряда, гранитизацией гранитовыми интрузиями обычного типа. Перидотитовый магматизм здесь отсутствует или развит местами незначительно, что отличает это поднятие от палеозойской эвгеосинклинали восточного склона.

Несколько позднее в пределах пояса, по-видимому, частично развивается позднекембрийско-раннеордовикский субсеквентный сиаличе-

ский магматизм, характеризующийся ассоциацией калинатровых липаритовых порфиров, гранит-порфиров, микропегматитовых гранитов, сопровождающийся своеобразной минерализацией. Формирование гранитов в этой зоне продолжается вплоть до позднего палеозоя. Наряду с этим в зоне сочленения с Русской платформой в раннем палеозое имеются признаки проявления кимберлитов — щелочные ультраосновные базальтоиды, близкие по химическому составу к меймечитам. В последнее время в той же зоне в Северном Тимане отмечены и собственно кимберлиты.

В ту же эпоху на Среднем и Северном Урале в виде узких зон формируются ультрабазиты с повышенным содержанием железа и титана, имеющие, по-видимому, базальтоидное происхождение, аналогичное типичным платформенным формациям (Сарановский пояс). На широкой площади развиваются габбро-диабазовые формации типа трапповых с ультраосновными и кислыми дифференциатами, которые могут быть сопоставлены, по-видимому, с раннепалеозойской и более молодыми трапповыми формациями Русской платформы.

Западная граница палеозойской эвгеосинклинали довольно четко фиксируется на значительных участках обрывом северо-западных структур складчатого фундамента Русской платформы, прослеживающихся, по геофизическим данным, по рифейским и палеозойским покровам. В пределах западного склона Среднего и Южного Урала на области древней складчатости накладываются местами провинции палеозойского, преимущественно каледонского, эвгеосинклинального магматизма с характерной ассоциацией ультрабазитов дунит-гарцбургитового ряда, диабазов, спилитов, кварцевых альбитофиров с колчеданным оруденением (Нязепетровская и Присакмарская провинции). Это своеобразные ответвления палеозойской эвгеосинклинали.

Таким образом, западный склон Урала в целом — это область специфического магматизма, нередко платформенного или близкого к нему, характеризующаяся почти полным отсутствием геосинклинальных перидотитов дунит-гарцбургитовой ассоциации, развивавшаяся на деформированном, складчатом основании Русской платформы в ее периферической части.

Палеозойская эвгеосинклиналь является областью интенсивного проявления типичного геосинклинального магматизма — базальтоидного и перидотитового, нередко тесно связанного пространственно в форме офиолитовых ассоциаций (формаций). Он прослеживается с ордовика по ранний карбон включительно, обнаруживая в своем развитии отчетливую периодичность. Довольно четко выделяются каледонский (ордовик—ранний девон) и варисские ($D_2 - C_1 t_1$, $C_1 t_2 - C_1 n$) этапы базальтоидного магматизма, сопровождающегося колчеданным и магнетитовым оруденением. Магматизм этих этапов захватывает всю площадь эвгеосинклинали, концентрируясь наиболее интенсивно в отдельных зонах. Отмеченная периодичность проявляется по всей эвгеосинклинали. В общем, по характеру и времени проявления симатического магматизма Урал подобен многим другим геосинклинальным областям.

В ходе развития геосинклинали вулканогенно-осадочные толщи, сформировавшиеся в результате сочетания осадконакопления и базальтоидного магматизма в эффузивной и интрузивной форме, подверглись наряду со складчатостью региональному динамотермальному метаморфизму различных ступеней, были интродуцированы и замещены гранитами и гранитоидами сиалического происхождения. В результате образовались зоны метаморфизма, протягивающиеся через весь Урал согласно со складчатыми структурами, которым подчинены гранитовые массивы

различных размеров. Эти зоны в современной структуре фиксируют области поднятий. Местами гранитовые интрузии сиалического происхождения выходят за рамки метаморфических поясов, сопровождаясь лишь узкими каймами типичного контактово-термального метаморфизма. Наибольшее значение имеют варисский региональный метаморфизм и варисский гранитовый магматизм, продуктами которого являются гранитоидные (гранодиориты, граниты, кварцевые диориты), гранитовые (граниты) комплексы и интрузии, а также щелочные (миаскитовые) комплексы.

Судя по определениям абсолютного возраста, подавляющая или во всяком случае большая часть сиалических варисских гранитов образовалась в позднем карбоне или в начале перми.

В конце перми на границе с триасом в северной части Предуральского краевого прогиба и в низах триаса в Зауралье устанавливаются широко развитые излияния базальтов и силловые интрузии долеритового облика, нередко дифференцированные по стандартной схеме. В Зауралье известны также липариты в излившихся и интрузивных фациях. В пределах обнаженного палеозойского Урала проявления раннемезозойского магматизма отсутствуют. Раннемезозойская липарито-базальто-долеритовая формация является платформенной и знаменует прекращение к этому времени геосинклинального магматизма на Урале.

В нижеследующих очерках характеризуются: вулканизм Урала, в подавляющей части базальтоидного происхождения, нередко тесно связанный с интрузивным магматизмом того же происхождения; интрузивный магматизм — перидотитовый, базальтоидный, сиалический и, наконец, метаморфизм различных типов, играющий важную роль в строении и истории формирования Урала и его полезных ископаемых.

ВУЛКАНИЗМ

Начало современным представлениям о строении и составе вулканогенных образований положили геологические съемки двухверстного и одноверстного масштаба, начатые в конце 90-х годов XIX века и продолжавшиеся до 1914—1915 гг. (работы Е. С. Федорова, В. В. Никитина, Н. К. Высоцкого, Л. Дюпарка, А. Н. Заварицкого).

В работе «Главные черты в развитии вулканического цикла на Урале» А. Н. Заварицкий (1924) обобщил данные дореволюционных исследований о магматизме Урала. Вся цепь вулканогенных проявлений рассматривалась им как один развивающийся в течение девона цикл, начавшийся излияниями диабазовых пород и заканчивающийся формированием липаритовых порфиров, предшествовавших отложению известняков нижнего карбона.

При среднемасштабной геологической съемке промышленной части Урала, проведенной в 1925—1932 гг. для вулканогенной зоны, помимо выявления общих черт стратиграфии девонских вулканогенно-осадочных отложений было доказано широкое распространение эффузивов среди силурийских отложений, с одной стороны, и нижекарбонных — с другой.

Среди работ начала 30-х годов следует особо отметить геологосъемочные работы под руководством Е. П. Молдаванцева в Ивдельском районе, Е. А. Кузнецова на Среднем Урале (1939а, б) и В. С. Коптева-Дворникова и др. (1940) в Миасском и Учалинском районах. При этом геологи, картировавшие Северный и Южный Урал, в основу съемки вулканогенных толщ кладут их стратиграфию, а для Среднего Урала продолжают держаться петрографического расчленения.

Сложность и многофазность вулканизма Урала охарактеризованы в обзорных работах В. М. Сергиевского. В другом плане в те же годы дал обзор магматизма Урала Е. А. Кузнецов.

При проведении на Урале комплексных геологических съемок, широко развернувшихся с 1938 г., для вулканогенных толщ, как правило, применяется расчленение по петрографическому и стратиграфическому принципам.

В. М. Сергиевским и Н. А. Спасским в 1944—1945 гг. проводились работы на территории Тагило-Магнитогорского синклинория. Была сделана попытка расчленить эффузивы силура на три серии. Кроме того, было отмечено зональное строение вулканогенной полосы, на что указывали ранее Е. А. Кузнецов (1939), а впоследствии также Н. А. Штрейс (1951).

Уральским геологическим управлением в 1950—1954 гг. были выполнены геологосъемочные работы на территории промышленной части Урала¹. На основе ее и других материалов в 1955—1956 гг. составлены мелкомасштабные карты всего Урала, детальнее предшествующих.

В последние годы появился ряд статей, рассматривающих общие вопросы магматизма и геологии Урала и истории его развития, хотя собственно древнему вулканизму Урала в них уделяется немного места. В частности, в статье Б. М. Романова (1958а) разбирается вопрос о развитии Уральской палеозойской геосинклинали.

Много нового материала приведено в сводном обзоре геологической изученности Урала, составленном геологами Уральского геологического управления И. Д. Соболевым, Д. С. Штейнбергом, П. М. Есиповым, Н. Ф. Мамаевым, М. И. Гаранем и А. П. Сиговым (1958). Как замечают авторы, «основное внимание при изучении эффузивных пород Урала до сих пор уделялось вопросам стратиграфии. Что касается петрологии, то мы располагаем сейчас лишь обобщенной схематизированной характеристикой важнейших типов эффузивов». Главную задачу в изучении эффузивных пород они видят в «установлении возрастной последовательности эффузивов и законов эволюции их состава, установлении возрастных и пространственных взаимоотношений комагматичных интрузивных и эффузивных пород».

Большие сводные картосоставительские работы и связанные с ними исследования по отдельным проблемам, проведенные в последние годы, позволили подойти к формационному расчленению магматических образований Урала, выяснению комагматических связей между интрузивными и эффузивными формациями и к установлению основных закономерностей развития вулканизма в ходе геологической истории Уральской геосинклинали.

Большое значение для развития представлений о магматической истории Урала и его магматических и металлогенических формациях имеют труды Б. М. Романова, из которых пока только часть увидела свет (Романов, 1947, 1949 и др.).

Современные представления о вулканизме Урала и по другим связанным с ним проблемам нашли отражение в трудах Совещания по вопросам магматизма Урала 1960 г. и первого Уральского петрографического совещания в 1961 г. Этим же проблемам посвящены некоторые материалы III Всесоюзного петрографического совещания (1963 г.).

С каждой новой работой, по мере углубления наших знаний о вулканизме Урала, неизменно расширялись возрастные рамки времени его

¹ В 1961—1962 гг. эта работа повторно выполнена УГУ.

проявления, выяснилась вся большая сложность процесса его развития и изменчивость вулканогенных свит.

На основе многих и многих исследований в настоящее время с несомненностью вырисовывается сложный магматический облик Урала, геологическая история которого охватывает не только по крайней мере двукратный цикл геосинклинального развития, но и состояние полуплатформенного и платформенного режима. Вследствие этого на Урале прослеживаются разнообразные ассоциации магматических пород, свойственные как геосинклиналям, так и платформам или имеющие переходные между ними черты (Соболев, 1961; Гапеева, 1963; Румянцева, 1963; Штейнберг, 1963а, б; Соболев, 1961, 1963). Возникновение их связано с разными тектоно-магматическими циклами и этапами, охватившими в совокупности отрезок времени от раннего докембрия до раннего или среднего мезозоя.

Специфической чертой вулканических продуктов на всех этапах развития Урала и во всех его тектонических зонах является, по Д. С. Штейнбергу, исключительное базальтоидное их происхождение. Разнообразные по составу излившиеся породы повсюду обнаруживают принадлежность к базальтовой магме. Перидотитовый и гранитный типы магматических ассоциаций, выделяемые на Урале наряду с базальтовым типом, не имеют представителей среди излившихся пород (Соболев, 1961).

Весьма характерным является наличие интрузивных комагматов во всех районах проявления вулканизма, тесная пространственная их связь и близость по времени образования с вулканическими породами.

ВУЛКАНИЗМ РАННЕГО ДОКЕМБРИЯ

К раннедокембрийским образованиям относится тараташская свита, выходящая в ядре одноименного брахиантклинала. Она отвечает, по данным М. И. Гараня (1959), карельскому комплексу Русской платформы.

Возраст этих образований, по данным А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова, 1780 млн. лет, а по более поздним исследованиям — от 3300 до 2760 млн. лет для нижней толщи и от 2780 до 1950 млн. лет для верхней, что по современным представлениям отвечает архею и нижнему протерозою (Овчинников и др., 1964).

Тараташская свита, по описанию Г. А. Смирнова (1956), включает весьма разнообразный комплекс глубоко метаморфизованных пород, инъецированных интрузиями основного и кислого составов и пересеченных обильными жилами габбро-диабазов. В составе свиты преобладают разнообразные гнейсы, которым подчинены слюдястые кварциты и слюди-сто-кварцитовые сланцы, железистые (магнетитовые) кварциты и дже-спилиты. В нижней толще обильны тонкие прослои амфиболитов. Гнейсы, судя по составу, частью несомненно представляют собой парапороды (Гарань, 1946; Смирнов, 1956).

На всем протяжении восточного склона Урала в ряде крупных брахиантклинальных структур наблюдаются выступы кристаллических сланцев и гнейсов, для которых также характерна ассоциация с амфиболитами. Однако по большей части мы не имеем достаточных доказательств глубокой древности этих толщ. Вопрос этот осложняется присутствием среди кристаллических толщ восточного склона инъециций палеозойских гранитов и мигматитов. В зоне глубинного контактового метаморфизма кристаллические сланцы, гнейсы и мигматиты возникают и

из пород более молодого, вплоть до среднепалеозойского, возраста, причем образуются они на первый взгляд вполне сходно с древними породами.

Таким образом, в настоящее время мы можем только констатировать, что в составе отложений раннего докембрия присутствуют и породы, вероятно, представляющие собой метаморфизованные основные эффузивы. Для восстановления древней палеогеографии, структурно-фациального расчленения, тектогенеза и вулканизма и даже стратиграфической параллелизации отдельных выходов кристаллических сланцев мы не имеем достаточных данных.

ВУЛКАНИЗМ ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКО-КЕМБРИЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Опорным для отложений этого возраста является давно и хорошо изученный разрез Башкирского мегантиклинория (Гарань, 1946, 1959). Геосинклинальные отложения позднедокембрийского возраста разделяются на три отделенные несогласиями серии.

Геологические структуры, образуемые нижней бурзянской серией, обладают известной самостоятельностью (Гарань, 1959), тогда как более молодые серии (юрматинская и каратауская) дислоцированы вместе по единому плану. Каждая из серий отвечает одноименному структурному ярусу.

Вулканизм бурзянского этапа

Проявления вулканической деятельности отмечаются уже при самом возникновении позднепротерозойско-кембрийской геосинклинали, в базальной айской свите верхнепротерозойского комплекса пород. Во время отложения нижней — навышской толщи айской свиты происходят излияния диабазовых пород, сопровождавшиеся отложением туфогенных и смешанных полимиктово-туфогенных песчаников. Навышскую толщу (Гарань, 1946) слагают серые, желтовато- и буровато-серые туфогенные полимиктовые песчаники, мелкогалечные конгломераты и конгломератобрекчии, переслаивающиеся в верхней части толщи с эффузивными микродиабазами, спилитами, диабазовыми порфиритами и их туфами. Мощность толщи 150—300 м.

В северной части Тараташской антиклинали, по данным Г. А. Смирнова (1956), нижняя толща айской свиты полностью состоит из эффузивов диабазового состава, налегающих прямо на гнейсы. Спилиты образуют в ней тела мощностью до 50 м. Массивные потоки сопровождаются туфами и лавовыми брекчиями, а в вышележащих обломочных породах присутствуют обломки эффузивов.

Спилитовые и диабазовые лавы обычно имеют афировое, афанитовое или амигдалоидное сложение, редко содержат небольшое количество фенокристов альбита. Микроструктура их гиалопилитовая и интерсервальная. Состав: альбит, псевдоморфозы хлорита по пироксену, замещающего также альбит и выполняющего интерстиции, актинолит, редко эпидот, ильменит и магнетит. В западном крыле антиклинали породы имеют характер обычных палеотипных эффузивов, а в восточном крыле превращены в хлоритовые и амфиболо-хлоритовые сланцы (Смирнов, 1956).

На восточном склоне Урала аналоги бурзянской серии неизвестны. Эта серия либо отсутствует здесь вовсе, либо представлена маломощными отложениями.

Таким образом, в нижней серии верхнепротерозойских (рифейских) отложений эффузивы представлены породами диабазового состава и распространены лишь в нижних горизонтах нижней свиты, замещая местами базальные конгломераты в обрамлении древнейших кристаллических толщ Тараташского брахиантиклинала.

После отложения бакальской свиты породы нижней серии испытали складчатость, которую М. И. Гарань называет «бакальской». Возникает Тараташко-Ямантауский антиклинорий, подвергшийся интенсивному размыву. В то же время к востоку от него возникает новый интрагеосинклинальный прогиб, в котором осадконакопление начинается отложением вулканогенных и обломочных толщ машакской свиты (Гарань, 1959). Этот план строения верхнепротерозойско-кембрийской геосинклинали в дальнейшем, по-видимому, сохраняется вплоть до ее общей инверсии. Область, отвечающую восточному прогибу, характеризующуюся большим развитием эффузивных и интрузивных пород и более значительным метаморфизмом, обычно выделяют под наименованием центральной зоны, а лежащую к западу от нее часть Башкирского поднятия называют западной или краевой зоной.

На самостоятельность этапа геологического и тектонического развития, отвечающего времени отложения нижней серии, заканчивающейся бакальской складчатостью, как будто указывает и его магматизм. Кроме упомянутых диабазовых эффузивов и даек различных диабазов, рассекающих айскую, саткинскую и бакальскую свиты (очевидно, разновозрастных), здесь залегает Бердяушский массив гранитов-рапакиви, сопровождаемых рапакиви-сиенитами и нефелиновыми сиенитами. Возраст бердяушского гранита-рапакиви, по ряду определений калий-аргоновым методом, — около 1400 млн. лет. По этим данным бурзянскую серию можно относить к низам верхнего протерозоя (рифей).

Вулканизм юрматинского и каратауского этапов

Следующий этап вулканической деятельности начался приблизительно параллельно с поднятиями бакальской складчатости и образованием к востоку от Тараташко-Ямантауского антиклинория широкого геосинклинального прогиба (Гарань, 1959). Отлагающаяся в это время вулканогенно-обломочная свита в разных районах получила различные наименования — машакской, шатакской, белетарской, азикеевской, назямской, кувашкой.

Машакская свита в восточном крыле тараташского антиклинального поднятия несогласно, с размывом, налегает на бакальскую свиту и на востоке несогласно же перекрыта зигальгинской свитой¹. Она повсеместно отсутствует в западном крыле поднятия. В северных районах ее развития (р. Березяк) наравне с конгломератами весьма значительное развитие имеют метаморфизованные кварцевые альбитофиры, порфириитоиды и зеленые метаморфические сланцы.

Южнее, в восточном крыле Ямантауской антиклинали, машакская (-шатакская) свита несогласно, с конгломератами в основании и с резким размывом, налегает на юшинскую (-бакальскую) свиту. В ней присутствуют эффузивные диабазы, а также кварцевые альбитофиры (калинатровые порфиры), их туфы и зеленые сланцы. Местами, главным образом на западе, вулканогенные породы имеют облик нормальных палеотипных пород и даже сохраняют текстуру лав, потоков и т. д. Местами же они метаморфизованы до состояния амфиболитов, порфиритоидов.

¹ Некоторые исследователи (Раабен, 1957; Румянцева, 1960 и др.) утверждают, что машакская свита моложе зигальгинской.

дов и порфиридов. Мощность свиты эффузивов и обломочных пород в западных разрезах порядка 1000 м и более. В районе хребта Шатак вулканогенные породы машакской свиты сосредоточены, главным образом, в нижней части и ассоциируют с конгломератами.

Вулканогенные породы машакской свиты представлены измененными эффузивами основного состава (диабазы, плагиоклазовые порфириды, амфиболиты, зеленые сланцы), кварцевыми альбитофирами, шлаками и туфами. Диабазы — афанитовые и мелкозернистые — имеют офитовую и бластофитовую структуру. Главными минералами являются соскюритизированный плагиоклаз (30—50%), уралитовый амфибол (40—50%), хлорит, эпидот, магнетит. По составу это типичные диабазы с петрохимическими характеристиками, по Заварицкому: $a=5,2$; $c=6,1$; $v=32,4$; $s=56,2$; $f'=53,3$; $m'=30,4$; $c^1=16,3$. Плагиоклазовые порфириды по химическому составу близки диабазам. Это миндалекаменные порфириновые породы с фенокристами серицитизированного плагиоклаза в лепидобластической основной массе из серицита, хлорита, кварца, рудного минерала. Амфиболиты представлены актинолитово-эпидото-альбитовыми разностями, а зеленые сланцы с различными разновидностями альбито-хлоритовых сланцев. Кварцевые альбитофиры содержат фенокристы обычно измененного альбита в микрофелизитовой основной массе. По составу это ультракислые породы ($SiO_2=73,42\%$) каликатрового состава с некоторым преобладанием Na_2O (4,45%) над K_2O (3,62%); a и c соответственно 14,2 и 0,7. Туфы преимущественно брекчиевидные, несортированные, значительно метаморфизованные и перекристаллизованные.

Еще большее развитие и большую мощность получает машакская свита севернее, к востоку от юрюзано-зюраткульского разрыва, по всей вероятности, отвечающего положению глубинного разлома. Так, в Златоустовском районе и несколько южнее машакской эффузивной свите соответствует значительно сильнее измененная кувашская свита метаморфизованных основных эффузивов — амфиболитов, эпидото-хлоритовых и других зеленых сланцев, кварцевых альбитофиров, порфиридов, слюдяно-кварцитовых сланцев и конгломератов мощностью до 2000 м. Распространение вулканогенных пород, в частности кварцевых альбитофиров, здесь значительно. Метаморфизм возрастает, с одной стороны, с запада на восток, с другой — в направлении к интрузии губенских гранитов. При этом с приближением к интрузии, по Г. М. Виноградской, отмечается щелочной метасоматоз, фельдшпатизация, развитие в альбитофирах микропегматита и пертита и, наконец, мигматизация вмещающих пород.

Машакская эффузивно-осадочная свита по типу слагающих ее вулканогенных пород может быть сопоставлена с диабазо-порфиридовыми комплексами. Вулканическая деятельность развивается во вновь возникшем геосинклинальном прогибе, располагающемся восточнее и параллельно зоне поднятий бакальской складчатости. Машакская свита и вулканогенная толща в основании айской свиты принадлежат к особому типу диабазовых формаций, характеризующихся ассоциацией с конгломератами. Эта их особенность вполне согласуется с другими особенностями состава и строения древних толщ Южного Урала, которые говорят о формировании этих толщ в условиях окраинной подвижной зоны, переходной от платформы к более глубоким частям геосинклинали (Гарань, 1946).

Среди основных пород машакской (кувашской) свиты залегает несколько медных сульфидных рудопроявлений (Евграфское, Уренгинское и др.), очевидно, генетически с ними связанные. В кварцевых альбитофирах характерно присутствие вкрапленности флюорита, а местами и более крупных его скоплений (Большой Кыл). В данном случае флюо-

рит, вероятно, генетически связан с гранитами, а кварцевые альбитофиры являются лишь благоприятной средой для его отложения. Интересную, но не решенную проблему представляет генезис колчеданных и баритовых месторождений, залегающих к западу и вблизи от Юрюзано-Зюраткульского разрыва в подстилающих кувашскую свиту осадочных отложений саткинской и бакальской свит, принимая во внимание обычную связь подобной минерализации с диабазо-альбитофировыми свитами.

Решение вопроса о распространении верхнепротерозойских отложений на восточном склоне Урала представляет большие трудности, и он остается дискуссионным. К. А. Львов относил соответствующие отложения к каратауской серии, Н. Ф. Мамаев относит их к юрматинской серии, включая в нее машакскую свиту, и предполагает на восточном склоне широкое развитие метаморфизованных до амфиболитов вулканогенных отложений, сопоставляя их в основном с машакской свитой. К этим образованиям он относит кусоканскую свиту Урало-Тобольского антиклинория, кусоканскую и каменнодольскую свиты Зауральского антиклинория, шумихинскую и ильменогорскую свиты Ильменогорско-Сысертского антиклинория, салдинскую и мурзинскую свиты Мурзинско-Салдинского антиклинория. Следующие за машакской серии позднего докембрия (юрматинская, каратауская) на Южном Урале сложены обломочными и карбонатными породами и не содержат заметных следов вулканогенной деятельности. На Полярном Урале, за пределами описываемой территории, в шатмагинской свите, предположительно параллелизуемой с авзянской свитой Южного Урала (верхи юрматинской серии), наблюдаются прослойки амфиболитов и амфиболитовых сланцев, реликты первоначальной структуры которых указывают на происхождение из диабазов.

Слабые в начале, постепенно возрастающие проявления вулканизма отмечаются в нерасчлененной серии позднего докембрия, отлагавшейся во внутренних зонах древней Уральской геосинклинали в области современного западного склона и центральной зоны Среднего и Северного Урала.

Проявления поздне-кембрийского вулканизма на западном склоне и в центральной зоне Среднего и Северного Урала

К северу от Башкирского мегантиклинория стратиграфия древних, палеонтологически слабо охарактеризованных отложений Урала в отношении их геологического возраста не имеет пока достаточно твердых оснований и остается в значительной мере спорной. Дискуссионным является и вопрос о сопоставлении разреза этих толщ с верхним (каратауским) ярусом древних толщ Южного Урала.

Наиболее полным является разрез этих отложений на Приполярном и Северном Урале, где они расчленяются на две серии, разделенные перерывом. Каждая из них начинается терригенными, сравнительно грубообломочными отложениями и заканчивается сланцевыми и карбонатными, с которыми ассоциируют эффузивы. Для обеих серий характерно преимущественное развитие эффузивов в их верхних частях.

Нижняя серия, образованная ошизской, пуйвинской и шокурьинской свитами, на Приполярном Урале залегает с перерывом и несогласием на шатмагинской свите верхнего протерозоя. В границах описываемой территории эта серия представлена только самой верхней — шокурьинской свитой, развитой в Вишерском крае. Стратиграфическим эквива-

лентом последней на Среднем Урале является клыктанская свита карбонатных пород, наиболее древняя в разрезе этого района.

Вулканогенные отложения на Приполярном Урале (в Ляпинском антиклинории) появляются уже в верхах пуйвинской свиты, где они представлены маломощными прослоями зеленых сланцев и основных порфиритоидов среди толщи сланцев первичноосадочного происхождения.

Значительно большей интенсивности вулканическая деятельность достигала во время отложения шокурьинской свиты, где наряду с карбонатными и терригенными отложениями, частично превращенными в разнообразные сланцы, в ряде северных разрезов присутствуют метаморфизованные основные порфириты, порфиритоиды и карбонатно-туфогенные сланцы. Эти образования отмечаются и в бассейне р. Вишеры (в южной части Северного Урала). Южнее, в бассейне р. Чусовой, синхронные им толщи сложены преимущественно карбонатными породами и не содержат вулканического материала.

Верхняя серия, представленная снизу вверх свитами хобеинской и маньинской (на Среднем Урале — ослянской и висимской), залегает с несогласием и размывом и сложена преимущественно терригенными породами. Особенности состава и строения нижней ее свиты, наиболее отчетливо выступающие в северных разрезах, указывают на то, что отложению ее предшествовало внедрение больших масс гранитоидов, выведенных затем на поверхность в антиклинорных поднятиях центральной зоны. В верхах этой (хобеинской) свиты на крайнем севере описываемой территории, в бассейне р. Вишеры и особенно за ее пределами (в Ляпинском антиклинории) заметная роль принадлежит вулканическим образованиям в виде зеленых сланцев основного состава, туффилов, редких прослоев метаморфизованных фельзитовых порфиринов и кварцевых альбитофиринов. В южной части бассейна р. Вишеры и в бассейне р. Чусовой в синхронных отложениях (ослянская свита, низы висимской свиты) вулканогенный материал исчезает.

Эти пока редкие и маломощные вулканогенные накопления знаменуют новое пробуждение вулканизма, заметное оживление которого наблюдается еще далее к югу, присутствуя даже и в разрезах бассейна р. Чусовой, где он уже затухает.

Наиболее мощно вулканизм развивается при этом, как и в предшествующую фазу, в приполярных и северных частях Урала, главным образом в восточной части современного Центрально-Уральского поднятия. По данным К. А. Львова (1959), на западном склоне поднятия преобладают осадочные породы маньинской свиты, сменяющиеся в более восточных его зонах вулканогенными отложениями. Однако нередко мощные вулканогенные толщи на Северном Урале и в Ляпинском антиклинории появляются и на его западном склоне. Южнее бассейна р. Вишеры, в висимской свите, на западном склоне вулканогенные образования имеют меньшее развитие и более однообразны по составу.

Эффузивы маньинской свиты, когда они преобладают в разрезе, в большинстве случаев слагают ее верхнюю часть. При этом мощность свиты обычно резко (в 2 раза и более) увеличивается, возрастая до 2000 м.

На крайнем севере описываемой территории и в смежном Ляпинском антиклинории в западной части имеют преимущественное развитие породы диабазо-порфирового комплекса, а на востоке — более мощные толщи различных порфиринов и их туфов. Основные эффузивы — пироксеновые порфириты, спилиты и диабазы — обычно слагают нижнюю часть вулканогенной толщи, а кислые — фельзиты, кварцевые порфиры

и кварцевые альбитофиры — верхнюю. Альбит часто является минералом, заменяющим калишпат.

Порфиры и фельзиты маньинской свиты, судя по трем химическим анализам (С. Г. Боч, С. Н. Волков, К. А. Львов, Н. А. Сири́н), являются настоящими липаритовыми порфирами ультракислого состава (среднее содержание $\text{SiO}_2 = 75,41\%$) и характеризуются очень резким преобладанием калия над натрием: среднее отношение $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$ равно в них 5,61. Структура фельзитовая, микропойкилитовая и сферолитовая.

Спилиты характеризуются высоким содержанием Na_2O при низком CaO , резким преобладанием Fe над Mg и хорошо сохранившейся структурой стекловато-микролитовых пород. По типу диабазо-порфировый комплекс маньинской свиты, очевидно, не представляет собой аналога кератофи́ро-спилитовых комплексов среднего палеозоя Урала, а, скорее, сходен с нижнекарбонным диабазо-порфировым комплексом Магнитогорского прогиба.

Группа зеленых сланцев маньинской свиты довольно разнообразна по составу, представляя различные комбинации хлорита, актинолита, эпидота, альбита, иногда роговой обманки и биотита. Большой частью они имеют различного типа кристаллобластические структуры, иногда заметны реликты порфировой, микролитовой и офитовой структур.

В бассейне рек Вишеры и Лозьвы на западе маньинская свита сложена осадочными породами с прослоями основных порфиритов. На востоке они сменяются мощной толщей зеленых вулканогенных сланцев, эпидозитов, амфиболитов, порфиритоидов и подчиненных им порфиритов с редкими прослоями сланцев первичноосадочного происхождения и карбонатных пород. При этом мощность свиты значительно возрастает к востоку.

Зеленые сланцы и эпидозиты характеризуются различными кристаллобластическими структурами. Интересную разность среди них представляют сланцы с глаукофаном, кросситом и стильпномеланом. Среди амфиболитов характерны разности с синевато-зеленой роговой обманкой и кислым плагноклазом. Породы с сохранившимися реликтами первичных структур определяются как метаморфизованные туфосланцы и туфобрекчии смешанного состава, базальтовые порфириты и порфиритоиды, уралито-сосюритовые метадиабазы, спилиты и порфиры с фенокристами кварца и альбита, фельзиты и фельзит-порфиры.

В Кваркушском антиклинории в составе висимской свиты метаморфизованные основные эффузивы ассоциируют с карбонатными породами и филлитами. Они представлены здесь зелеными сланцами, порфиритоидами, метаспилитами.

Южнее, в бассейне р. Чусовой, роль вулканогенного материала в разновозрастных толщах (висимская свита) заметно падает и местами маломощные прослои зеленых вулканогенных (преимущественно туфогенных) сланцев лишь спорадически отмечаются в толщах сланцев первичноосадочного происхождения. Состав терригенных образований не исключает при этом возможной примеси вулканического материала.

Вместе с тем в вышележащих толщах, датируемых предположительно как кембрийские (косьвинская и ашинская свиты), именно в этой части Урала (в бассейне р. Чусовой) отмечается новая вспышка вулканизма. Связанные с нею своеобразные по составу вулканические накопления сравнительно быстро исчезают в разрезах более северных и южных районов.

Таким образом, вулканогенные отложения эффузивно-сланцевой маньинской свиты или ее аналогов по большей части представлены основными породами и реже содержат липаритовые калиевые порфиры. Как и при отложении более древних толщ, эффузивы развиты

в центральной, наиболее мобильной зоне древней Уральской геосинклинали, испытавшей более активное и значительное по амплитуде прогибание. Очевидно, вулканическая деятельность распространилась и на смежную к востоку область, но имела здесь меньшую интенсивность.

После отложения маньинской свиты в центральной зоне наблюдается общее воздымание, складчатость и крупные интрузии калиевых гранитов, достигающих местами, например в Ляпинском антиклинории, уровня маньинской свиты и предшествовавших тремадоку. Центральная часть прогиба превращается в центральный антиклинорий. Древнейшие продукты размыва вновь возникшей горной цепи, предположительно датируемые верхним кембрием, местами сохранились под тремадоком. Ими же сложены нижние горизонты ордовика.

Вулканизм кембрийского этапа

Косьвинская и ашинская кембрийские свиты, представляя собой отложения, связанные с поздними этапами байкальской фазы тектогенеза, образуют своеобразную серию наземных и лагунных, частью перигляциальных отложений, формировавшуюся в условиях, близких к платформенным, и слагают особый структурный ярус. Эта серия резко несогласно налегает на кембро-протерозойские толщи, распространяясь преимущественно к западу от них, и с явным несогласием перекрывается отложениями ордовика и среднего палеозоя. Значительно менее отчетливое несогласие прослеживается внутри серии, в основании ашинской свиты.

Будучи развитыми только на западном склоне, отложения этой серии наибольшее развитие имеют на Среднем Урале, от верховьев р. Язьвы до р. Сылвы. Являясь преимущественно терригенными, они образуют сложный разрез, в котором сланцевые толщи чередуются с песчаниками и карбонатными отложениями. Вулканогенные образования прослеживаются в них в виде двух сложных толщ — в низах косьвинской свиты и в составе ашинской свиты.

Нижняя толща известна на ограниченном протяжении — от пос. Троицкого на р. Косьве до р. Серебрянки. Наиболее полный разрез ее наблюдается в бассейнах рек Вильвы, Усьвы и Вижая. В основании косьвинской свиты здесь залегают вулканиты, образующие два горизонта эффузивов и пирокластов с резко подчиненными прослоями осадочных пород, отличающиеся один от другого как по составу, так и по условиям накопления. Суммарная мощность их составляет 300—350 м¹. В бассейне р. Вижая, в направлении на запад, эффузивы замещаются без заметного изменения мощности пестроцветными туфо-песчаниками и туфосланцами с прослойками основных эффузивов.

В стратотипическом разрезе в районе пос. Щегровитый, по данным Н. А. Румянцевой, нижний горизонт вулканогенной толщи мощностью 150—200 м сложен серией маломощных покровов плагиоклазовых порфиритов, границы между которыми отмечаются по горизонтам мандельштейнов и шлаковых туфов. Стекловатые породы часто превращены в зеленые хлоритовые сланцы, местами с реликтами структуры мандельштейнов и богатых стеклом микролитовых пород. Наблюдаются маломощные прослои кварцево-серпичитовых сланцев, по-видимому, первично-кислых эффузивов. Характерно резкое преобладание лав над пирокластами. Особенности нижнего горизонта более характерны для излияний трещинных или щитовых вулканов,

¹ Н. А. Румянцева выделяет эту вулканогенную толщу в качестве самостоятельной — щегровитской свиты и приписывает ей ордовикский возраст. (*Прим. ред.*)

происходивших, судя по наличию прослоя карбонатных пород, под водой.

Верхний горизонт более разнообразен. Он сложен серией мало-мощных потоков, чередующихся с прослоями туфов и иногда песчаников. Здесь принимают участие породы двух контрастных по составу типов — различные эффузивы семейства трахитов и базальтовые пироксеновые порфириты, обычно тонко перемежающиеся друг с другом. Отдельные потоки отличаются между собой главным образом по структуре. Характерно обилие стекловатых лав трахитовых пород полосчатого, пятнистого и брекчиевидного строения, часто со следами обжига, и вулканических брекчий. Среди пирокластов распространены туфы, часто крупнообломочные, несортированные, вулканические брекчии и своеобразные пирокластические породы, вероятно, представляющие собой отложения сухих лавин и грязевых потоков. Среди эффузивов залегают дайки трахитовых порфиров и плагиоклазовых порфиритов, а также отдельные тела трахитовых порфиров, являющихся, вероятно, заполнениями вулканических жерловин. По простиранию верхний горизонт весьма изменчив. Мощность его колеблется от 120—150 м до полного выклинивания на расстоянии всего 20 км между реками Вильвой и Вижаем.

Особенности строения верхнего горизонта указывают на извержения центрального типа, происходившие в наземных условиях. В нем отсутствуют прослой морских осадков, а также сортированных и перемытых в водной среде туфов. Характер переслаивания потоков более типичен для наземных лав. Резкое изменение мощности по простиранию также объясняется скорее наземным характером излияний. Это подтверждается и наличием своеобразных пирокластических пород, и сильным обжигом стекловатых лав и шлаков, как следствием вторичного разогрева лав при субаэральных извержениях.

Зеленые сланцы описываемой толщи состоят из хлорита (50—70%) в сочетании с альбитом, серицитом, кварцем и карбонатом — как главными минералами. Они имеют кристаллобластическую структуру, чаще всего гранолепидобластовую с реликтами микролитовой и с признаками миндалекаменного сложения.

Плагиоклазовые порфириты нижнего горизонта имеют довольно однородный состав. Главные минералы — плагиоклазы (20—30%), хлорит (20—60%) и рудный (15—20%). Структура порфировая с фенокристаллами андезина или андезин-олигоклаза в интерсертальной или пилотакситовой основной массе из альбита, хлорита и рудного. По составу это довольно основные породы с содержанием SiO_2 от 43 до 48,3% (за исключением одного из 7 анализов, где SiO_2 54,3%); в колеблется от 21,8 до 31,4.

Среди трахитовых пород верхнего горизонта описаны трахитовые порфиры с фенокристаллами калишпата и пятнистого пертита и кератофиры с фенокристаллами альбита. По составу трахитовые порфиры — калинатровые породы, чаще с избытком SiO_2 . Основная масса тех и других чаще всего трахитовая с микролитами альбита. Встречаются афировые разности, состоящие из микролитов альбита в гематитизированном цементе. Меньшее распространение имеют кварцевые порфиры и кварцевые кератофиры. Значительное развитие имеют стекловатые лавы, в сложении которых светлые серицитизированные участки чередуются с темными, пропитанными гематитом.

Пироксеновые базальтовые порфириты в наиболее свежем виде содержат фенокристы авгита и псевдоморфозы по оливину в сильно измененной и перекристаллизованной основной массе из эпидота (20—

60%), актинолита (5—25%), лейкоксена (20—30%), хлорита, серицита, кварца и карбоната с реликтами моноклинного пироксена.

По химическому составу основные и средние эффузивы описываемой толщи принадлежат к особо щелочным типам. Вариационные кривые составов на диаграмме Заварицкого проходят немного правее линии средних составов нормальных пород, а в верхней части диаграммы дают резкий изгиб вправо. Отношение a/c для средних и основных пород в среднем около 2, т. е. явно повышенное. Признаками щелочности является также высокое содержание TiO_2 (в среднем 3%) и отчасти высокое отношение $f'/m' = 1,4$. Щелочной характер трахитовых порфиров выступает уже вполне отчетливо: a/c в среднем равно 18, f'/m' в среднем равно 9, Q в среднем +5, содержание Na и K примерно равно ($n = 48-65$).

Самый северный в границах описываемой территории центр вулканизма этого времени отмечается в районе пос. Троицкого на р. Косью. Состав и строение вулканогенной толщи здесь в основных чертах те же, что и на р. Вильве. Она выступает в изолированном тектоническом блоке, примыкая с юга к Троицкому массиву граносиенитов, и содержит следы контактового воздействия последних. Особенностью этого района является обилие в эффузивах секущих тел (подводящих каналов излияний) порфиритов, совершенно сходных с теми, которыелагают покровы.

К югу от р. Вильвы вулканогенные отложения в составе косьюинской свиты сравнительно быстро исчезают. В результате выпадения из разреза отдельных пачек вулканогенных пород, состав их становится значительно менее разнообразным, а мощность заметно уменьшается. Крайнее южное проявление вулканической деятельности этого времени известно на р. Серебрянке у одноименного поселка. Здесь вулканогенные образования представлены горизонтом измененных эффузивов основного состава с маломощными прослоями глинистых сланцев и известняков. Мощность горизонта 100 м.

Таким образом, в кембрии в этой части древней Уральской геосинклинали существовала ограниченная область вулканической активности. При этом в ходе вулканизма состав вулканических продуктов, одновременно с изменением характера и обстановки извержений, заметно менялся от мало дифференцированных, преимущественно основных лав к резко дифференцированным — базальтоидным, с одной стороны, и кислым, с повышенной щелочностью, — с другой. Дальнейшее усиление дифференциации, возрастание щелочной тенденции и еще большая пространственная локализация явлений вулканизма имеют место в том же районе в последующее — ашинское время.

Ашинская свита терригенных пород, в разрезе которой на Среднем Урале присутствуют и вулканогенные отложения, рассматривается в настоящее время как образование кембрийской молассы. Она сложена песчаниками, алевrolитами, конгломератами и аргиллитами, в значительной части превращенными в сланцы¹. Вулканогенные образования в составе свиты прослеживаются на протяжении всего лишь нескольких десятков километров — в бассейне рек Косью, Усьвы и Вильвы, а также на р. Кусье.

Они представлены сложным и своеобразным комплексом щелочных основных и ультраосновных пород, детально изученных и подро-

¹ Н. А. Румянцева приводит довольно веские доводы в пользу выделения из ашинской свиты вулканогенной толщи в качестве самостоятельной свиты, называя ее дворцовой. Возраст этой свиты она поднимает до верхнего ордовика или силура, основываясь на определении абсолютного возраста эффузивов аргоновым методом. (Прим. ред.)

но описанных Н. А. Румянцевой. Эффузивные и субвулканические породы приурочены к разным горизонтам ашинской свиты (к дворцовой свите по Н. А. Румянцевой). В районе максимального из развития в бассейне р. Вильвы, вулканогенные породы составляют до 25—30% общей мощности свиты, которая достигает 1800—2000 м. Отсюда мощность и количество эффузивных пачек уменьшается как к северу, так и к югу, и происходит замещение их шлаковыми и пепловыми туфами и туффитами.

Таким образом, главные, но, по-видимому, не единственные центры вулканической деятельности находились именно в этом районе. К северу от р. Косьвы и к югу от р. Кусьи вулканогенные породы в разрезе вообще не установлены, хотя вмещающая их ашинская свита там имеется.

Нижние горизонты вулканогенных образований отвечают низам ашинской свиты (первой и второй толщам дворцовой свиты, по Н. А. Румянцевой) и известны только на р. Усьве. Они распределены пачками мощностью по несколько десятков метров среди осадочных отложений. Эффузивы представлены двумя резко различными по составу типами: в низах разреза сосредоточены ультраосновные породы — авгититы (авгитофиры) и сопровождающие их туфы, которые выше резко сменяются породами средней основности — плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, их афировыми разностями и мелкообломочными витракластическими туфами. В обломках среди туфов отмечены кварцевые и трахитовые порфиры. Маломощными прослоями туфов и порфиритов в верхах этой толщи отмечается временное затухание вулканической деятельности.

Новая вспышка вулканизма, проявившаяся в половине ашинской свиты (четвертая и пятая толщи дворцовой свиты, по Н. А. Румянцевой), распространилась значительно шире. Эффузивные породы этого периода присутствуют во всех разрезах от р. Косьвы до р. Кусьи. Намечается две зоны (западная и восточная), расположенные на расстоянии 10—15 км в крыльях крупной синклинальной структуры (Безгодовская синклиналь). Обе эти зоны, очевидно, отвечают двум разным одновременно действовавшим вулканическим поясам, поскольку тип приблизительно синхроничных пород и тип вулканической деятельности различен для каждой из зон.

Вулканические породы западного пояса хорошо развиты и изучены на р. Косьве у пос. Няр и на р. Усьве. Они представлены главным образом шаровыми лавами спилитоподобных афировых трахибазальтовых порфиритов. Эффузивы слагают пачки покровов мощностью от 50 до 300 м. Пирокластические образования имеют небольшое распространение. В верхней части разреза встречены маломощные прослои пикритоподобных порфиритов.

С эффузивами ассоциируют гиабиссальные пластовые, а местами неправильной формы тела эссексит-диабазов и кринанитов, в петрохимическом отношении практически тождественные эффузивам, залегающие в осадочной толще ниже покровов шаровых лав или среди последних. Наблюдаются два типа субвулканических интрузий: маломощные (обычно 1—2 м) тела пойкилофитовых эссексит-диабазов с хорошо выраженными эндоконтактовыми изменениями и мощные (до 50—100 м) обычно дифференцированные залежи. Висячем боку их располагаются конга-диабазы и лейкократовые эссексит-диабазы, в лежащем — пикрито-диабазы, среднюю часть занимают породы мезолитового состава.

Излияния в западном поясе происходили в морских условиях, так как шаровые лавы ассоциируют с кремнистым и карбонатным мате-

риалом. Строение вулканогенной толщи типично для трещинных излияний. Об этом свидетельствует выдержанность, постоянство состава и однообразие эффузивных пачек, резкое преобладание лав над пирокластами и ассоциация эффузивов с гипабиссальными телами. Не наблюдается заметной очаговой дифференциации, но дифференциация на месте в мощных пластовых залежах выражена отчетливо.

Восточный пояс вулканогенных пород характеризуется большой изменчивостью вулканогенных пачек по мощности и составу и большим разнообразием пород, представленных преимущественно пирокластами. Очевидно, в этом поясе преобладали излияния центрального типа, происходившие в мелководной морской обстановке. Здесь известны и вулканические аппараты центрального типа в виде размытой древней жерловины вулкана на р. Вильве около хутора Дворецкого. Выходы вулканических пород известны на р. Косьве, на р. Усьве у устья р. Малого Басега, на р. Вильве в районе хутора Дворецкого и на р. Кусье. Судя по условиям обнаженности, они представляют собой лишь фрагменты вулканогенной зоны, хорошо обнаженные в береговых склонах рек. Вулканогенные породы самых верхов разреза известны лишь по рекам Вильве и Кусье и представлены туффитами.

В пределах восточного пояса вулканогенные породы больше всего развиты в бассейне р. Вильвы, близ хутора Дворецкого. Они слагают здесь мощную толщу потоков и туфов, состоящую из трех пачек, разделенных прослоями осадочных пород иногда с примесью туфогенов и вулканического пепла. Нижняя пачка мощностью 50—150 м сложена туфами и лавами авгититов и лимбургитов с подчиненными трахитовыми порфирами, а также полевошпатовыми авгититами, мончикитами и уссуритами. Вторая пачка, мощность около 100 м, сложена туфами оливиновых, пироксеновых и оливин-пироксеновых трахибазальтовых порфиритов. Третья пачка, мощностью 100—125 м, сложена туфами трахибазальтовых и трахиандезитовых плагиоклазовых порфиритов.

Как мы видим, развитие вулканического цикла идет здесь гомормно, от более основных меланократовых пород к более кислым. Однако в данном случае такое развитие не может являться результатом нормальной кристаллизационной дифференциации. Наиболее ранние и наиболее основные породы нижней пачки являются относительно более щелочными. В дальнейшем фактически идет процесс «разубоживания» их щелочности и плагиоклазовые трахиандезитовые порфириты ближе стоят к породам нормального ряда. Фигуративные точки анализов располагаются вблизи точек таких пород, как латит, банакит, шошонит, трахиандезит. Между тем ход кристаллизационной дифференциации щелочных гипербазитов ведет к образованию фельдшпатоидных пород и карбонатитов. Наблюдающаяся в действительности эволюция вулканогенных пород восточной зоны, очевидно, объясняется взаимодействием первичной щелочной ультраосновной магмы с осадочными алюмосиликатными глинисто-песчаными породами. Это взаимодействие должно быть более значительным именно в восточной зоне, характеризующейся вулканической деятельностью центрального типа, при которой подъем магмы замедлен и затруднен.

Дополнительные данные о ходе эволюции щелочных эффузивов восточной зоны дает изучение вулканической жерловины на р. Вильве у хутора Дворецкого, имеющей диаметр около 1 км. Жерловина имеет грубо зональное строение, причем устанавливается такая последовательность внедрения порций магмы: а) оливин-широксен-плагиоклазовые трахибазальтовые порфириты, б) трахитовые порфиры, пироксеновые порфириты, в) оливин-пироксеновые трахибазальтовые порфири-

ты. Завершается вулканическая деятельность внедрением эксплозионных брекчий смешанного состава. Такой ход эволюции вулканической деятельности, по Н. А. Румянцевой, может быть объяснен следующим образом. Лава первой порции — оливин-пироксен-плагисклавовые порфириты — занимает среднее положение по составу и является исходным продуктом глубинной эволюции. В дальнейшем наблюдается антидромный (Заварицкий, 1955) порядок изменения лав от лейкократовых к меланократовым. Такой порядок изменения может являться результатом гравитационной дифференциации в подводящем канале вулкана, где сверху скапливаются легкие лейкократовые трахитовые лавы, далее вниз располагаются все более меланократовые слои, последовательно выбрасываемые вулканическими импульсами. Таков, например, характер деятельности Везувия в ряде последовательных извержений XX века.

В составе эффузивных пород ашинской свиты наблюдаются авгиты, лимбургиты, пикритоподобные порфириты, трахибазальтовые и трахиандезитовые порфиры, трахитовые и кварцевые порфиры и гипабиссальные эссекиты, диабазы, пикрит-диабазы, кринаниты и др.

Авгиты и лимбургиты, часто имеющие кайнотипный облик, содержат во вкрапленниках и в основной массе титан-авгит, хлоритизированный оливин и баркевикит, заключенные в базис из анальцима и хлоритизированного стекла. Для этих пород характерно присутствие крупных ксенокристаллов и сростков оливина, авгита, баркевикита с магнетитом и апатитом, подобно часто наблюдаемому в щелочных базальтах и кимберлитах. Минералы этих сростков подвергаются ресорбции и реакционным изменениям.

Среди трахибазальтовых порфиритов восточного пояса наблюдаются разновидности с фенокристами пироксена, пироксена и оливина, плагиоклаза или всех трех минералов вместе. Пироксен — всегда титан-авгит, плагиоклаз-альбит № 0—10. Основная масса содержит те же минералы, а также магнетит, ильменит, лейкоксен. В наиболее меланократовых разностях в основной массе нет плагиоклаза и часто встречается анальцим.

В западном поясе трахибазальтовые порфириты представлены главным образом спилитоподобными породами, дающими шаровые лавы и состоящими из альбита, титан-авгита, иногда баркевикита, заключенными в хлоритовый базис, и в меньшей мере пироксеновыми порфиритами, среди которых встречаются как ясно порфиновые, так и афировые, а также разности с типичной вариолитовой структурой.

Пикритоподобные порфириты сильно изменены, содержат во вкрапленниках и в основной массе реликты пироксена и оливина (до 85%), заключенные в агрегат хлорита, рудных минералов и кальцита. В трахитовых и кварцевых порфирах рудной шпат также представлен альбитом. Гипабиссальные породы состоят из титан-авгита (10—40%), оливина в псевдоморфозах иддингсита (3—40%) и кислого плагиоклаза № 1—20 (5—65%). Второстепенные минералы — баркевикит, калишпат, биотит, анальцим. Количество последнего в кринанитах достигает 13%. Повышенная щелочность обусловлена ненормально кислым плагиоклазом. Альбит вместе с анальцимом и калишпатом, по Н. А. Румянцевой, являются эпимагматическими минералами.

Изучение петрохимии изверженных пород ашинской свиты показывает, что они принадлежат к слабощелочной натровой серии с известково-щелочным индексом (по Пихону), равным 51 и $n_{\text{ср}}=80$ (до 90 в основных породах). Резко выражено обогащение щелочами лейкократовых членов ряда, характерно высокое содержание TiO_2 ($t_{\text{ср}}=4,4$ и до 7—8 в ультраосновных породах), приблизительно равные f' и m' для боль-

шинства основных пород серии, резкая недосыщенность кремнеземом ($Q_{ср} = -15$), преобладание в составе серии основных и ультраосновных пород. Отношение а/с подвержено значительным колебаниям, но для основных пород обычно находится в пределах 2—3 и достигает 10 для трахиандезитовых плагиоклазовых порфиритов. Рой векторов на диаграмме Заварицкого сильно вытянут в длину при небольшой ширине (признак высокой степени дифференциации) и в основном располагается между фигуративными точками пород нормального ряда и щелочных, отчетливо уклоняясь вправо для менее основных пород ряда, что является общим признаком щелочных серий. Породы восточного пояса дают большое колебание состава от ультраосновных пород до кислых и несколько богаче калием ($n_{ср} = 75$).

Породы щелочной натровой серии ашинской свиты не имеют себе аналогов на Урале. Не имеют они полных аналогов и среди описанных в литературе щелочных серий, характеризуясь резко выраженным натровым составом. Ближе всего они к щелочным основным и ультраосновным формациям платформенных областей и их окраин, что вполне объясняется положением свиты во внешней зоне геосинклинали. В современной петрологии широко распространено представление о том, что первичные основные и ультраосновные магмы значительно богаче щелочами, чем «средние» типы пород. В наименее измененном виде мы встречаемся с ними на платформах в условиях быстрого подъема магмы по разломам, препятствующим значительному взаимодействию магмы с окружающими породами.

На восточном склоне Урала, в границах описываемой территории, доказанный кембрий имеется только в районе г. Троицка, где он вскрывается по рекам Санарке и Уй. Кембрийские отложения возможны также в некоторых других районах восточного склона, в крупных антиклинальных поднятиях, где выступают палеонтологически немые толщи разнообразных гнейсов, кристаллических сланцев и метаморфизованных осадочных и вулканогенных пород. В ряде поднятий эти толщи, относимые в настоящее время к нижнему палеозою, ближе не определенному, вмещают гранитные интрузии и образуют их метаморфические ореолы.

В составе этих толщ заметная роль принадлежит породам, первичное вулканическое происхождение которых доказано или является наиболее вероятным. Это порфиритоиды и зеленые сланцы преимущественно основного состава, апопорфиритовые амфиболиты, амфиболовые гнейсы, метаморфические сланцы туфогенного происхождения. В разрезах они чередуются с породами первично несомненно осадочными, образуя прослой и пачки умеренной мощности. Среди осадочных пород преобладают углистые (графитистые) филлиты, углисто-кремнистые, слюдисто-кварцевые и другие сланцы, кварциты и мраморы.

Параллелизация этих толщ восточного склона с кембрийскими или более древними отложениями западного склона и центральной зоны Урала остается нерешенной задачей. Представляется вероятным, что мы имеем здесь верхнюю часть разреза кембро-протерозойских отложений Уральской геосинклинали и более поздние образования.

По р. Уй и ее притоку р. Санарке выше г. Троицка кембрийские отложения (санарская свита) выступают в антиклинальной структуре, с глубоким размывом и несогласием перекрываясь отложениями нижнего карбона. С запада эта структура оборвана серией сбросов, в тектонической депрессии между которыми залегают угленосные отложения верхнего триаса, а восточное крыло ее прорвано интрузией гранитов (Увельский массив).

В разрезе кембрия здесь преобладают филлитовые и известково-филлитовые, углисто-кварцевые, графито-кремнистые сланцы, аркозовые

и полимиктовые песчаники, содержащие линзы мраморизованных известняков с остатками археоциат. Эффузивы занимают подчиненное положение, образуя отдельные прослои и пачки в осадочной серии. Они представлены базальтовыми порфиритами, иногда миндалекаменными, и туфами того же состава и частично превращены в порфиритоиды.

ВУЛКАНИЗМ ОРДОВИКско-ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ГЕОСИНКЛИНАЛИ

Заложение палеозойского геосинклинального прогиба должно быть связано с тектоническими движениями, которыми в позднем кембрии завершилось развитие древней Уральской геосинклинали. Первоначально, по-видимому, возник слабо расчлененный прогиб, захваченный трансгрессией раннего и среднего ордовика. В дальнейшем обособилось несколько генераций, последовательно формировавших структурно-фациальные зоны. Естественно, что мы больше знаем о структурах опускающей каждой генерации.

Границы этапов развития геосинклинали не всегда выражены заметными структурными несогласиями. В этих случаях, однако, они не менее отчетливо проявлены повторными вспышками вулканической деятельности, как бы заменяющими тектонические движения, и существенными изменениями состава вулканических пород, связанными с тектонической перестройкой палеовулканической области.

Переходя к характеристике вулканизма Уральской палеозойской геосинклинали, мы должны отметить значительно более напряженную и сложную магматическую историю ее по сравнению с магматизмом древней Уральской геосинклинали. Для внутренних зон палеозойской геосинклинали, с ордовика до раннего карбона включительно, т. е. до начала ее общей инверсии, характерно мощное развитие вулканизма при разнообразном его характере и высокая насыщенность продуктами вулканической деятельности.

Вулканизм ордовикско-раннедевонского этапа

Наиболее полная и вместе с тем наиболее изученная картина вулканизма начальных этапов развития геосинклинали наблюдается в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Вулканизм других структурно-фациальных зон менее изучен, и нередко проявляется фрагментарно. Он лучше понятен при сопоставлении с вулканизмом Тагильско-Магнитогорской зоны.

В настоящее время о вулканизме начальных этапов развития геосинклинали накоплен большой и разносторонний материал.

Ордовик. Формирование палеозойской геосинклинали (ее внутренних зон) начинается в раннем ордовике и выражается в первой крупной трансгрессии, достигающей на западе края платформы.

В самых нижних горизонтах ордовика, сложенных обломочными породами — конгломератами, песчаниками и частью сланцами, относимыми к нижнему отделу, эффузивные и туфогенные породы имеют незначительное спорадическое распространение, а местами совсем отсутствуют. В области восточного склона современного Центрально-Уральского поднятия обозначается вулканическая зона, образовавшаяся не позднее начала среднего ордовика.

По особенностям строения области седиментации ордовикских отложений и характеру распространения вулканогенных пород и их отношениям с осадочными, Приполярный, Северный и северная часть Среднего Урала имеют много сходных черт, в отличие от южной части Сред-

него Урала, района г. Нижние Серги и г. Нязепетровска, обнаруживающей сходство с Зилаирским синклинорием Южного Урала.

В первой области наблюдается значительное различие в характере разреза ордовикских отложений восточного и западного крыльев Центрально-Уральского поднятия. Свиты западного склона сложены преимущественно осадочными породами. На восточном склоне преобладают вулканогенные и туфогенные породы и возникшие в них зеленые сланцы. Таким образом, вулканогенная зона ордовика в этих районах смещена на восток относительно кембрийской и позднепротерозойской. Граница ордовика и силура в вулканогенных свитах обычно не документирована палеонтологические и проводится условно.

Нижний ордовик западного склона Среднего, Северного и Приполярного Урала в большей части представлен тельпосской свитой¹ метаморфизованных конгломератов, кварцитов и песчаников с подчиненными им филлитовыми сланцами изменчивой мощности — от 100 до 2500 м. В некоторых районах обломочные толщи содержат пачки зеленых туффитовых сланцев, а местами и покровы сильно метаморфизованных диабазов и диабазовых порфиритов, сопровождаемых туфами.

На восточном склоне разновозрастные отложения имеют мощность 500—1500 м. Они представляют собой переслаивание метаморфизованных песчаников, кварцитов и подчиненных конгломератов, граувакк и филлитовидных сланцев с зелеными вулканогенными сланцами. Местами последние преобладают и за счет их возрастает мощность свиты. Зеленые вулканогенные сланцы являются метаморфизованными основными эффузивами и их туфами. Обычно они имеют кристаллобластические структуры различного типа в зависимости от характера главных минералов. Бластиофитовые и бластопорфириновые структуры указывают на происхождение сланцев из диабазов, плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов. Наличие бластокластических структур подтверждает присутствие туфов.

Верхи нижнего и часть среднего ордовика на западе представлены филлитовыми и известково-глинистыми сланцами с подчиненными песчаниками и известняками мощностью 150—700 м. Сланцы местами являются туфогенными и состоят из тонких обломков эффузивов с примесью кварца, хлорита и серицита. Изредка и в небольшом количестве замещая осадочные породы присутствуют метаморфизованные основные эффузивы—диабазы и порфириты, опознаваемые обычно лишь по реликтовым структурам, туфы основного состава и возникшие из них зеленые метаморфические сланцы.

Роль вулканогенных и туфогенных пород и зеленых сланцев на западном склоне заметно падает даже по сравнению с небольшим распространением их в нижнем ордовике. Однако к востоку доля этих пород быстро возрастает, и на восточном склоне разновозрастные толщи слагают преимущественно зеленые вулканогенные сланцы, амфиболиты и порфиритоиды, которым подчинены пестроцветные филлиты, иногда песчаные и известковистые сланцы, с прослоями слюдястых мраморов. Главная масса пород возникла из метаморфизованных диабазов, основных плагиоклазовых и пироксеновых порфиритов и туфов этих пород. В Ивдельском и Карпинском районах и далее к югу до района Иса, по данным М. Ф. Заболотской, Г. Б. Зайцева и Л. П. Першенковой и др., среди зеленых метаморфических сланцев и амфиболитов широкое развитие имеют альбито-эпидото-глаукофановые, кросситовые и стильпно-мелановые сланцы, возникшие из основных эффузивов при воздействии

¹ Границы выделяемых на Урале геологических свит не вполне совпадают с границами отделов ордовикской системы.

щелочного и магнезиального метасоматоза. Мощность отложений среднего ордовика восточного склона в связи с развитием вулканогенных пород возрастает до 700—1200 и 1800 м.

Верхняя (щугорская) свита ордовика западного склона в нижней пачке известково-глинистых пород мощностью 200 м содержит фауну среднего ордовика, а выше, в толще известняков и доломитов мощностью 800 м, — фауну верхнего или верхнего—среднего ордовика. Во время отложений щугорской свиты наблюдается дальнейшее развитие трансгрессии на запад и одновременное с этим возникновение частных поднятий во внутренней зоне геосинклинального прогиба. В направлении к востоку, еще в пределах западного склона, карбонатные породы почти нацело замещаются филлитизированными углисто-глинистыми сланцами с прослоями углистых песчаников и темных мраморов и известняков.

На восточном склоне в крайних северных районах описываемой территории и за ее пределами этим отложениям приблизительно отвечает польинская свита темных углисто- или графитисто-кремнистых и слюди-сто-кремнистых сланцев с прослоями зеленых и вулканогенных сланцев, порфиритоидов и амфиболитов, а также филлитов, углисто-кварцевых песчаников и известняков мощностью 500—900 м. Вулканогенные породы обычно сосредоточены в верхних горизонтах свиты, а местами она нацело сложена метаморфизованными вулканогенными породами с резко подчиненными прослоями терригенных сланцев и мраморов.

Минералогический состав вулканогенных пород польинской свиты полностью изменен. Ведущая роль в нем принадлежит эпидоту и альбиту; значительное место занимают кальцит, хлорит, актинолит и рудный минерал. Бластопорфиритовые выделения образованы агрегатами эпидота или альбита. По химическому составу это породы основные, отвечающие группе базальта с резким преобладанием натрия над калием.

От широты г. Ивделя (верховья Вёльса) и на большей части восточного склона Среднего Урала отложения предположительно верхнего ордовика представлены почти исключительно вулканогенными породами, выделяемыми обычно в качестве билимбаевской (местами, в несколько большем объеме, вийской) свиты. При значительной сложности фациальных и стратиграфических соотношений внутри свиты общий состав ее в этих районах сравнительно постоянен. Она сложена аподиабазовыми, апопорфиритовыми и апотуфовыми зелеными сланцами основного состава, порфиритоидами, метаморфизованными базальтовыми и диабазовыми порфиритами и туфами, местами с участием сильно измененных туфопесчаников с редкими и маломощными прослоями углисто-кварцитовых, слюдисто-кварцитовых и других терригенных сланцев и кварцито-песчаников. Значительная часть этих пород в прошлом была описана Н. К. Высоцким в качестве шальштейновидных сланцев, а Л. Дюпарком — как туфогенные сланцы. Туфогенные и осадочные породы сосредоточены преимущественно в верхней части свиты. В районе ст. Азиатская и в некоторых других местах в верхах свиты отмечаются маломощные слои альбитофиров.

Эффузивы этой свиты сильно изменены, однако нередко обнаруживают шаровую отдельность и признаки миндалекаменного сложения. В наиболее сохранившихся участках в них наблюдается диабазовая структура основной массы, заключающей в себе порфиroidные выделения альбитизированного плагиоклаза, иногда очень обильные (до 50% массы породы). В основной массе плагиоклаз также альбитизирован, а моноклинный пироксен, определяемый по реликтовым участкам как диопсид, замещен актинолитовой роговой обманкой и в меньшей степени хлоритом. Большая часть эффузивов полностью утратила первоначальную структуру основной массы, превратившейся в фибробластиче-

ский агрегат актинолита с заключенными в нем мелкими зернами эпидотовых минералов, альбита и лейкоксена. В ней иногда проглядывают контуры фенокристаллов плагиоклаза, нацело замещенных мелкозернистым агрегатом альбита, эпидота и хлорита.

Туфы, тесно ассоциирующие как с диабазами, спилитами порфирирами, так и с сильно измененными породами близкого облика и состава, в менее измененных разностях обнаруживают кристаллическое и литокристаллокластическое сложение.

Метаморфические сланцы и порфиритоиды, ассоциирующие с описываемыми породами в составе свиты, изредка обнаруживают признаки порфировой, диабазовой и обломочной структуры исходных пород, но большей частью полностью утратили признаки первоначального происхождения. Они сложены в переменных количественных соотношениях теми же метаморфическими минералами — альбитом, эпидотом, актинолитом, хлоритом, со значительной примесью лейкоксена и в меньшей мере карбоната, кварца, светлой слюдки. Нередко в них в значительных количествах присутствует стильпномелан, особенно обильный в нижележащей свите.

По химическому составу большая часть пород свиты отвечает базальтам или диабазам. Параметр Q колеблется от -12 до -4 , поднимаясь лишь в некоторых наименее основных, по-видимому апоандезитовых, разновидностях (альбитовые порфиритоиды) до $+1,8$. Характерно резкое преобладание натрия над калием ($n=98-99$). Исключением являются авгитовые порфириты и их туфы, в которых отмечается почти равное содержание щелочей ($n=52$ до 66). В составе цветной части пород ($b=26$ до $32,5$) обычным является некоторое, иногда значительное, преобладание магния (m' от $40,2$ до $52,6$), но в уже упоминавшихся альбитовых порфиритоидах, породах относительно кислых и лейкократовых ($b=15,0$), заметно преобладает железо ($f'=51,4$).

Сравнительно постоянный состав и выдержанные мощности вулканогенных толщ дают основание связывать их с линейным характером излияний, а значительная роль туфогенных отложений, наличие местами шаровых лав, прослойки относительно тонкого кристаллического материала, обогащенного органическим (углистым) веществом, — все это свидетельствует о преобладающей подводной и прибрежной обстановке вулканизма.

В центральной части Уфимского амфитеатра описанные выше две зоны развития ордовика (западная и восточная), вследствие общего погружения шарниров крупных складчатых структур, на значительном протяжении — от Билимбая до верховьев р. Бардым — сближаются, образуя обширное поле развития ордовикских и более молодых отложений. При этом каждая из них не только сохраняет в верхних частях разреза существенные отличия от смежной зоны, но и приобретает новые особенности состава и строения, не наблюдавшиеся в более северных частях Урала.

По общей границе обеих зон (отвечающей оси погруженного антиклинария) выходят отложения нижнего ордовика, представленные, как и в ранее описанных районах, обломочными образованиями — кварцевыми конгломератами, песчаниками, филлитовыми сланцами (тельпоская и шунутская свиты).

В западной зоне на эти базальные толщи налегает, частично, возможно, замещая их, свита филлитовых сланцев, чередующихся с пачками конгломератов и слюдистых кварцитов, датируемых по косвенным данным как верхи нижнего и средний ордовик (хыдейская свита). В южной части этого района (к северо-востоку от Нязепетровска) среди них развиты на ограниченной площади липаритовые порфиры и их туфы.

В восточной зоне разрез среднего ордовика существенно не отличается от западного, но проявления вулканической деятельности здесь неизвестны.

Липаритовые порфиры района Нязепетровска являются породами существенно калиевыми, содержащими, по опубликованному Г. А. Смирновым (1956) анализу, K_2O 7,59% и Na_2O 1,01%. Довольно крупные (до 5 мм) фенокристаллы в них представлены калишпатом и кварцем. В основной массе, кроме этих минералов, отмечается альбит, а из темновесных присутствуют мусковит, биотит, хлорит и глаукофан. Рудная примесь представлена пылевидным магнетитом, лейкоксеном и пиритом. Местами отмечаются туфы и лавовые брекчии того же состава.

Весь разрез верхнего, а местами и среднего ордовика в западной зоне представлен бардымской свитой сложно чередующихся по вертикали и замещающих друг друга по горизонтали осадочных и вулканогенных пород, выполняющих прогиб, структурно отвечающий Зилаирскому синклинию. Отложения бардымской свиты местами в большом интервале разреза замещают и породы описанной выше хыдейской свиты. Возраст их хорошо обоснован палеонтологическими данными.

Верхние горизонты бардымской свиты, по новым находкам фауны граптолитов в кремнистых туфогенных сланцах, датируются как ландовери. Бардымская свита сложена туфогенными глинистыми сланцами с линзами известняков, спилитами, диабазами и подчиненными им бескварцевыми альбитофирами, стратиграфически обособленной толщей порфиритов и туфов базальтового и андезито-базальтового состава и прослоями менее распространенных андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов, обильными фтанитами.

Относительные мощности в разрезе эффузивов, туфогенных сланцев, фтанитов и других пород непостоянны и меняются в широких пределах, в зависимости от положения их по отношению к вулканическим аппаратам. По наблюдениям В. Г. Варганова и ранее опубликованным данным Г. А. Смирнова (1956), роль вулканических пород заметно возрастает с севера на юг, к району Нязепетровска. Мощность свиты 1100—1200 до 1500 м.

В восточной зоне (Билимбай—Кенчурка) на отложениях среднего ордовика залегает комплекс пород преимущественно вулканогенного происхождения, выделяемый в качестве билимбаевской свиты. Возраст свиты датируется по косвенным данным, но с большой определенностью как верхнеордовикский. Она подстилается палеонтологически хорошо охарактеризованными отложениями среднего ордовика и перекрывается карбонатными породами с фауной силура. Эти образования, окаймляющие с запада Ревдинский габбровый массив, большей частью сильно метаморфизованы, местами до состояния адиагностических зеленых (хлорито-карбонатных, кварцево-хлоритовых, амфиболовых и др.) сланцев, филлитов, мраморов, амфиболитов и инъекционных амфиболовых гнейсов. Наряду с ними в разрезе свиты отмечаются кварцевые и полимиктовые песчаники, фтаниты, глинисто-кремнистые туфогенные сланцы, метаморфизованные диабазы и диабазовые порфириты, туфы кислого и основного состава. Мощность свиты оценивается в 600—800 м (Смирнов, 1956), а по данным В. Г. Варганова превышает 1000 м.

Ордовикские отложения западной зоны в центральной части Уфимского амфитеатра прослеживаются немного южнее Нязепетровска, где они погружаются под отложения среднего палеозоя. Восточная зона продолжается южнее, не обнаруживая существенных изменений в составе отложений и переходит на восточный склон. Фрагменты ее прослеживаются далее на юг по границе среднепалеозойских образований с уфа-

лейским метаморфическим комплексом и допалеозойскими образованиями Центрального Урала.

Проблематические кембро-ордовикские (?) отложения развиты на Южном Урале, в области Центрально-Уральского поднятия, в так называемой кирябинской зоне. О. А. Нестоянова, выделившая эти образования в качестве кирябинской свиты, датирует их предположительно как кембрийские, параллелизуя с ашинской свитой западного склона, но допускает вместе с тем, что среди них возможны и ордовикские отложения. По данным О. А. Нестояновой (1959), кирябинская свита сложена метаморфизованными аркозовыми и кварцевыми песчаниками и конгломератами, которые «пересекаются дайками или переслаиваются с мало-мощными покровами основных эффузивов», превращенных обычно в амфиболиты или эпидозиты. Местами эффузивы имеют значительную мощность и сильно при этом рассланцованы. В окрестностях пос. Кирябинки с этими породами, превращенными в тонкоплитчатые зеленые сланцы, связано разрабатывавшееся в прошлом небольшое меднорудное месторождение. Мощность свиты определена автором в 350—400 м.

На восточном склоне Урала палеонтологически охарактеризованные отложения ордовика известны в немногих местах. В строении ряда крупных положительных структур, однако, с большой определенностью устанавливается наличие ордовикских и, может быть, кембрийских образований. Выступая большей частью в районах развития позднепалеозойских гранитных интрузий, они в результате регионального и частью контактового метаморфизма в значительной мере утратили характерные черты первоначального состава и строения. В большинстве районов ордовик и его подразделения выделяются среди этих образований только по косвенным данным, а местами слабо обнаженные метаморфические толщи нижнего палеозоя вообще не датируются. Лишь в единичных разрезах имеются палеонтологические данные для выделения отделов и ярусов ордовикской системы. Наиболее широко развиты на поверхности и лучше других изучены нижнепалеозойские отложения в некоторых антиклинариях Восточно-Уральского и Зауральского поднятий.

В области Восточно-Уральского поднятия типичным и лучше изученным разрезом ордовика и нерасчлененного нижнего палеозоя является разрез его в антиклинории Вишневых и Ильменских гор. Здесь наряду с упомянутым нижним палеозоем выделяются, со значительной, впрочем, долей условности, все три отдела ордовика. В двух нижних отделах преобладающая роль принадлежит разнообразным метаморфическим сланцам и другим породам, возникшим из осадочного субстрата. В строении верхнего, а частью, возможно, и среднего ордовика наряду с этими породами участвуют и такие образования, первичновулканогенная природа которых бесспорна или лишь предполагается. Эти разнообразные амфиболиты (апопорфиритовые и неясного генезиса, иногда с диопсидом и скаполитом), гнейсы амфиболовые и амфиболо-биотитовые, местами метаморфизованные базальтовые порфириты, основные порфиритоиды и вулканогенные зеленые сланцы. Они чередуются в разрезе с несомненными паропородами — гнейсами и кварцито-гнейсами, содержащими гранат и графит, кварцитами, слюдяно-гранатовыми, ставролитовыми, филлитовыми и другими парасланцами и подчиненными мраморами с редкими остатками фауны среднего и верхнего ордовика. Все эти образования часто мигматизированы палеозойскими гранитами.

В составе нерасчлененного нижнего палеозоя, сложенного тем же комплексом пород, возрастает роль разнообразных гнейсов и метаморфических сланцев, часто инъекционных, и мигматитов. Они сопровождаются амфиболитами, кварцитами, мраморами, скаполито-диопсидовыми и диопсидо-карбонатными породами.

Мощность ордовикских отложений в антиклинории Ильменских и Вишневых гор составляет 1000—1200 м. Суммарная мощность вулканогенных образований, по-видимому, не превышает 300—400 м. К северу и к югу от него, в пределах Восточно-Уральского поднятия, разрезы нижнего палеозоя становятся все более фрагментарными; в отдельных местах под метаморфическими образованиями нижнего (иногда среднего) силура устанавливается лишь наличие стратиграфически нерасчлененных предположительно нижнепалеозойских отложений. Состав всех этих образований в пределах Восточно-Уральского поднятия в основных чертах такой же, как и в антиклинории Ильменских и Вишневых гор, с существенным, однако, различием в количественных соотношениях вулканогенных и осадочных пород в разрезах верхнего ордовика к северу и к югу от этой структуры. Если в Ильменогорском антиклинории роль вулканогенных пород в составе верхнего ордовика (как и всего нижнего палеозоя) относительно невелика, а далее к югу она и совсем ничтожна, то на Среднем Урале — к северу от Вишневых гор — верхний ордовик почти нацело сложен вулканогенными образованиями, выделяемыми в нейвинскую свиту. Это нерасчлененный комплекс уралитизированных базальтовых порфиритов и реже их туфов, большей частью измененных до состояния порфиритоидов и зеленых сланцев, амфиболитов с реликтами порфириновой и обломочной структуры, с которыми ассоциируют амфиболитовые и частью биотито-амфиболовые гнейсы (плагигнейсы) и изредка мраморы и метаморфические парасланцы.

В Мурзинском антиклинории и других структурах восточного крыла Восточно-Уральского поднятия, наряду с базальтовыми порфиритами в составе нейвинской свиты отмечаются диабазы и аподиабазовые метаморфические породы, а местами также кварцевые альбитофиры, превращенные в порфириды.

В области Зауральского поднятия нижнепалеозойские и, в частности, ордовикские отложения наиболее широко развиты на Южном Урале, в районе от Троицка до Бредов и далее к югу, за пределами описываемой территории. Наряду с нерасчлененным нижним палеозоем здесь установлены палеонтологически подтвержденные отложения обоих ярусов нижнего ордовика и местами отложения двух его верхних отделов, которые не всегда могут быть отделены один от другого.

Общий облик нерасчлененных нижнепалеозойских образований здесь такой же, как и в Восточно-Уральском поднятии. Это преимущественно разнообразные парагнейсы, иньекционные гнейсы и метаморфические кластогенные сланцы. Им подчинены амфиболиты, большей частью адигностические, некоторые разновидности гнейсов (амфиболовые и др.), возникшие, возможно, частью из вулканогенного и туфогенного материала, и местами порфиритоиды основного состава, базальтовые порфириты и их туфы, а из пород несомненно осадочных — кварциты и мраморы.

Ордовикские отложения этого района представлены метаморфизованными осадочными, главным образом тонкими обломочными породами, в частности разнообразными парасланцами, среди которых (в нижнем и частью в среднем ордовике) отмечаются порфиритоиды, литокристаллокластические туфы основного состава и туффиты.

В верхах разреза ордовик местами (район Троицка и севернее) не отчленяется от ландоверийского яруса нижнего силура. Этот интервал разреза сложен диабазами, порфиритами базальтовыми (часто амигдалоидными) и андезито-дацитовыми, лавобрекчиями и туфами того же состава, туфопесчаниками, с подчиненными аргиллитами, алевролитами и известняками. В южных районах (Брединский район) роль вулканогенных отложений в верхах ордовика заметно уменьшается.

Мощность разрезов ордовика в Зауральском поднятии достигает 1500—2000 м, из которых на долю вулканогенных образований приходится едва ли более 300—400 м.

Как видно из описанного, в разрезе ордовикских и перечисленных нижнепалеозойских толщ вулканогенные отложения пользуются широким развитием в западном крыле Тагильского мегасинклиория, а в других зонах и подзонах восточного склона Урала занимают сравнительно скромное место, не образуют мощных накоплений, чередуясь с параллельными осадочными и местами туфогенными отложениями. По составу, насколько его можно установить в метаморфизованных образованиях, это почти исключительно основные породы, с небольшим участием средних (андезито-дацитовых) порфиритов и туфов и более кислых пород. Постоянная ассоциация их с тонкими кластогенными отложениями, кремнистыми породами и местами с известняками, наличие туффитов, относительно выдержанные мощности, ничтожная роль грубых пирокластов — все это должно расцениваться как указание на преобладание спокойного трещинного вулканизма, происходящего в подводной или прибрежной обстановке. Признаки извержений центрального типа появляются местами в конце ордовика. Продукты этого вулканизма по химическому составу соответствуют щелочноземельному (тихоокеанскому) типу магмы.

Ландовери. На западном крыле Центрально-Уральского поднятия на протяжении всего Урала вулканогенный ландоверийский ярус, за исключением южных районов, отсутствует, хотя осадочные отложения его отмечаются в ряде мест, что свидетельствует о затухании вулканизма, проявлявшегося местами в этой зоне в верхнем ордовике, а вернее — о смещении вулканических центров на восток. В Тагильско-Магнитогорском прогибе, особенно в его западной части, на Северном и Среднем Урале вулканогенные породы ландовери и возникшие из них амфиболиты, порфиритоиды, сланцы пользуются широким развитием. К западу от интрузий Платиноносного пояса эти образования постепенно сменяются аналогичными но несколько более метаморфизованными вулканогенными породами предположительно верхнеордовикского возраста. Надежные маркирующие горизонты здесь отсутствуют, фауна редка, а там, где она есть, содержится только в самых верхних частях разреза ландовери. Фактически нигде на восточном склоне в вулканогенных разрезах не известно непрерывных фаунистически охарактеризованных разрезов ордовика и силура и нигде не известно фаун верхнего яруса верхнего ордовика и нижних горизонтов ландовери.

На Южном Урале, на широте г. Орска, нижние горизонты силурийских осадочно-вулканогенных отложений содержат граптолитовую фауну среднего ландовери. Более низкие фаунистически охарактеризованные горизонты ландовери известны лишь в осадочных отложениях западного склона островов Вайгач и Новая Земля.

Верхняя граница вулканогенных отложений ландовери в большинстве мест неотчетливая и переход к разнообразным по составу — от базальтовых до липаритовых — венлокским образованиям постепенный. Местами, однако, отмечаются локальные перерывы, обычно фиксирующиеся появлением кластических прослоев или изменением типа вулканогенных пород. Эти изменения происходят, видимо, несколько выше границы ландоверийского и венлокского ярусов в международном их объеме.

Как уже было сказано, вулканогенные образования ландовери вместе с ордовикскими слагают западный борт Тагильско-Магнитогорского чрогиба от широты г. Кушвы на юге и до истоков Большой Сосьвы на севере, обрамляя габбро-перидотитовые интрузии Платиноносного пояса. Они представлены мощными, до 1500—2000 м, толщами вулканогенных

пород в основном базальтоидного состава — базальтовыми порфиритами, диабазами с редкими прослоями туфов. Местами эти породы сильно амфиболизированы, а в западных районах (особенно к западу от массивов габбро) превращены в амфиболиты и зеленые сланцы. Местами, вблизи границы с венлоком, однообразные излияния базальтового состава сменяются дифференцированными — спилито-альбитофировыми комплексами пород (хребет Шемур, Валенторское месторождение и далее до поселков Павда и Старая Ляля). Последние наиболее хорошо изучены в районе Валенторского медноколчеданного месторождения (Ю. С. Каретиным и Л. Т. Каретиной), где они слагают комплекс пород мощностью до 700 м, состоящий из чередующихся в разрезе спилитов, диабазовых микропорфиритов спилитовидного облика, альбитизированных эффузивов и их туфов, реже туфов дацитового и андезитового состава. Потоки эффузивов мощностью от 5 до 40 м разделены горизонтами кластолав. Среди этих образований выделены цепочки остатков шлаковых конусов с аглютинатами и сильно окисленными шлаками. По характеру проявления — вулканизм трещинного и отчасти центрального типа. Описываемые эффузивные образования пронизаны субвулканическими дайками, жилами, некками микродиабазов, диабазов, альбитизированных липарито-дацитовых порфиритов. Вверх по разрезу спилито-альбитофировый комплекс сменяется (частично фациально замещается) нормальными калий-натриевыми (с содержанием K_2O до 4,3%) и альбитизированными липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами и туфами с преобладанием среди последних наземных накоплений грубых игнибритоподобных разностей. Возрастная датировка дифференцированных комплексов пород в большинстве мест не имеет палеонтологического обоснования, в связи с чем они определяются то как ландоверийские, то как венлокские или переходные от ландовери к венлоку. Более определенно принадлежность их к ландовери установлена Ю. С. Каретиным в районе пос. Елва, где основные и кислые эффузивы залегают под маломощными известняками с фауной верхнего ландовери, сменяющимися вверх по разрезу известняками и сланцами с брахиоподовой и граптолитовой фауной венлока.

В большинстве районов ландоверийские вулканогенные образования согласно покрываются комплексом разнообразных по составу, фациально замещающих друг друга пород, содержащих местами прослой известняков с фауной венлока. На Северном Урале это — спилито-альбитофировый комплекс пород, южнее пос. Новый Вижай — андезитовые, дацитовые и андезито-базальтовые порфириты, альбитофиры, их туфы и вулканические брекчии с прослоями туфопесчаников и туффитов или диабазы, спилиты, базальтовые порфириты, местами переслаивающиеся и замещающиеся туффитами и туфопесчаниками.

Петрографически сходные ландоверийские толщи базальтовых порфиритов в аналогичных геологических соотношениях выступают в западном крыле Тагильско-Магнитогорского прогиба несколько южнее, в районе пос. Северского и г. Полевского. На западе они прорваны Ревдинской интрузией габбро, а на востоке покрываются диабазами, спилитами и диабазовыми порфиритами, предположительно относимыми к венлоку.

К югу от Невьянска — в восточном борту и к югу от Полдневой — в западном борту Тагильско-Магнитогорского прогиба интенсивность проявлений вулканизма уменьшается. Здесь на больших площадях ландоверийские образования представлены сложно чередующимися и фациально сменяющимися по простиранию метаморфизованными осадочными и эффузивными породами невянской свиты. Это главным образом разнообразные углисто-кремнистые, углисто-кварцитовые, филлитовые

вые, слюдяно-кварцитовые, слюдяные сланцы с прослоями порфиритоидов, амфиболитов и апорфиритовых зеленых сланцев. Возраст этих пород точно датируется по находкам в 1959 г. фауны граптолитов в углисто-кварцитовых сланцах к северу от Верхнего Уфалея, в районе Черемшанского никелевого месторождения (Бородина и Корень, 1962). Южнее, от Южной Кузнечихи до р. Миасса, эти породы выступают из-под вулканогенных образований венлока только в узких сводах антиклинальных структур.

Южнее с. Поляковского и в Орском районе ландоверийские отложения Тагильско-Магнитогорского прогиба представлены маломощными толщами кремнистых и глинистых граптолитовых сланцев верхнего и среднего ландовери, местами содержащими покровы спилитов и диабазов. Они являются мелководными лагунными отложениями. Таким образом, мощный прогиб ландовери, очевидно, переходит на юге в слабо тектонически обособленный мелководный пролив между Центрально-Уральским и Восточно-Уральским поднятиями.

В восточных структурно-фациальных зонах породы предположительно ландоверийского возраста представлены разнообразными осадочными сланцами; соответственно вулканогенные образования имеют незначительное развитие и образуют прослои, распределенные в разрезе неравномерно.

В Восточно-Уральском поднятии сланцевые ландоверийские толщи вместе с верхнеордовикскими зелеными сланцами и частично базальтовыми эффузивами и венлокскими вулканогенными образованиями окаймляют гранитные интрузии. Они представлены метаморфизованными осадочными породами — разнообразными слюдястыми и филлитовыми сланцами и в меньшей степени прослоями эффузивов базальтового состава, аналогичными породам невянской свиты.

В Зауральском поднятии силурийские образования неотделимы от нижнепалеозойских. Они представлены филлитовыми, углисто-глинистыми, кремнистыми, углисто- и графитисто-кварцитовыми, зелеными сланцами. Местами отмечаются базальтовые порфириты и их туфы.

В целом ландоверийский вулканизм был наиболее интенсивным на Северном и Среднем Урале в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Для этих районов характерно постоянство и однообразие состава базальтовых излияний, преобладание лав над пирокластическим материалом, что свидетельствует о мощных трещинных излияниях. Наряду с этим в ряде мест в верхах ландовери отмечены проявления вулканизма центрального типа, имевшие, по-видимому, островной характер. По химическому составу вулканогенные породы ландовери относятся преимущественно к эффузивам базальтовой группы, ненасыщенным кремнеземом. Содержание железисто-магнезиальных компонентов (b) варьирует от 21 до 26, что отвечает полю базальтов. В ряде мест отмечается пониженная щелочность. Кислые породы верхних частей разреза соответствуют среднему составу пород риолито-дацитового группы, по Дэли, и характеризуются пересыщенностью кремнеземом ($Q = 32,9 - 38,7$) и глиноземом и преобладанием Na_2O над K_2O для дацитовых порфиритов.

Венлок. На протяжении венлока, лудлова и раннего девона на западном склоне Урала и в зоне Центрально-Уральского поднятия продолжалось полное затишье в вулканической деятельности, в то время как в Тагильско-Магнитогорском прогибе, особенно в северной и средней его частях, а также в восточных структурно-фациальных зонах вулканизм бурно развивался, часто меняя на коротких расстояниях характер и состав излияний. Уже в это время как следствие дифференцированных движений и расчленения геосинклинали намечается зональное строение

вулканической области и взаимное замещение осадочных и вулканогенных пород в разных зонах.

Возраст этих образований в ряде мест западного борта Тагильско-Магнитогорского прогиба хорошо обоснован фаунистически. В восточном борту прогиба, а также в восточных структурно-фациальных зонах палеонтологические данные обычно недостаточны, поэтому ряд толщ отнесен к венлоку на основании геологических сопоставлений.

О характере нижней границы венлокских вулканогенных образований сказано ранее, при описании ландоверийского яруса. Верхняя граница в северной части Тагильско-Магнитогорского прогиба до г. Североуральска несогласная, южнее отмечается согласное залегание нижнелудловских отложений, местами с постепенными к ним переходами.

В западном крыле Тагильско-Магнитогорского прогиба в Ивдельском районе к венлокским отложениям А. С. Мельников относит толщу спилитов и альбитофиров, их туфов и вулканических брекчий мощностью 300—350 м, местами больше.

Южнее р. Вижая, до р. Вагран, М. Ф. Заболотская и др. отмечают фациальное замещение по простираению спилито-альбитофировой толщи комплексом пород разнообразного состава, с постепенным возрастанием основности вулканических пород с севера на юг. Вначале это андезитовые порфириды, реже альбитофиры кварцевые и бескварцевые, их туфы и вулканические брекчий, сменяющиеся южнее порфиритами андезитобазальтового состава, их туфами и вулканическими брекчиями, а еще южнее — базальтовыми порфиритами, диабазами, спилитами и их туфами, местами туфопесчаниками, туффитами и туфами андезитовых порфиритов. Такое фациальное замещение одних пород другими происходит на очень коротких расстояниях. В районе Покровск-Уральского, по данным М. Ф. Заболотской, эти отложения покрываются маломощными известняками с фауной венлока, а последние постепенно сменяются известняками нижнего лудлова.

На всем протяжении от Ивдельского до Североуральского района включительно указанные венлокские вулканогенные образования согласно подстилаются базальтовыми порфиритами, сопоставляемыми А. С. Мельниковым и М. Ф. Заболотской с аналогичными породами ландовери бывшей Павдинской дачи, и покрываются несогласно залегающими (только до широты г. Североуральска), фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными и осадочными образованиями нижнего лудлова. Стратиграфическое несогласие фиксируется резкой сменой характера осадков и наличием в основании лудловских толщ песчаников и туфопесчаников с обломочным материалом нижежащих пород, а местами базальных конгломератов (по Б. О. Осадчому, А. С. Мельникову, С. Н. Волкову). Предраннелудловский размыв местами на севере, видимо, был глубок. Имеются сведения о трансгрессивном налегании базальных конгломератов нижнелудловской толщи непосредственно на габбро платиноносной интрузии и о наличии в этих конгломератах гальки габбро (по О. В. Суздальскому и др.). Может быть, этим же объясняется выпадение характерной для венлока вулканогенной толщи. С другой стороны, известно, что габбро Платиноносной псы прорывают во многих местах венлокские и в некоторых местах нижнелудловские вулканогенные породы. Возможно, что отмеченная галька габбро связана с размывом субвулканических тел ландоверийского или венлокского ярусов.

Не менее интересный разрез вулканогенных образований западного крыла Тагильско-Магнитогорского прогиба описан Ю. С. Каретиным и др. несколько южнее, в междуречье Ваграна и Елвы. Венлокские образования здесь расчленяются на два комплекса, отличающихся составом

пород, характером и условиями проявления вулканизма. Нижний из них, охватывающий нижний и отчасти верхний венлок, представлен в северных частях района преимущественно андезито-базальтовыми порфиридами и туфами с прослоями дацитовых, реже андезитовых порфиритов. Здесь выявлены остатки наземных стратовулканов (гора Кедровая на р. Елве, район Симки) по широким полям бомбовых и агломератовых туфов, эруптивным брекчиям и обилию экструзий и даек. В средней части района в это время появляются лавы и туфы дацитового и андезитового состава с подчиненными прослоями более основных (до базальтовых) и более кислых эффузивов. Отмечаются жилы липарито-дацитовых и трахилипаритовых порфиров. Общая мощность накоплений колеблется от 0 до 1500 м. Вулканизм раннего венлока, по данным Ю. С. Каретина, проявился в районе не повсеместно, об этом говорит отсутствие вулканогенных образований этого времени в южной части района.

В конце раннего и начале позднего венлока в северной и средней частях района происходит ослабление вулканической деятельности, фиксирующееся заметным увеличением щелочности лав (трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфириты с повышенным содержанием K_2O) и появлением в разрезе мощных пачек вулканогенно-терригенных пород и прослоев известняков с фауной венлока (оз. Антипинское, р. Елва).

С последующей вспышкой вулканизма, относящейся к позднему венлоку, связаны излияния миндалекаменных базальтовых и андезитобазальтовых (кайнотипного облика) порфиритов, изредка трахиандезитов, ассоциирующихся с туфобрекчиями, туфоконгломератами и туфопесчаниками. Наиболее полные, фаунистически охарактеризованные разрезы мощностью до 500 м вскрыты буровыми скважинами на широте Князипинских озер и р. Лобвы у пос. Зимовья.

В конце венлока вулканизм полностью затухает, и формируется толща светлых известняков с фауной венлока, сменяющихся выше известняками с фауной нижнего лудлова (оз. Антипинское, р. Елва).

Далее на юг (в районе бывшей Павдинской дачи), по новым данным А. Д. Стирпейки и др., отложения венлока расчленяются на два подъяруса. Нижний подъярус сложен туфогенно-осадочной толщей мощностью 700 м, содержащей прослой эффузивов и туфов разнообразного (от основного до кислого) состава. Верхний подъярус представлен тремя толщами, нижняя из которых начинается конгломератами с галькой и обломками нижележащих пород, сменяющимися андезитовыми и дацитовыми порфиридами и туфами того же состава. Мощность толщи 600 м. Средняя толща мощностью 400 м представлена андезитобазальтовыми порфиридами, сопровождающимися большим количеством пирокластов. В этих породах отмечаются прослой известняков с фауной. Разрез венлока завершается здесь верхней толщей трахилипаритовых, трахиандезитовых, дацитовых порфиритов и их туфов мощностью 250 м.

Немного восточнее, в районе пос. Старой Ляли, Ю. Г. Крежевских и др. описывают несколько иную последовательность излияний в венлоке. Низы венлока (мощность 600 м) сложены толщей пирокластических и туфогенно-осадочных пород андезитобазальтового и менее — андезитового состава, в верхах которой присутствует пачка, мощностью 100 м, туфопесчаников и известняков с фауной низов венлока. Верхи венлока представлены в основном эффузивами андезитового и реже андезитобазальтового состава и их пирокластами, сохраняющими первичные особенности строения, по которым можно заключить, что эксплозионная деятельность имела вулканский или плинианский характер.

Восточнее, на флангах брахисинклинали Турьинских рудников и в обрамлении Устейского массива серпентинитов, по данным Н. С. Лисова и др., развита спилито-альбитофировая толща и фациально ее замеща-

ющая толща порфиритов андезитовых, андезито-дацитовых, альбитофи-ров и их туфов. Возрастная датировка их нечеткая, возможно, что они соответствуют проявлению венлокского вулканизма, а может быть, и венлокско-раннелудловского. Нижние части разреза здесь отсутствуют, а верхние покрываются трансгрессивно туффитами, туфопесчаниками, туфоконгломератами верхнего лудлова—жедина или фациально их замещающими эффузивами базальтового и щелочного состава.

В районе пос. Ис венлок, а также нижний лудлов в значительной мере сложен известняками. У восточной границы крупного массива известняков происходит резкое изменение геологического разреза. Известняки вместе с появляющимися здесь слоистыми туфами, туфогенно-кремнистыми сланцами, спилитами и микропорфиритами венлока (?) быстро выклиниваются на восток и вытесняются покрывающими их и частью переслаивающимися с известняками нижнего лудлова пироксеновыми порфиритами андезито-базальтового и частью андезитового состава и их туфами, залегающими восточнее, непосредственно на плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых базальтовых порфиритах, близких к плагиоклазовым базальтовым порфиритам, подстилающим известняки. При отсутствии фауны в восточных разрезах вопрос о возрасте и соотношениях толщ решается неоднозначно. В. М. Сергиевский (1948 и др.) и Н. А. Штрейс (1951) пришли к выводу, что в направлении к востоку туфогенно-спилитовой толщей сперва замещаются известняки венлока, затем пироксеновые порфириты замещают и перекрывают известняки нижнего лудлова, наконец, на коротком расстоянии пачка слоистых туфов с тонкими прослоями известняков и спилитов полностью выклинивается, и порфириты и туфы слагают весь разрез.

У приска Глубокого среди известняков венлока, вблизи границы с известняками нижнего лудлова, отмечаются выходы порфиритов базальтового состава. Раньше они относились к нижнему лудлову, но в результате детальных палеонтологических исследований М. В. Шурыгина установила, что порфириты выступают в мелких антиклинальных складках среди известняков венлока.

Западнее Верхней Туры и в районах Нижнего Тагила, Левихи спилиты, диабазы, базальтовые порфириты и их туфы фациально замещаются породами так называемого рудоносного комплекса предположительно венлокского возраста—рассланцованными и метаморфизованными андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами и их туфами или альбитофирами кварцевыми и бескварцевыми, их туфами и лавовыми брекчиями, базальтовыми порфиритами, диабазами, гидротермально измененными околорудными породами. Четкой стратификации внутри этих образований нет. В районе Кабанских месторождений, по В. П. Логинову, в низах разреза развиты андезитовые плагиоклазовые порфириты, впоследствии альбитизированные, их вулканические брекчии и слоистые туфы, местами превращенные в порфиroidы, гидротермально измененные породы; выше они сменяются кварцсодержащими и реже кварцевыми альбитофирами с единичными пачками кристаллокластических туфов и еще выше диабазами, диабазовыми порфиритами с редкими прослоями красных яшм, песчаников и мелкообломочных конгломератов. Каждый из указанных комплексов пород сопровождается обильными субвулканическими жилами. Кабанская рудоносная толща, возможно, имеет древний возраст, судя по определениям абсолютного возраста серицитовых сланцев и серицитизированных пород (от 430 до 565 млн. лет) Овчинников и др., 1960, 1964).

В районе Левихи (по данным М. А. Пояркова и Н. В. Поярковой) в нижних частях разреза «рудоносного комплекса» венлока преобладают

кварцевые альбитофиры, сопровождаемые диабазами. Выше залегают андезитовые порфириты.

В районе к западу от г. Нижнего Тагила в верхних частях аналогичного разреза появляются породы андезито-базальтового состава, переслаивающиеся с туфопесчаниками. Эта так называемая голокаменная толща (А. А. Пуркин) мощностью 450 м выше сменяется известняками с фауной венлока. Подстилаются все описанные образования базальтовыми эффузивами, предположительно относимыми к ландовери, а перекрываются местами согласно, местами с признаками несогласия эффузивами андезито-базальтового и базальтового состава и их туфами или осадочно-вулканогенными породами с фауной нижнего лудлова, а в районе г. Нижнего Тагила — известняками того же возраста. Эффузивы липарито-базальтового состава прослеживаются к югу через район Пальников до широты г. Первоуральска.

В восточном борту Тагильско-Магнитогорского прогиба, от Калугинских медноколчеданных месторождений на севере до месторождения Хабуня на юге венлокские вулканогенные образования аналогичны вышеописанному. В этой зоне отсутствуют известняки, стратиграфически выдержанные толщи туфитов, сланцев и спилитов. Весь разрез сложен эффузивами и их туфами. При этом от широты г. Красноуральска к югу усложняется складчатость вулканогенных толщ, прогрессивно, возрастают проявления динамического и гидротермального метаморфизма, в частности рассланцевание вулканогенных пород и их сплошное метасоматическое изменение (альбитизация, хлоритизация и т. д.). Обнажена эта зона очень слабо. Геологическое строение ее можно охарактеризовать лишь в общих чертах. Здесь выделяют нижнюю толщу венлока, сложенную в районе Калугинских месторождений андезитовыми порфиритами и их туфами с подчиненными альбитофирами, а в районе Красноуральских месторождений — альбитизированными андезитовыми порфиритами мощностью в несколько сот метров, с маломощными прослоями в них диабазовых порфиритов, их туфов и туфолав, и несогласно их перекрывающую верхнюю толщу нижнего лудлова — базальтовых и андезито-базальтовых авгитовых и уралитовых порфиритов. Более высокое залегание последних несомненно в восточном крыле синклинальной структуры (с. Карелино, ст. Межень и т. д.).

В составе нижней толщи преобладают типичные андезитовые и кварцсодержащие дацитовые альбитизированные плагиоклазовые порфириты («альбитофиры») с содержанием $\text{SiO}_2 = 59,2\text{—}69,3\%$ и наряду с ними плагиоклазовые альбитизированные диабазовые порфириты интерсертальной и микролитовой структуры с содержанием $\text{SiO}_2 = 48,76\text{—}60,72\%$ (данные Г. А. Куричиной). Первые весьма сходны с андезитовыми порфиритами венлока Павдинской дачи, вторые можно сравнить с плагиоклазовыми порфиритами, подстилающими и замещающими (?) спилито-туфовую толщу венлока того же района.

Приуроченность венлокской толщи спилитов, диабазов и слоистых туфов, к которым местами присоединяются альбитофиры и гидротермально измененные породы, к нешироким полосам, окаймляющим с востока Центрально-Уральское поднятие, а местами с запада Восточно-Уральское поднятие, В. М. Сергиевским связывается с деформацией в прогибе. Этот комплекс эффузивов, вероятно, представляет собой приразломную фацию, как это неоднократно отмечалось и в других регионах. В. М. Сергиевский также считает, что в средней части прогиба венлокская спилито-диабазовая толща вместе со всем сопровождающим комплексом пород, очевидно, выклинивается, и весь разрез здесь сложен порфиритами и их туфами. Изучение геологических взаимоотношений, особенно на Южном Урале, привело В. М. Сергиевского к заключе-

нию, что спилиты и диабазы с сопровождающими альбитофирами, с одной стороны, порфириты и туфы — с другой, приурочены к зонам с разным тектоническим режимом движений. Именно зона порфиритов отвечает центральной, быстрее опускающейся части прогиба.

Приведенный материал по геологии вулканогенных пород в северной (Тагильской) части Тагильско-Магнитогорского прогиба является наиболее обоснованным и детальным. В более южных районах мы имеем привязку лишь к отдельным опорным горизонтам либо опираемся в суждениях о возрасте толщ и геологическом строении по аналогии с другими районами.

В районе Полевского и Северского заводов относимые к венлоку вулканогенные отложения представлены диабазами, спилитами и базальтовыми порфиритами, местами в виде шаровых лав, а также порфиритоидами и зелеными сланцами.

Южнее, в суженной части зеленокаменного синклинория, от с. Полдневского до оз. Тургояк, Т. И. Фролова (1956) различает западную зону, с преимущественным развитием диабазовых пород венлока и нижнего лудлова (?), и восточную, в которой диабазы практически отсутствуют. В восточной зоне она выделяет две свиты порфиритов и туфов. Верхняя, мощностью 200—500 м, по крайней мере в южных разрезах имеет андезито-базальтовый состав и безусловно отвечает ирендикской свите Южного Урала. Нижнюю, состоящую преимущественно из уралитовых порфиритов и их туфов с прослоями туффитов, мощностью от 350 до 500 м, Т. И. Фролова относит к венлоку — нижнему лудлову. На широте с. Поляковского в составе полосы вулканогенных пород выделяются восточная и западная зоны, однако эти различия становятся отчетливыми лишь с верхнего лудлова. Нижнелудловские и венлокские вулканогенные отложения здесь представлены диабазовой свитой с прослоями кремнистых сланцев и реже альбитофинов. В восточном крыле Магнитогорского прогиба, севернее пос. Копаловского, к нерасчлененным образованиям венлока — нижнего лудлова отнесены альбитофиры кварцевые и бескварцевые, их туфы и гидротермально измененные породы.

В пределах Восточно-Уральского поднятия, к северу от Свердловска и к востоку от Невьянска, широко развиты базальтовые эффузивы, среди которых преобладают авгитовые и уралитовые порфириты и их туфы, местами порфиритоиды и зеленые сланцы. Они условно отнесены к венлоку. Вдоль интрузии серпентинитов в районе г. Березовского развиты диабазы, базальтовые порфириты, альбитофиры кварцевые и бескварцевые и их туфы. Альбитофиры, возможно диабаз-альбитофирового комплекса, в районе с. Аятского отнесены предположительно к нижнему силуру. Таким образом, в венлоке, кроме базальтовых порфиритов, порфиритоидов и зеленых сланцев, в современном Восточно-Уральском поднятии появляются кислые породы и диабаз-альбитофировые толщи.

В области Восточно-Уральского прогиба нижнесилурийские вулканогенные отложения слагают низы разреза. В Еманжелинском районе, по материалам Л. Н. Ромашовой и др., толща, сложенная базальтовыми, часто уралитизированными порфиритами в нижней части и более кислыми порфиритами в верхней части, согласно перекрывается известняками с лудловской фауной. По данным Ю. П. Бердогоина и др., к северу от Челябинской интрузии эффузивы нижнего силура несогласно лежат на метаморфических сланцах ордовика.

В более северных районах Восточно-Уральского прогиба отмечают венлокские диабаз-альбитофировые, альбитофировые и зеленосланцевые толщи. На р. Багаряке эффузивы, по-видимому, фациально замещаются глинисто-известковистыми сланцами и глинистыми известняками.

ми, содержащими фауну венлока. Еще севернее нижнесилурийский возраст вулканогенных пород является совершенно условным.

Таким образом, на восточном склоне Урала в венлоке эффузивы представлены порфиритами и их туфами, по составу меняющимися от базальтовых до андезитовых и даже дацитовых, местами диабаз-альбитофировыми комплексами пород.

Вулканогенные породы диабаз-спилитовых и диабаз-альбитофировых комплексов пород обнаруживают признаки трещинных излияний, и лавы в них обычно резко преобладают над туфами. Среди пирокластов характерны витрокластические пепловые и шлаковые туфы. Порфириты, вне зависимости от того, образуют ли они обособленные толщи или чередуются со спилитами и диабазами, обычно сопровождаются обильными, часто преобладающими пирокластами и прорываются многочисленными субвулканическими дайками и экстрюзиями.

Относительно петрографических особенностей эффузивов венлока мы ограничимся самыми краткими замечаниями. Спилиты представлены типичными разностями с обильным хлоритовым базисом и тонкими лейстами альбита. Пироксен в них встречается редко. Диабазы отличаются от них лучшей степенью раскристаллизованности и частым присутствием пироксена. Среди порфиритов преобладают плагиоклазовые и пироксеновые разности. Первые чаще всего представляют собой типично андезитовые породы. Среди вторых присутствуют как андезитовые, так и более основные типы, причем различие их заключается в относительно большем количестве пироксена в базальтовых и андезито-базальтовых разностях, а также в типичных для них особенностях структуры основной массы (интерсертальной, микродиабазовой и т. д.). В некоторых случаях (Непряхинский район, р. Елва и др.) устанавливается наличие в венлоке субщелочных разновидностей этих пород — трахиандезитов, андезито-базальтов с повышенным (до 1,5%) содержанием K_2O . Дацитовые порфириты узнаются по содержанию кварца в основной массе и иногда во вкрапленниках, но они редко бывают свежи и обычно попадают в группу «альбитофиров». Мало развиты также роговообманковые и кварцево-роговообманковые порфириты, принадлежащие, как правило, к типу кислых андезитов. Альбитофирами на Урале, как это видно по химическим анализам, часто называют группу альбитизированных пород, по составу меняющихся от кислых андезитов через кварцсодержащие дациты до липаритовых порфиритов, причем в последних альбитизации подвергается нередко также и калишпат.

На Среднем Урале, начиная от Красноуральска на юг, эффузивные толщи в той или иной степени метаморфизованы и рассланцованы, причем региональный метаморфизм прогрессивно возрастает до района Дегтярки и Карабаша, а затем вновь уменьшается. Метаморфизм возрастает также с приближением к гранитным массивам, где имеет иной характер.

Венлокской толще на Среднем Урале подчинены главнейшие месторождения колчеданных руд.

Ранний лудлов. Так же как и в венлоке, вулканизм раннелудловского времени проявился особенно широко и полно на восточном склоне Урала в Тагильско-Магнитогорском прогибе.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность происходила в северных и южных частях Тагильского мегасинклинория, тогда как на отрезке между Североуральском и Старой Лялей вулканическая деятельность была выражена слабо. Вспышке вулканизма в нижнем лудлове предшествовали какие-то тектонические движения. Характер их не изучен, но указания на размыв, трансгрессивное залегание, наличие конгломератов в основании имеются для севера западной окраины вулканоген-

ной зоны. От широты г. Североуральска к югу характер налегания на подстилающие породы меняется. Здесь нижнелудловские известняки и вулканогенные образования в большинстве разрезов залегают согласно на разнообразных по составу породах венлока.

Верхняя граница подъяруса определяется в большинстве случаев несогласным налеганием верхнего лудлова на подстилающие отложения. Отчетливость и резкость этого несогласия различна. В иных случаях несогласие является угловым, причем толщи, подстилающие трансгрессивный срез, залегают круто, метаморфизованы и рассланцованы, а вышележащие — массивны, образуют пологие простые структуры. В других случаях на этой границе наблюдаются базальные конгломераты, трансгрессивные перекрытия, изменения степени метаморфизма и характера эффузивных пород, в частности смена пород нормального ряда щелочным (Сергиевский, 1953; Червяковский, 1955; Дианова, 1958 и др.). Строение венлокских и нижнелудловских отложений по сравнению с ландшафтными весьма сложное вследствие неоднократных изменений характера вулканогенных пород и стратиграфической последовательности, повторных тектонических движений и взаимного замещения осадочных и вулканогенных пород по простиранию.

В северной части прогиба в нижнелудловской вулканогенной толще преобладают андезито-базальтовые, а местами андезитовые порфириты с фенокристаллами пироксена и плагиоклаза, сопровождающиеся обильными туфами, туфопесчаниками и туффитами. Во многих разрезах содержатся прослой известняков с фауной нижнего лудлова, а также афанитовые диабазы и диабазовые порфириты. К югу от р. Северной Тошемки эти породы замещаются слоистой обломочно-вулканогенной толщей с отдельными покровами порфиритов и афанитов базальтового состава (Молдавандцев, Ходалевиц, 1936), которые в районе пос. Новый Вижай, в свою очередь замещаются в нижних частях разреза базальтовыми миндаляковыми порфиритами и их туфами. На юге (бассейн Тальгии, Шегультана и Североуральский район) нижний лудлов распадается на три толщи: 1) известняковую, 2) осадочно-вулканогенную и 3) вулканогенную. Все эти толщи определенной стратиграфического положения не имеют, фациально замещая одна другую (по М. Ф. Заболотской и др.). По А. С. Мельникову, в этом районе местами получила развитие диабазальбитофирная толща в верхах нижнелудловского вулканогенного комплекса. К югу от устья р. Бобровки низы нижнего лудлова представлены базальтовыми порфиритами и их туфами, которые в верхних частях сменяются известняково-глинистыми сланцами с прослоями известняков и известняками. Южнее в районе пос. Всеволодо-Благодатского низы разреза нижнего лудлова сложены туфами базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов, пересланяющихся с туфопесчаниками, туффитами, известняками, а верхи разреза — базальтовыми порфиритами, которые южнее (в районе Вознесенки) замещаются известняками с фауной. От р. Большой к югу весь разрез нижнего лудлова сложен осадочно-вулканогенными образованиями, которые к югу от р. Ваграны (по Ю. С. Каретину) замещаются фаунистически охарактеризованными известняками с маломощными прослоями спилитовидных базальтовых порфиритов и туффитов.

От р. Лобвы к югу в составе пород нижнего лудлова в основном преобладают вулканогенные образования, а осадочные картируются в виде маломощных прослоев в них и только в районе Иса и Нижнего Тагила они слагают крупные массивы известняков.

В бывшей Павдинской даче разрез нижнего лудлова сложен эффузивами преимущественно андезито-базальтового состава и их пирокластами, реже отмечаются порфириты андезитового и базальтового состава.

ва. В основании этого мощного (500 м) комплекса пород местами отмечаются конгломераты. В отдельных участках (район пос. Елвы) нижне-лудловские образования представлены розовыми брекчиевидными известняками с фауной, местами замещающимися туфопесчаниками основного состава.

Южнее р. Нясымы вулканогенные образования нижнего лудлова в синклинальных структурах представлены богатыми авгитом базальтовыми и андезито-базальтовыми разностями лав и пирокластических образований, фациально замещающимися известняками с фауной. В западной части района, в Валерьяновской синклинали, по В. В. Потапьеву и др., нижние горизонты этих образований сложены преимущественно туфами с прослоями туфопесчаников, туффитов и кремнистых сланцев, в верхних же развиты главным образом порфиристы, а туфы имеют подчиненное значение. В пространственном распределении пирокластического материала в этой синклинали наблюдалась определенная закономерность — грубообломочные разности туфов, без сортировки обломочного материала, локализуются в юго-западной части района (включая горы Большие и Малые Луковые), в то время как в крайней северной и восточной частях синклинали отлагались хорошо слоистые с примесью осадочного материала туфопесчаники и туффиты, а в зоне перехода к Исовскому известняковому массиву встречаются с обильной примесью пирокластического материала.

В районе Верхней Туры, по Р. А. Сюткиной и др., в раннем лудлове происходило накопление мощных толщ туфов и вулканических брекчий андезито-базальтового и базальтового состава, чередующихся с маломощными покровами базальтовых и андезито-базальтовых лав.

В конце раннего лудлова образование пирокластов сменяется излияниями базальтовых лав. Раннелудловским проявлениям вулканизма предшествуют в этом районе локальные поднятия и опускания, которые обуславливают появление в низах разреза пачки (мощностью от 0 до 400 м) тонкопереслаивающихся мелкообломочных конгломератов, туфопесчаников и туффитов, образовавшихся в большей части за счет перемыва венлокских образований.

По данным Б. П. Козина, в полосе развития пород нижнего лудлова западнее г. Кушвы прослеживаются две меридиональные цепочки остатков древних вулканических аппаратов центрального типа, расположенные одна от другой в 1—1,5 км, с расстоянием между центрами вулканических аппаратов в каждой цепочке от 300 до 1000 м. Вулканическая деятельность по этим остаткам характеризуется широким развитием пирокластических и подчиненным — лавовых образований. Извержения в основном были наземные, только в начале возникновения западной цепи вулканов — подводные, о чем говорит наличие хорошо отсортированных и стратифицированных туфов в сочетании с подушечными лавами. Химические анализы продуктов извержений этих приблизительно одновременно действующих вулканов показали, что в западной цепи отвечают составу андезито-базальтов, приближаясь к андезитам.

От широты пос. Новой Туры (пос. Токовое) к югу, в восточном крыле Тагильско-Магнитогорского прогиба, на венлокскую толщу измененных андезитовых порфиритов, альбитофинов, диабазов и их туфов с несогласием в районе Красноуральска (данные В. П. Первова) и согласно к югу от р. Салды (данные В. И. Иванова и др.) налегают эффузивные и пирокластические образования андезито-базальтового и базальтового состава, предположительно относимые к нижнему лудлову. Взаимоотношения между ними крайне сложны, отмечается частое переслаивание и быстрая фациальная смена одних пород другими. Однако все же к се-

веру от пос. Токового заметно преобладают порфириты и миндалекаменные лавы, а к югу — пирокластические образования.

В районе г. Нижнего Тагила, пос. Горбунова и чуть южнее, по данным М. А. Пояркова и Н. В. Поярковой и последующим наблюдениям М. В. Шурыгиной, А. А. Пуркина и др., среди нижнелудловских образований выделяются две толщи, нижней из которых является известняковая, характеризующаяся постепенной сменой фауны венлока раннелудловскими формами. Верхняя часть этой толщи сложена осадочно-вулканогенными породами, переслаивающимися с известняками. Выше нее, а участками фациально замещая известняки и осадочно-вулканогенные породы нижнего лудлова, залегает обломочно-порфиритовая толща, представленная в нижней части осадочными и туфогенными конгломератами, кремнистыми сланцами с прослоями известняков нижнего лудлова, выше сменяющимися базальтовыми и андезито-базальтовыми порфиритами и их туфами. Не исключено, что верхи обломочно-порфиритовой толщи по возрасту уже относятся к низам верхнего лудлова.

Карбонатные породы района Нижнего Тагила, а следовательно, и вулканогенные породы, с ними связанные, на основании тщательного анализа фауны, проведенного М. В. Шурыгиной, уверенно сопоставляются с карбонатными и вулканогенными породами района Иса.

В более южных разрезах Тагильско-Магнитогорского прогиба вулканогенные образования нижнего лудлова в одних случаях неотделимы от верхнесилурийско-нижнедевонских, в других — от венлокских. Характеристика первых из них будет дана при описании вулканизма верхнего лудлова — нижнего девона, вторые были описаны выше.

Таким образом, вулканогенные образования в нижнем лудлове представлены в основном андезито-базальтовыми и базальтовыми излияниями с широким развитием туфов и вулканических брекчий.

Сопоставление результатов химических анализов этих пород со средним составом пород по Дэли показало, что они относятся к группе насыщенных кремнекислотой и очень бедных щелочами пород. Базальтовые порфириты близки аналогичным породам по Дэли, отличаясь в ряде мест повышенным содержанием извести, а андезито-базальтовые порфириты близки кварцевым базальтам, отличаясь от последних меньшим содержанием SiO_2 , CaO и MgO .

Поздний лудлов — ранний девон. Расположение позднелудловско-раннедевонских образований в основном в центральных частях прогибов подчеркивает зональное строение последних. Нижняя граница этих образований чаще всего отмечена несогласным залеганием верхнего лудлова, причем во многих районах подстилающие толщи сильнее дислоцированы и заметно более метаморфизованы. В других районах несогласия не обнаруживаются, и вулканогенные образования верхнего лудлова неотделимы от нижележащих.

В раннем девоне вулканизм заметно затухает и образования кобленцкого яруса состоят почти исключительно из известняков и слоистых обломочных пород с редкими признаками вулканизма. Верхняя граница описываемых образований отмечена на севере несогласным, а на юге согласным налеганием среднего девона на подстилающие отложения. В северных районах в основании несогласия развиты бокситы и обломочные породы. Состав вулканогенных отложений верхнего лудлова — нижнего девона изменчив. Характерной особенностью эффузивных пород Северного и Среднего Урала является их принадлежность к калиевому щелочному ряду, а у основных пород — недосыщенный кремнекислотный состав при несколько повышенном количестве калия. Оба типа пород в некоторых районах встречаются совместно, в других — раздельно.

В Североуральском и Ивдельском районах образования верхнего лудлова—нижнего девона представлены в основном осадочно-вулканогенной толщей, сложенной туфопесчаниками, известково-глинистыми сланцами, песчаниками с прослоями известняков, туфами базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов мощностью до 500—1000 м. Подстилаются они в этих районах известняками банкового горизонта нижнего лудлова и покрываются известняками жединского, а местами эйфельского ярусов. Местами в этой толще отмечаются прослой базальтовых, авгитовых и андезито-базальтовых пироксен-плаггиоклазовых порфиритов и их туфов. Южнее, в районе поселков Тренькино, Черемухово, эффузивы выступают широкой полосой, фациально замещающая в верхних частях разреза вулканогенно-осадочные породы. Порфириты подчас отличаются свежестью, нередко содержат микротинный плаггиоклаз и резко дисперсный, зональный, совершенно свежий авгит. Изредка встречаются псевдоморфозы по оливину. Основная масса в них большей частью существенно стекловатая, непрозрачная от окислов железа.

Между г. Волчанском и р. Каквой образования верхнего лудлова — жедина (данные Ю. С. Каретина и др.) залегают несогласно на подстилающих отложениях и представлены мощной, до 2000—2500 м, толщей разнообразных сланцев и песчаников, с sillами базальтовых порфиритов и прослоями конгломератов, известняков с фауной верхнего лудлова и жедина, а в нижней части разреза — с прослоями миндалекаменных лав трахибазальтового и трахиандезитового состава, иногда их туфов. К югу от р. Каквы слоистые породы по всему разрезу резко замещаются эффузивной толщей. Внизу разреза ее, выше известняков с фауной верхнего лудлова и конгломератов (мощность до 400 м), местами прорванных экструзиями монционитов, распространены миндалекаменные лавы трахиандезито-базальтового и базальтового состава (мощность 100—300 м). Выше они сменяются базальтовыми порфиритами кайнотипного облика очень бедными щелочами и с низким (45—47%) содержанием кремнезема (мощность 500—700 м). Последние еще выше сменяются трахиандезитовыми порфиритами. Вулканизм типично трещинный, в большей части подводный. Перекрывается описываемая толща известняками и сланцами кобленцкого яруса, а у р. Лобвы теми же породами с фауной жединского яруса.

Южнее р. Лобвы, в основании верхнелудловско-жединской толщи, ниже калиевых трахитовых порфиритов развиты также базальтовые, трахибазальтовые, трахиандезитовые и андезито-базальтовые порфириты мощностью 300—400 м, ассоциирующие со слоистыми туфами и туффитами, туфопесчаниками, песчаниками и сланцами.

Микроскопически эти породы не отличаются от нормальных, но по химическому составу нередко характеризуются повышенным содержанием калия и диопсидовым характером пироксена: $a/c_{\text{ср}}=1,2$; $f'/m'_{\text{ср}}=1,5$ при $b_{\text{ср}}=20,3$ и при $n_{\text{ср}}=74,6$. Таким образом, при сходстве с порфиритами ландверы и венлока и близком значении характеристики b , в базальтовых порфирах верхнего лудлова чуть выше отношения a/c , заметно выше f'/m' и отчетливо меньше n .

С широты пос. Павды, среди описываемых пород получают значительное развитие трахитовые порфиры и их туфы. Трахитовые порфиры верхнего лудлова — нижнего девона являются отчетливо калиевыми породами и по ряду основных петрохимических характеристик ближе стоят к щелочным трахитам, чем к нормальным. Среди них распространены разновидности трахитовой и призматически зернистой структуры, реже ортофировой. Очень широко развиты раскристаллизованные стекловатые структуры основной массы, а также разнообразные трахитовые стекловатые палеолавы. Трахитовые порфиры сопровождаются обильными ту-

фами. Иногда с трахитовыми порфирами ассоциируют породы, которые микроскопически можно было бы назвать андезитовыми плагиоклазовыми или пироксеновыми порфиритами. Однако по химическому составу они близки к плагиотрахитам. Самый северный район развития подобных пород верхнего лудлова—нижнего девона описал Н. С. Лисов в районе г. Краснотурьинска, где они в большей части представлены плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами трахиандезитового состава, реже пироксеновыми трахибазальтовыми порфиритами и еще реже трахитовыми порфирами. В основании этого комплекса, мощностью до 1100 м, развиты базальные конгломераты и туфоконгломераты. Близкая к этому картина наблюдалась Б. П. Козиным и В. Ф. Кусмауль в районе Верхней Туры.

Лавы щелочного состава в районе Краснотурьинска (данные Н. С. Лисова и др.) постепенно сменяются в кобленцское время излияниями эффузивов и пирокластических образований андезитового состава мощностью от 0 до 1400 м.

В районе Иса образования верхнего лудлова—нижнего девона в вулканогенной фации выделяются в туринскую свиту. Отношение к подстилающим породам несогласное. Особенно отчетливо несогласие фиксируется в районе Маломальска и д. Ляленки. Туринская свита мощностью от 350 до 800 м, по данным В. В. Потапьева, Р. А. Сюткиной, Т. А. Смирновой и др., образована сложно переслаивающимися пирокластическими и осадочно-пирокластическими образованиями с мало-мощными прослоями лав, смятыми в пологие складки. Преобладающими являются накопления туфов трахитовых порфиров и туфов смешанного (трахитового и базальтового) состава, туфопесчаников, туффигов. Мощность покровов лав колеблется от 1 до 20 м, мощность же отдельных прослоев туфов меняется от нескольких сантиметров до 30—40—100 м, причем переход в латеральном направлении от лав к туфам и от туфов к туфопесчаникам и туффитам постепенный. В отличие от района Павды здесь к низам разреза относятся покровы и туфы трахитовых порфиров, более молодыми являются излияния базальтового, иногда трахибазальтового и андезито-базальтового состава. В самых верхних частях разреза фиксируются (район лога Мраморного) глинистые сланцы и известняки нижнего девона, которые в свою очередь несогласно перекрываются известняками среднего девона.

В последние годы к северу от с. Большой Лаи пройден профиль скважин, полностью пересекающий туринскую свиту. Ю. П. Сорокин и Л. Г. Сорокина отмечают определенную ритмичность в строении свиты, расчленяющейся здесь на три горизонта общей мощностью до 1900 м. Образование каждого горизонта начинается известняками и терригенными породами и заканчивается вулканогенными, из которых вначале появляются туфы трахитовых порфиров, а затем происходит излияние лав.

В более южных районах (Черноисточинск, Левиха), по данным М. А. Пояркова и Н. В. Поярковой, основание туринской свиты сложено плагиоклазовыми трахиандезитовыми порфиритами. Агломератные лавы трахитовых порфиров, замещая местами микрозернистые, вариолитовые и другие разновидности, тяготеют к верхам разреза свиты. Местами в них отмечены монцонитовые и шонкинитовые порфиры. Среди трахитовых порфиров, по Е. А. Кузнецову и В. А. Коротееву, изредка встречаются также эпилейцитовые породы.

Трахитовым порфирам и трахиандезитовым порфиритам средней и северной частей Тагильско-Магнитогорского прогиба подчинены многочисленные интрузии сиенито-порфиров обычно сходного с ними состава. Их субвулканический характер представляется весьма вероятным. С ни-

ми связаны небольшие контактово-метасоматические месторождения железа и марганца. Вероятно, образование пород туринской серии заканчивается интрузиями сиенитов Тагильско-Кушвинского комплекса с крупными месторождениями железа, а также меди контактово-метасоматического типа. В жильной свите сиенитов наряду с лейкократовыми породами распространены «диабазовые порфиристы». Анализы этих пород обычно показывают принадлежность их к щелочным базальтоидам.

Южнее Левихи трахитовые порфиры и трахиандезитовые порфиристы имеют подчиненное развитие, а излияния андезито-базальтовых и базальтовых лав приобретают главенствующую роль. Последние представлены вулканогенными образованиями (шуралинская свита), отнесенными по возрасту к S_2-D_1 . Раньше они считались литологически аналогичными породами нижнего лудлова. В 1959—1961 гг. М. В. Шурьгиной и др. на основании больших сборов фауны, был пересмотрен возраст известняков в районе Нижнего Тагила, Кировграда, Невьянска, что послужило причиной изменения датировки и вулканогенных образований. Во всех фаунистически охарактеризованных разностях известняков в этих районах содержится фауна жединского возраста. Эти известняки переслаиваются с туфами и туфопесчаниками порфиритов базальтового и андезито-базальтового состава (скважины южнее г. Невьянска, у пос. Шуралы и на Ново-Ежовском месторождении). Следовательно, осадочные и вулканогенно-осадочные породы, аналогичные по литологическому составу породам более северных районов, образовались здесь в более позднее время.

Выше образований базальтового и андезито-базальтового состава, частично ими фациально замещаясь, происходили излияния трахитовых порфиритов и выбросы их туфов.

Далее на юг вулканогенные образования этого возраста образуют так называемую Полевскую мегасинклиналь, сложенную в основании туфами, вулканическими брекчиями, подчиненными им порфиритами андезито-базальтового, частью андезитового и трахиандезитового состава, которые вверх по разрезу сменяются локально развитыми трахитовыми порфиритами и их туфами.

На Южном Урале, начиная от широты Кыштыма к югу, в районе г. Миасса и далее, соответствующая по возрасту толща представлена авгитовыми и гиперстен-авгитовыми, андезито-базальтовыми, реже базальтовыми и андезитовыми порфиритами и их туфами, часто переслаивающимися с туфопесчаниками и туффитами. Мощность ее быстро возрастает с севера на юг, от 200—250 м в районе Миасса и почти до 1500 м в районе с. Поляковского. В последнем районе эти образования обычно развиты только в центральной подзоне прогиба. В западной подзоне они либо отсутствуют, либо представлены маломощными отложениями.

Другая зона порфиритов, туфов и вулканических брекчий андезито-базальтового, местами андезитового и базальтового состава, переслаивающихся с туфопесчаниками и туффитами, образует две параллельные полосы вулканических пород. Одна из них протягивается по р. Курасану к востоку от пос. Копаловского, на юг по р. Гумбейке, чуть западнее Фершампенуаза и далее на юг к Субутаку, и еще далее вдоль западной окраины Кацбахского гранитного массива. Вторая, менее выдержанная образует ряд выходов эффузивов и их пирокластических образований в районе пос. Краснинского и к западу от пос. Балканы. На всем этом пространстве вулканогенные образования S_2-D_1 обеих зон согласно залегают на базальтовых порфиритах и их туфах с прослоями кремнистых сланцев и альбитофиринов венлока — нижнего лудлова и перекрываются местами согласно, местами несогласно, кислыми и основ-

ными вулканогенными и осадочно-вулканогенными породами среднего девона.

В восточных структурно-фациальных зонах верхнесилурийско-нижнедевонские вулканогенные образования пользуются довольно широким развитием, и, как уже было отмечено выше, отделить здесь породы нижнего лудлова и верхнего лудлова — нижнего девона не представляется возможным. В пределах Восточно-Уральского поднятия значительные поля этих отложений наблюдаются в Свердловском, Невьянском и Петрокаменском районах; менее значительно распространены они на широте г. Челябинска, к югу от ст. Кундравы и в Сухтелинском синклинории, залегая всюду в синклиналиях на нижнесилурийских образованиях. По петрографическому составу отложения сходны с ирендыкской свитой Южного Урала. Это главным образом андезито-базальтовые, частью базальтовые порфириты и их туфы.

Возраст описываемых вулканогенных пород в Восточно-Уральском прогибе, ограничивается верхним силуром; нижний девон в этих районах представлен обычно осадочными или туфогенно-осадочными отложениями, а нередко целиком или частично выпадает из разрезов. В Режевском и Каменском районах вулканогенные отложения представлены андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами с подчиненными туфами, туффитами, туфопесчаниками и кремнистыми породами и отнесены предположительно к верхнему силуру. В Багарякском и Еманжелинском районах верхнесилурийский возраст эффузивов обоснован фаунистически. На р. Багаряке, в окрестностях Колпаковского месторождения, вулканогенные породы имеют преимущественно андезитовый состав, переслаиваются с филлитами, кварцево-серицитовыми, кварцево-хлоритовыми сланцами и с известняками, в которых была найдена небогатая лудловская фауна (данные Т. В. Прониной). К северу они, по видимому, фациально замещаются известняками с фауной нижнего и верхнего лудлова. К югу от Челябинской интрузии известны прослойки известняков с лудловской фауной в андезитовых порфиритах. Работами Л. Н. Ромашовой и др. доказано, что лудловские известняки по распространению замещаются андезитовыми порфиритами, их туфами и лавовыми брекчиями. По данным Ю. П. Бердюгина и др., среднедевонские отложения на Султановском месторождении с разрывом залегают на андезитовых порфиритах и туфах, возраст которых предположительно верхнесилурийский — эйфельский. На Теченском месторождении этим отложениям соответствуют андезито-базальтовые порфириты и туфы с прослоями известняков.

Вулканогенные отложения верхнего силура — нижнего девона выделяются на геологических картах в Зауральском поднятии. К востоку от г. Троицка это андезитовые и андезито-дацитовые порфириты, по рекам Верхнему, Среднему и Нижнему Тогузаку, Карталы-Аяту, Карагайлы-Аяту и Камышлы-Аяту, а также по рекам Синташмы и Берсуату — базальтовые порфириты.

Ордовикско-раннедевонский этап начиная со среднего или конца раннего ордовика характеризуется происходившей на больших площадях интенсивной вулканической деятельностью, обусловившей широкое развитие пород базальтовой формации.

Различными исследователями предлагалось разное подразделение ордовикско-раннедевонского этапа магматической деятельности на подэтапы. Б. М. Романов (1958) выделял ордовикскую и силуро-девонскую эпохи; И. Д. Соболев (1961) — ордовикско-раннелудловский и позднелудловско-раннедевонский подэтапы, а позднее — ордовикско-раннесилурийский и позднесилурийско-раннедевонский (Соболев, 1963); В. М. Сергиевский — ордовикский, ландоверийский, венлокско-ранне-

лудловский (местами распадающийся на две) и позднелудловско-раннедевонский подэтапы.

Следует заметить, что развитие вулканизма в разных частях Урала в меридиональном направлении и в разных параллельных структурно-фациальных зонах происходил неодинаково — неравномерно. Ордовикско-раннедевонскому этапу синхроничны платинозные интрузии с сопровождающими их плагиогранитами, кварцевыми диоритами, сиенитами.

Начиная со среднего ордовика в Тагильско-Магнитогорском прогибе происходят излияния лав базальтового состава, которые в раннем силуре сменяются в ряде мест альбитофирами, переслаивающимися с диабазами и спилитами. В ряде других мест альбитофиры и спилиты в низах венлока сменяются андезито-базальтовыми и андезитовыми излияниями с большим количеством пирокластов, а в Магнитогорском прогибе излияния базальтового состава, местами чередующиеся с кремнистыми сланцами, отмечаются до верхов венлока.

Мощные трещинные излияния развиты в начале этапа и сменяются извержениями центрального типа, давшими основной вулканогенный материал вплоть до S_2l_2 — D_1 . Сейчас в ряде мест Урала сделаны попытки выявления центров вулканизма и характера их деятельности. Эруптивные аппараты выявлены и описаны Г. Ф. Червяковским, Б. П. Козиным и Ю. С. Каретиным на р. Елве и р. Ляле, на горе Липовой вблизи Красноуральска, на горе Змеиной в Полевском районе; установлена целая цепь остатков древних вулканических аппаратов, приуроченных к Иредыкской горной гряде.

Для начальных стадий проявления вулканизма позднесилурийско-раннедевонского времени характерны излияния лав андезито-базальтового и базальтового состава, местами с обильными пирокластическими выбросами, которые к позднему лудлову на Северном Урале и частично в районах Павды сменяются базальтовыми излияниями, предшествовавшими образованию щелочных пород — трахитовых порфиров, трахиандезитовых и трахибазальтовых порфиритов и их туфов. Типичной ортофировой серии верхов лудлова и нижнего девона, так широко развитой на Среднем Урале в Тагильском мегасинклинии, почти нет в Магнитогорском. Здесь в это время происходило образование лав и пирокластов андезито-базальтового состава.

Для ордовикско-раннедевонского этапа вулканизма восточных структурно-фациальных зон, как и Тагильско-Магнитогорской зоны, характерны вначале однородные базальтовые, затем дифференцированные излияния. В верхнем силуре местами обособлялись центры андезитового вулканизма, но более распространены, как и в Тагильско-Магнитогорской зоне, андезито-базальтовые порфириты, их туфы и вулканические брекчии с подчиненными туфогенно-осадочными породами. При этом в восточных зонах, как и в Магнитогорском мегасинклинии, вулканизм такого типа продолжается до конца этапа. Резкой смены состава излияний, что характерно для верхов силура в Тагильском мегасинклинии, здесь не наблюдается, трахитовые излияния отсутствуют и, таким образом, восточные зоны по характеру вулканизма в ордовике — раннем девоне наиболее близки к Магнитогорской зоне.

Вулканизм среднедевонско-раннетурнейского этапа

Среднедевонско-раннетурнейский тектоно-магматический этап развития каледоно-варисской геосинклинали начинается среднедевонской трансгрессией, отложения которой во многих районах залегают с перерывом и несогласно, причем трансгрессия распространяется также на

поднявшиеся к концу раннего девона геоантиклинали и на Русскую платформу. В значительно сузившихся интрагеосинклинальных прогибах продолжается вулканическая деятельность, представленная главным образом излияниями базальтового, липаритового, андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. В краевых частях интрагеосинклиналей вулканизм отмирает. Излияния спилито-диабазовой серии имеют ограниченное развитие. Заканчивается этот этап складчатостью на границе позднего девона и карбона или в начале нижнего карбона.

В Тагильско-Магнитогорской зоне вулканическая деятельность прекращается к концу девона. Нижнетурнейские отложения представлены там осадочными породами или выпадают из разрезов, и фактически среднедевонско-раннетурнейскому тектоно-магматическому этапу соответствует среднепозднедевонский этап вулканизма, который впервые был выделен В. М. Сергиевским.

В Тагильско-Магнитогорском прогибе вулканогенные образования среднего и верхнего девона развиты от 62° с. ш. до р. Каквы, а также на Южном Урале начиная от широты г. Кыштыма к югу. На Среднем Урале этот вулканический пояс, видимо, не имел развития, так как к югу от р. Каквы, до широты г. Нижнего Тагила, вулканические породы выклиниваются из разрезов и здесь средний и верхний девон слагается осадочными породами — известняками. Южнее Нижнего Тагила девонские отложения в Тагильском мегасинклинии вообще неизвестны. Но как раз на указанном отрезке наиболее интенсивной была вулканическая деятельность этого времени в пределах Восточно-Уральской интрагеосинклинали. Этот участок вулканогенной зоны на большом своем протяжении не имел прямой структурной связи с вулканогенной зоной Тагильско-Магнитогорской интрагеосинклинали¹.

На севере, в Ивдельском районе, вулканогенные отложения среднего девона и франского яруса представлены породами андезитового состава: роговообманковыми, пироксен-плагноклазовыми и пироксеновыми порфиритами, а главным образом лавовыми брекчиями и туфами этих пород. В конце среднего девона и в начале франского века появляются более кислые продукты вулканизма — кварцевые альбитофиры, а чаще их лавобрекчии и туфы. Вулканогенные породы, переслаиваясь с осадочными, образуют толщу мощностью 1000 м. Относительная роль вулканогенных и осадочных пород в различных участках изменчива, однако на западе осадочные породы вытесняют вулканогенные, и в крайних западных разрезах преобладают известняки. А. С. Мельников отмечает сходство североуральских вулканогенных пород среднего девона и франского яруса с нижнелудловской андезито-дацитовой толщей Среднего Урала и аналогию с отложениями, входящими в состав улу-тауской свиты среднего девона на Южном Урале.

Южнее, в Северо-Уральском, Карпинском и Серовском районах, состав вулканогенных отложений среднего девона сходен, но более отчетливо заметно разделение на восточную зону, в пределах которой преобладают грубые туфы и массивные эффузивы, и западную, где развиты слоистые туфы и туфогены с прослоями известняков среднего девона — слоистотуфовый шлейф вулканогенной зоны.

Наиболее детально изучен разрез вулканогенной толщи Турьинских рудников. По данным В. М. Сергиевского, в основании здесь залегают кварцево-роговообманковые и роговообманковые порфириты с прослоями известняков общей мощностью около 500—600 м. Выше предположи-

¹ О независимом развитии Восточно-Уральского и Тагильско-Магнитогорского прогиба в настоящее время нет достаточных данных, и по этому вопросу существуют различные мнения. Можно предполагать, что в девоне началось расчленение существовавшего прежде единого прогиба. (Прим. ред.)

тельно залегают известняки эйфеля. Над ними — переслаивающаяся толща роговообманковых порфиритов и слоистых туфов с тонкими прослоями известняков мощностью до 1000 м. В самом верху залегают пироксеновые порфириты и их туфы, отвечающие, вероятно, стрингоцефаловым слоям. Очень характерны для этого разреза роговообманковые и кварцево-роговообманковые порфириты и их туфы (роговообманковые андезинофиры Е. С. Федорова).

При геологической съемке последних лет разрез девонских отложений в Краснотурьинском районе документирован палеонтологически (данные Н. С. Лисова и др.). Установлено, что толща роговообманково-плагиоклазовых порфиритов кобленцкого яруса согласно перекрывается толщей туфов, туфобрекчий, туфоконгломератов с прослоями лав базальтового и андезито-базальтового состава и известняков нижнего эйфеля. Выше залегают туфы, туфобрекчии, туфоконгломераты и порфириты андезито-базальтовые роговообманково-пироксеновые и андезитовые роговообманковые, а также известняки с позднейфельской фауной.

В районе оз. Сугомак, юго-западнее г. Кыштыма, и у г. Карабаша самые низы среднедевонских отложений представлены осадочными породами — известняками и песчаниками, выше которых, по данным А. Д. Ракчеева (1960), залегают вулканогенная толща, сложенная преимущественно основными, частью метаморфизованными кислыми эффузивами.

Южнее, на широте пос. Ленинска и д. Устиновой, появляются среднедевонские вулканогенные отложения улутауской свиты в их типичном развитии, сложенные туфами андезитового, дацитового и реже кварцево-альбитофирового состава, мощность которых достигает 1000 м. В то же время здесь развиты эффузивы базальтового состава, соответствующие карамалыташской свите, а в западной зоне — маломощные кремнистые сланцы, сверху с прослоями стрингоцефаловых известняков. Среднедевонский вулканизм широко проявился и далее к югу, в Учалинском районе. По О. А. Нестояновой (1961), к низам среднего девона относятся мощные толщи диабазов, диабазовых порфиритов, спилитов, альбитофиров и кварцевых альбитофиров, вслед за образованием которых отложились яшмы, кремнистые и карбонатные осадки, по составу эти толщи еще аналогичны вулканитам предшествующего этапа. Для позднего эйфеля и живетского века характерна эксплозионная деятельность, в результате которой накапливаются мощные толщи пирокластического материала и реже лавы андезито-дацитового и андезито-базальтового состава. Центры вулканизма перемещаются к востоку от зоны раннедевонского вулканизма.

На широте г. Магнитогорска и южнее среднедевонские вулканогенные отложения образуют две разобщенные зоны: одну непосредственно западнее хут. Вятского, непрерывно тянущуюся на север; другую, протягивающуюся через поселки Балканы, Наваринка и восточнее пос. Кондуровского на р. Караганке. Среднедевонские вулканогенные отложения, как это следует заключить из анализа мощностей, заполняют здесь два разобщенных прогиба, унаследованных со времени образования ирендыкской свиты, но несколько смещенные навстречу друг другу. В состав отложений входят слоистые кристаллические туфы андезитовых порфиритов, базальтовые порфириты и диабазы, а в западном прогибе в нижней половине развиты также туфы альбитофиров.

Верхнедевонские вулканогенные отложения появляются южнее Ленинска, распространены в районе Учалов и Верхнеуральска и далее к югу главным образом вблизи осевой зоны и в восточной части Магнитогорского прогиба. В начале франского века происходит затухание вул-

канизма и отлагаются толщи кремнистых сланцев, полимиктовых и туфогенных песчаников. В результате тектонических движений и частичной структурной перестройки возникает прогиб, в котором преимущественно в позднефранское время происходят мощные вулканические излияния, образовавшие колтубанскую свиту. Среди продуктов этих извержений развиты авгитовые порфиры базальтового состава, сопровождаемые небольшим количеством кислых пород. Состав вулканических пород франского яруса часто меняется на коротком расстоянии. Например, на широте сел Поляковского и Вознесенского в синклинали горы Аратау наблюдается указанный разрез, а в нескольких километрах восточнее на горе Малый Кумач эффузивы франского яруса представлены роговообманковыми андезитовыми порфиритами и их туфами. Обычно районы излияния базальтовых и андезито-дацитовых пород пространственно разграничены друг от друга. В последнее время в Магнитогорском синклинории установлено наличие второй, более восточной зоны андезито-базальтовых порфиритов и их туфов франского возраста.

В конце девона в сравнительно узких прогибах отлагаются мощные толщи полимиктовых песчаников зилаирской свиты, а в антиклинальных зонах наблюдается налегание различных горизонтов нижнего карбона с резким угловым несогласием на отложения различного возраста (от франского до нижнепалеозойского).

Среди вулканогенных отложений среднего и верхнего девона, обычно в центральных частях вулканогенной зоны, залегают небольшие интрузии диоритов, кварцевых диоритов, гранодиоритов, сиенито-диоритов, диоритовых порфиров, обнаруживающих очень характерное петрографическое и петрохимическое средство с вмещающими эффузивами. Такова, например, интрузия Турьинских рудников (Коржинский, 1948). Частью они являются субвулканическими интрузиями и их обломки встречаются в туфовых выбросах, частью они, видимо, завершают соответствующие фазы вулканической деятельности. С этими интрузиями связаны контактово-метасоматические месторождения железа и меди и золоторудные жилы. Характерными примесями являются молибден и кобальт.

В области Восточно-Уральского поднятия только местами встречаются среднедевонские вулканические породы. На широте г. Челябинска развиты дацитовые и андезито-дацитовые порфиры и кварцевые альбитофиры с прослоями яшм и кремнистых сланцев. Южнее, в Сухтелинском синклинории, вулканогенная толща представлена преимущественно базальтовыми порфиритами и диабазами, чередующимися с туфами смешанного состава, кремнистыми сланцами и известняками позднеэйфельско-живетского возраста.

В Восточно-Уральском прогибе вулканогенные образования среднего и верхнего девона, как уже сказано, имеют большое распространение. Относительно лучше изученной является часть этой зоны, известная под названием Алапаевско-Каменского района. Предэйфельский перерыв в этом районе отмечается в некоторых местах по отложению известняковых конгломератов и бокситов. Вулканогенные отложения залегают на нижнедевонских и местами на силурийских образованиях, но фактических данных о несогласном залегании их почти нет.

Имеется указание (данные М. А. Бровина), что в районе Нижней Синячихи эффузивы базальтового состава залегают на неровной поверхности нижнедевонских известняков, однако эти эффузивы могут быть верхнедевонскими. К концу эйфеля приурочивается поднятие и в начале живета отмечаются обломочные отложения (Пронин, 1950). С этим перерывом совпадает наблюдаемое иногда изменение характера вулканической деятельности (Дианова, 1963). Вулканогенные породы девона

перекрываются терригенными отложениями нижнего карбона, часто визейской угленосной толщи, а местами наблюдается постепенный переход от девона к карбону как в терригенных, так и в вулканогенных фациях. По А. А. Пронину (1960а, б), турнейский вулканизм является продолжением позднедевонского, но в ослабленном виде.

Вулканогенный средний девон Алапаевско-Каменского района представлен эффузивами и туфами от базальтового до липаритового состава. В окрестностях преобладают эффузивы и туфы базальтового и андезитобазальтового состава, южнее большее развитие приобретают андезитовые порфириды, проявляются и более кислые породы — дацитовые порфириды и кварцевые альбитофиры.

В позднем девоне продолжалось накопление сходных вулканогенных пород, можно отметить лишь почти полное исчезновение кислых пород и смену андезитового и андезитобазальтового состава излияний базальтовым в конце девона — начале карбона, а также усиление роли пирокластических образований, широкое развитие которых вообще очень характерно для этой части Восточно-Уральского прогиба. Граница между средним и верхним девонem в вулканогенных породах Алапаевско-Каменского района проводится большей частью условно. Возраст этих отложений определяется благодаря частому сонахождению их с фаунистически охарактеризованными известняками. Западнее г. Алапаевска в туфах были найдены глыбы известняков, содержащие фауну среднего девона. В районе с. Арамашева вулканогенные породы залегают выше известняков эйфельского возраста. У с. Покровского восточнее Режа вулканогенно-осадочные породы и эффузивы базальтового состава, по видимому, одновозрастны или моложе эйфельских известняков и перекрываются известняками франского яруса. Такое же положение занимают вулканогенные породы Сухоложского района. В Багарякском районе в туфопесчаниках и туфоконгломератах верхов вулканогенной толщи В. П. Мухиной в 1962 г. собрана фауна живетского яруса.

Восточнее г. Алапаевска, по данным М. А. Бровина, толща вулканических туфов залегают выше известняков живетского возраста. Позднедевонский возраст установлен для эффузивов и туфов базальтового состава в районе с. Писанец на р. Ирбите, где в прослоях известняков встречена фаменская фауна (данные Н. Б. Малютина и др.).

В Каменском районе вулканогенный турнейско-нижневизейский комплекс является, очевидно, продолжением верхнедевонского. По описанию А. А. Пронина (1960д), в обнажениях по долинам рек Исети и Камышенки в окрестностях сел Щербаково и Смолино комплекс эффузивных отложений подстилающихся 150-метровой толщиной туфов, туфопесчаников, туфоконгломератов и кремнистых пород, залегают между верхнефранскими обломочными породами и визейской осадочной толщей. Среди вулканогенных пород преобладают диабазы и диабазовые порфириды с микродиабазовой основной массой и фенокристами плагиоклаза и подчиненного моноклинного пироксена. Подчиненное развитие имеют измененные плагиоклазовые порфириды, базальтовые амигдалоиды и туфы.

Проявления вулканизма описываемого этапа имеют значительное распространение в южной части Алапаевско-Теченского мегасинклиория. К северу от Челябинской интрузии к среднему девону с некоторой долей условности Н. Ф. Мамаев относит мощную (около 1000 м) вулканогенную толщу, выделяя в ней в основании толщу пироксен-плагиоклазовых, частью диабазовых порфиритов базальтового состава мощностью 500 м, которая покрывается кремнистыми и филлитовидными сланцами. Выше, замещающая кремнистые сланцы, развиты андезитовые плагиоклазовые порфириды с фенокристами андезина или альбита, иногда

роговой обманки и с микролитовой основной массой, которые сопровождаются литокластическими туфами. Интересно, строение в этом районе вулканогенной толщи верхнего девона. По Н. Ф. Мамаеву, она повторяет, при меньшей мощности, основные особенности строения вулканогенного верхнего девона Магнитогорского синклинория. В основании здесь залегает толща мощностью около 1000 м спилитов и диабазовых порфиритов, иногда переслаивающихся с туфами и туффитами. Выше следует туфогенно-обломочная толща, в которой преобладают туфы основного состава с маломощными прослоями порфиритов, подчиненное значение имеют туфы смешанного состава, с многочисленными обломками известняков. В верхней части толщи местами развиты туфопесчаники и туффиты. Над ней залегает изменчивая по составу, мощностью до 600 м, толща вулканогенных пород, в которой преобладают основные плагиоклазовые и пироксеновые порфириты и их туфы; по простираанию они местами замещаются плагиоклазовыми и роговообманковыми порфиритами среднего состава и в верхней части содержат прослой кварцевых альбитофириров и их туфов. Незначительные проявления вулканизма наблюдались в турнейских отложениях.

В более восточной части этого района, погруженной под отложения мезозойско-кайнозойского возраста, среднедевонские вулканические образования изучались при разведке Султановского месторождения. По данным Т. В. Диановой, С. Н. Иванова, В. С. Сивова, Н. А. Дегтяревой, Т. Н. Парашиной, М. В. Сивовой, рудовмещающий комплекс, представленный главным образом кварцевыми альбитофирами, их туфами, кварцево-серицитовыми и кварцево-хлоритовыми породами, диабазами, базальтовыми порфиритами и спилитами, залегает в виде мощной (до 500 м) линзы в вулканогенно-осадочной толще (мощность более 1000 м), состоящей из глинистых филлитизированных сланцев, полимиктовых конгломератов и брекчий, вулканомиктовых конгломератов, частью туфоконгломератов и туфов, переслаивающихся с эффузивами базальтового состава и фациально ими замещающихся. В маломощных прослоях известковистых песчаников и известняков как выше, так и ниже рудовмещающих пород была определена фауна верхнего эйфеля и живета. Вулканогенно-осадочная толща подстилается андезитовыми порфиритами с подчиненными туфами, а перекрывается туфами андезитового состава и частью — андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами. Севернее Султановского месторождения развиты также андезитовые порфириты, залегающие ниже известняков живетского яруса. Верхнедевонские эффузивы в этом районе не установлены, но предполагается, что часть туфов и порфиритов андезитового состава на Султановском месторождении образовалась в позднем девоне (В. С. Сивов, Ю. П. Бердюгин и др.).

К югу от Челябинской интрузии вулканогенные отложения среднего девона распространены в Еманжелинском и Кособродском районах. По материалам геологической съемки последних лет (Л. Н. Ромашова), после перерыва, падающего на кобленцкий век, образовалась диабазо-липарито-дацитовая толща, залегающая на нижнедевонских и силурийских отложениях. Вулканогенные породы фациально замещают карбонатные и карбонатно-сланцевые отложения с эйфельской и живетской фауной. Среднедевонская вулканогенная толща слагается диабазами, базальтовыми, дацитовыми и липарито-дацитовыми порфиритами, кварцевыми альбитофирами и туфами этих пород, причем на одних участках преобладают кислые, на других основные породы. В целом этот комплекс вполне сопоставим с рудовмещающей толщей Султановского месторождения. Условно к среднему и верхнему девону отнесены амфиболитизированные диабазы и спилиты, развитые к юго-западу от Еманже-

линки и несогласно перекрытые нижнекаменноугольной вулканогенно-осадочной толщей.

Вулканизм среднедевонско-раннетурнейского этапа проявился также в более восточной зоне — в Зауралье. В области Зауральского поднятия, в северной его части, условно девонскими считаются вулканогенные породы основного, отчасти кислого и среднего состава, метаморфизованные вблизи гранитных массивов до степени зеленых сланцев и порфиритоидов. Южнее г. Троицка вулканогенные отложения среднего девона известны в разрезах по рекам Верхнему, Среднему и Нижнему Тогузаку. По описанию Н. Ф. Мамаева и Н. Н. Пихтовниковой на р. Тогузаке под пос. Лейпцигом в основании толщи залегают грубообломочные туфы пироксен-плаггиоклазовых базальтовых порфиритов, перекрытые песчаниками с фауной среднего девона; выше песчаников развиты андезитовые порфириты и их туфы. Восточнее, у пос. Михайловского, кроме андезитовых, широко развиты базальтовые порфириты. Ниже пос. Лейпцига, а также на р. Среднем Тогузаке эффузивно-туфовая толща перекрывается туфопесчаниками, а затем песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами. К среднему девону относятся также пироксеновые порфириты и грубообломочные туфы, развитые в низах толщи туфопесчаников, песчаников и сланцев на реках Арчаглы-Аяте, Карталы-Аяте, Камышлы-Аяте (Н. Ф. Мамаев). На тех же широтах в западной части Зауральского поднятия развиты верхнедевонские эффузивы, которые представлены, по данным Н. Ф. Мамаева, пироксен-плаггиоклазовыми и роговообманково-плаггиоклазовыми порфиритами и туфами андезитового, частью андезито-дацитового состава и протягиваются от р. Верхнего Тогузака до р. Камышлы-Аята. На р. Нижний Тогузак под пос. Варной эффузивы содержат линзы известняков с фауной фамена (П. М. Есипов). Еще южнее, в Брединском районе, условно среднедевонскими (нижнеэйфельскими) считают эффузивы и туфы базальтового состава, обнаженные по р. Берсуату и залегающие, по-видимому, ниже известняков с верхне-эйфельско-живетской фауной (Н. Ф. Мамаев).

В целом для вулканизма среднедевонско-раннетурнейского этапа Тагильско-Магнитогорской зоны, которому предшествовала значительная структурная перестройка, характерно развитие сильно дифференцированных вулканогенных комплексов, преобладание пирокластов, часто сопровождающихся туфогенно-осадочными породами. По сравнению с более ранними этапами гораздо большую роль приобретают извержения андезитового состава, особенно в северной части. В южной Магнитогорской зоне прогиба характерными для этого этапа являются среднедевонские диабаз-альбитофировые комплексы, с которыми связаны промысленные медноколчеданные месторождения смещенные вверх в стратиграфическом разрезе сравнительно с Тагильской зоной прогиба. В ряде районов наблюдается постепенная эволюция состава вулканических продуктов от основного в начале этапа до кислого — в конце. В верхнем девоне отмечается вновь увеличение излияний базальтового состава.

В восточных зонах вулканизм среднедевонско-раннетурнейского этапа наиболее интенсивным был на Среднем Урале, т. е. пространственное размещение его было другим, чем в Тагильско-Магнитогорском прогибе, но характер вулканизма в общем был весьма близким. По наблюдениям Т. В. Диановой (1963) в северной части Алапаевско-Каменского района отмечается два типа девонской вулканической деятельности: а) подводные трещинные излияния, в результате которых образовались отложения базальтового состава, характеризующиеся отсутствием пирокластов, переслаиванием с кремнистыми породами, преобладанием афировых эффузивов, наличием полнокристаллических разностей; б) дифференцированные центральные извержения, для которых

характерно преобладание отложений андезито-базальтового и андезито-вого состава, небольшое развитие кислых пород и базальтовых порфиритов, резкое преобладание туфов над эффузивами. По расположению грубых несортированных туфов и брекчий местами можно наметить центры извержений, в удалении от которых прослеживаются слоистые мелкообломочные туфы, а иногда также туфогенно-осадочные отложения. Центральный тип вулканизма имел, очевидно, островной характер, на что много раз указывал А. А. Пронин (1960а, б и др.).

В южной половине Восточно-Уральского прогиба характер девонского вулканизма был несколько иным; в среднем девоне здесь обособляются центры диабаз-альбитофировых излияний а в конце среднего и в позднем девоне большое распространение получают лавы андезитового состава. Такие особенности свидетельствуют о сходстве развития этой части прогиба с Магнитогорским и о перспективности ее на колчеданное оруденение.

Петрохимическая характеристика вулканогенных образований ордовикско-раннедевонского и среднедевонско-раннетурнейского этапов

Вулканогенные породы этих этапов принадлежат четырем петрохимическим сериям. Первую В. М. Сергиевский называет тихоокеанской. К ней отнесены базальтовые и андезито-базальтовые порфириты ландовери — венлока, а также аналогичные порфириты некоторых молодых свит, например, ирендыкской. Они всегда приурочены к зонам максимального накопления вулканогенных толщ, очевидно, представляющих собой зоны максимального прогибания. К этой же петрохимической серии принадлежат андезито-дацитовые эффузивы среднего девона, а также разнообразные по составу излившиеся породы верхнего девона. На петрохимических диаграммах анализы пород андезито-дацитового состава среднего девона отчетливо укладываются (вверху), в сторону более кислых пород, в тихоокеанскую ветвь.

«Тихоокеанская» серия отвечает крайним типам пород тихоокеанской провинции. Соответствующая ветвь кривой фигуративных точек средних составов располагается между линиями составов пород с островов Мартиники и Лассен-Пик. Это породы наиболее богатые полевошпатовой известью и наиболее бедные щелочами. В эффузивах среднего и верхнего девона отношения $\text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O}$ заметно ниже.

Вторая петрохимическая серия характеризуется значительным развитием диабаз-альбитофировых (кератофироспилитовых) толщ, нередко в сопровождении различных порфиритов, по составу меняющихся от базальтовых до дацитовых.

В нижней части диаграмм она довольно близко совпадает с вариационной кривой пород Йеллоустонского парка, а также с кривой средних типов эффузивных пород. Однако в верхней части кривые диабаз-альбитофировой серии и Йеллоустонского парка заметно расходятся, так как кислые породы этой серии значительно беднее щелочами и являются существенно натровыми породами. Фигуративные точки составов располагаются довольно широкой полосой, в основном между линиями средних составов и линиями спилитовых серий. Точки средних составов порфиритов ложатся почти точно на линию средних составов эффузивов нормального ряда. Иногда по расположению точек отчетливо заметно наличие двух серий. Точки одной, представленной спилитами и альбитофирами, располагаются вблизи линии спилитовой серии, точки другой, принадлежащие порфиритам, — несколько левее последней.

Третья серия (верхний лудлов — нижний девон в Тагильском син-клинории) представлена умеренно щелочными породами калневого ряда. Ее основные породы отличаются от пород нормального ряда лишь недосыщенностью кремнекислотой и повышенным содержанием калия. В верхней части диаграммы наблюдается резкое отклонение в сторону щелочных калиевых пород.

Четвертая серия представлена щелочными натровыми основными и ультраосновными породами ашинской свиты (дворецкие эффузивы). Они развиты в крайней западной приплатформенной части Уральской геосинклинали и сами наиболее близки к платформенным щелочным ассоциациям основных и ультраосновных пород.

Рассматривая вулканизм Урала в целом, можно отметить большую устойчивость состава пород тихоокеанской серии и медленную его эволюцию. Хорошо заметной она становится лишь к началу среднего девона, когда широкое развитие получают андезито-дацитовые породы. Мы склонны признать главными факторами этой медленной эволюции, часто прерываемой при тектонических движениях повторным излиянием основных пород, во-первых, сплавление базальтовой магмы с породами сиалической коры в зонах глубокого прогибания, как это принимается и для тихоокеанского андезитового пояса, во-вторых, вынос из магмы щелочей и железа при постоянной эксгаляции и вулканических взрывах, вследствие чего вулканические породы тихоокеанской серии содержат пониженное количество щелочей и повышенное полевошпатовой извести, а равно пониженное количество железа относительно магния. Свиты, сложенные породами этой серии, представляют собой преимущественно отложения центральных вулканов и пирокласты в них резко преобладают над лавами. Однако следует заметить, что указанные особенности состава очень типичны вообще для андезитовых поясов — островных дуг. По Ю. М. Мейнману, они характеризуют «магнитные магмы» определенной тектонической обстановки.

Породы диабаз-альбитофировой серии, среди которых широко развиты продукты трещинных излияний, наоборот, обнаруживают склонность к быстрой очаговой эволюции с отщеплением кислых дифференциатов, большого количества летучих, а также рудных эманаций. По составу, как говорилось, они стоят довольно близко к среднему типу эффузивов. По отношению к породам предыдущей серии они обогащены натрием, а также железом. Нам представляется, что в данном случае мы имеем первичную глубинную магму, богатую летучими и вследствие этого легко подверженную дифференциации. Она является исходной и для пород «тихоокеанской» серии, так как на всех этапах ей предшествует.

Еще богаче щелочами (натрием) основные и ультраосновные породы четвертой серии. В современной петрологии распространено мнение, что первичная базальтовая и гипербазитовая магма значительно богаче щелочами, чем «нормальные» породы геосинклиналичных серий. К ней всего ближе платформенные формации основных и ультраосновных пород, магма которых претерпела незначительные изменения состава при быстром подъеме по трещинам. К этой первичной магме наиболее близки эффузивы ашинской свиты. Далее идут породы диабаз-альбитофировой серии, максимально развитые вдоль структурных швов и глубинных разломов. Более всего отличаются от состава первичной магмы породы «тихоокеанской» серии, максимально развитые в средней части медленно прогибающихся интрагеосинклиналей и особенно в их расширенных овалах.

И. Д. Соболев (1961) и Д. С. Штейнберг (1963а, б) отмечают, что вулканизм на Урале целиком имеет базальтоидное происхождение и в развитии его наблюдается закономерная периодическая смена натровых серий изверженных пород калинатовыми. В натровых, собственно геосинклинальных сериях, выделяются: а) диабазовые и диабаз-кварцево-альбитофировые формации и б) известково-щелочные непрерывные серии порфировых пород базальтового, андезитового, дацитового и липаритового состава. Отмечается зеленокаменный метаморфизм и резко пониженное содержание калия в эффузивах натровых серий.

Калинатовые серии начинаются излияниями порфировых базальтов, сейчас образующих порфиритовые формации, для которых характерен бедный железом и титаном состав пород, близкий к среднему мелафиру, по Дели. Содержание калия обнаруживает обратную зависимость от степени известковистости. Циклы базальтоидного вулканизма завершаются дифференцированными базальто-трахитовыми или базальто-липаритовыми излияниями. Такая эволюция базальтоидного вулканизма устанавливается во всех его этапах в ходе развития палеозойской геосинклинали. По данным Д. С. Штейнберга и М. В. Ереминой, для ордовикско-раннедевонского этапа петрохимически охарактеризованы следующие формации Тагильско-Магнитогорского прогиба.

1. Диабазовая формация ордовика — нижнего силура Среднего и Северного Урала. Преобладают породы ненасыщенные кремнеземом. Для западного склона типичны калиевые и титанистые серии, для восточного — обычная натровая диабазовая серия. Диабазовые порфириты ландоверы Полевского района — базальты, бедные железом, титаном, калием с переменной известковистостью.

2. Базальто-андезито-липаритовая формация нижнего силура (венлока) Среднего и Северного Урала. Эффузивные породы представляют типичную непрерывную известково-щелочную серию, по составу от основных базальтов через нормальные базальты и андезиты до дацитов и липаритов при резко подчиненном развитии последних. Среди базальтов различаются: а) малотитанистые, маложелезистые, с переменной известковистостью, значительно недосыщенные кремнеземом, б) нормальные, наиболее близкие к мелафирам, с несколько пониженным содержанием железа, в) несколько пересыщенные кремнеземом, богатые полевошпатовой известью, также с пониженным содержанием железа. Андезито-базальтовая группа отличается избытком глинозема, повышенным содержанием магния и пониженным — калия по сравнению со средними типами. Для андезитовой группы характерны колебания в степени известковистости, причем их нельзя объяснить вторичными изменениями. В группу липаритов, липарито-дацитов и дацитов входят дацитовые порфириты, измененные андезиты, кварцевые альбитофиры (измененные дациты и липарито-дациты), липаритовые порфиры.

3. Андезито-липаритовая формация силура, представляющая непрерывную известково-щелочную серию от андезито-базальтов до липаритов. Андезиты, преобладающие в серии, являются нормальными и известковистыми.

4. Порфиритовые формации верхнего силура и верхнего силура — нижнего девона. В составе формаций преобладают базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, по химическому составу отличающиеся от средних типов, главным образом, пониженным содержанием железа и титана; содержание окиси калия в них колеблется, но находится в обратной зависимости от степени известковистости.

5. Базальто-трахитовая формация верхнего лудлова — нижнего девона представляет типичную базальто-трахитовую серию, состоящую из двух главных групп — базальтовой и трахитовой, непрерывных переходов между которыми нет. Базальтовые порфиры характеризуются недонасыщенностью кремнеземом, пониженным содержанием титана, железа, магния, кальция и повышенным содержанием щелочей по сравнению со средними типами. Довольно широко развиты разности, значительно обогащенные калием. Трахитовые порфиры по среднему содержанию железа и магния полностью аналогичны среднему мировому типу, величина отношения марганца к железу значительно выше, чем в обычных трахитах.

Для среднедевонско-раннетурнейского вулканического этапа Д. С. Штейнберг и М. В. Еремина приводят следующие петрохимические характеристики карамалыташской, улутауской и колтубанской свит Южного Урала.

1. Диабаз-кварцево-альбитофирная формация карамалыташской свиты среднего девона. Отчетливо намечается нормальная базальто-липаритовая вариационная линия. В этой формации выделяются наиболее распространенная группа базальтов с резким преобладанием в ней диабазов и группа кислых пород с равномерным распространением всех членов вариационного ряда — дацитов, липарито-дацитов, липаритов. Диабазы и диабазовые порфиры западной зоны Магнитогорского синклинория в среднем близки нормальному толеитовому базальту, отличаясь пониженным содержанием титана и кальция. Диабазы и порфиры гумбейской зоны недосыщены кремнеземом, содержат повышенное количество калия и щелочей в сумме.

2. Базальто-андезито-дацито-липаритовая формация улутауской свиты среднего девона. Представляет собой две группы: андезито-базальтовую и липарито-дацитовую. Внутри каждой группы наблюдается отчетливая дифференциация в направлении к гранитной эвтектике. В андезито-базальтовой группе имеется нормальный и известковистый ряд. Особенностью липарито-дацитовой группы является преобладание бедных калием разностей и существование промежуточных по содержанию калия, вплоть до близких к типичным средним величинам для кварцевых порфиров вообще.

3. Порфиритовая формация колтубанской свиты франского яруса верхнего девона. По содержанию кремнезема, магния и кальция — это типичные базальты. Выделяются пересыщенные и недонасыщенные кремнеземом разности базальтов, последние преобладают. В этой формации сочетаются два вариационных ряда: базальто-трахитовый и трахито- (точнее, андезито-трахит)-липаритовый. До стадии липарито-трахита серия сохраняет явно выраженный калиевый характер, что также сближает ее с породами Йеллоустонского парка.

Для Восточно-Уральского прогиба имеется единственная пока попытка обобщения данных по петрохимии эффузивов северной части Алапаевско-Теченского мегасинклинория (Жуйкова, 1963). По данным М. П. Жуйковой, вулканогенные породы позднесилурийско-раннедевонского этапа имеют преимущественно базальтовый состав, относятся к тихоокеанской серии и характеризуются пониженным содержанием щелочей при резком преобладании натрия над калием; общая железистость их составляет 43—54, в измененных породах понижена до 33—42 в связи с повышенным содержанием магния и кальция. Пониженное содержание щелочей отличает эти эффузивы от одновозрастных отложений в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Для средне- и верхнедевонских образований характерно преобладание пород промежуточного состава между базальтом и андезитом и частью между андезитом и

дацитом, резкое преобладание натрия над калием, повышенное содержание щелочей для отдельных групп пород среднего состава, повышенное содержание глинозема в породах среднего состава. Общая железистость основных и средних пород составляет 45—55, иногда отклоняется до 60—63, в альбитофирах колеблется в пределах 63—76 и 85—90. Для продуктов вулканизма позднедевонско-раннетурнейского подэтапа, преимущественно базальтового, андезитового и, в меньшем количестве, кислого состава, отмечаются такие особенности химического состава: незначительное преобладание натрия над калием, повышенная сумма щелочей в кислых породах и возрастание общей железистости от основных (38—40) к средним (49—53) и кислым (53—75) породам. При этом отмечается сходство в химизме этих образований с Магнитогорской зоной. Вулканические породы среднедевонско-раннетурнейского этапа ближе других стоят к атлантическому типу.

Вулканизм позднетурнейско-намюрского этапа

Нижекаменноугольные вулканогенные образования довольно широко распространены на восточном склоне Южного и отчасти Среднего и Северного Урала. Особенно значительные проявления вулканической деятельности этого времени наблюдаются в Магнитогорском мегасинклинии на Южном Урале, где извержения вулканов происходили с позднего турне до намюра включительно. Значительно слабее на этом этапе вулканизм проявлялся в Алапаевско-Теченском мегасинклинии, Полтаво-Брединской и Валерьяновской тектонических зонах. Намечается определенная приуроченность вулканизма раннекаменноугольного времени к достаточно обособленным структурно-фациальным зонам, которые имеют различное тектоническое строение и в связи с этим — заметные индивидуальные особенности в проявлении вулканических процессов. К таким особенностям следует отнести: состав продуктов извержения, степень дифференцированности магматического вещества, мощности накопившихся вулканических образований, их строение, условия залегания, а также продолжительность извержений, их начало и окончание.

Основываясь на этих признаках, в рассматриваемой части Урала можно выделить следующие вулканические зоны раннекаменноугольного времени с запада на восток: Магнитогорскую, Полоцкую, Алапаевскую, Полтаво-Брединскую, Троицкую и Валерьяновскую.

Основные сведения о стратиграфии и истории вулканизма этих зон изложены в работах В. М. Сергиевского, Н. В. Струве, Г. А. Смирнова, Т. А. Смирновой, А. А. Пронина, Н. С. Волкова, К. П. Плюснина, А. А. Плюсниной, Е. А. Мазиной и О. Н. Ксенофонтова.

Магнитогорская вулканическая зона. В эту зону включаются вулканические проявления, широко распространенные вдоль современной осевой линии Магнитогорского мегасинклиния.

Описываемая вулканическая зона вытянута в меридиональном направлении от пос. Спасского на севере до г. Ново-Орска на юге и имеет протяженность до 300 км при ширине около 50 км. Наиболее ранние продукты вулканической деятельности турнейского века находятся в естественных геологических разрезах, обнажающихся по рекам Зингейке (пос. Березовский), Уралу, (пос. Грязнушинский), Греховке (пос. Кизильский). Во всех этих пунктах палеонтологически доказывается позднеурнейский возраст извержений. Раннетурнейских эффузивных пород нигде не найдено.

К позднеурнейскому времени относятся как основные (базальты), так и кислые (липариты и трахилипариты) лавы, а также сопровождаю-

щие их слои туфов и туфобрекчий. Наблюдения за взаимоотношениями кислых и основных эффузивов позволяют установить синхронность образований тех и других. Лавы и лавобрекчии кислого состава нередко содержат покровы основных эффузивов, а среди лав основного состава находятся прослойки липаритовых порфиров и туфов.

В разрезе левого берега р. Зингейки (К. П. Плюснин, А. А. Плюснина, 1962) непосредственно ниже известняков с *Plicatifera sublaevis* Коп. залегает покров диабазов мощностью 3—5 м, а ниже его следует серия мощных покровов лав и лавобрекчий, липаритов, а также трахилипаритов с одним небольшим покровом диабазов. Примерно в



Рис. 24. Туф смешанного состава, р. Греховка
(Фото Т. А. Смирновой)

60 км от этого пункта на юго-запад в разрезе по р. Ольховке этот же интервал разреза представлен серией диабазов с суммарной мощностью около 1 км. Здесь, по данным Т. А. Смирновой, известняки, залегающие в нижней части этой толщи диабазов, содержат микрофауну, характерную для кизеловского горизонта верхнего турне, а в известняках из ее верхней части находится микрофауна косьвинского горизонта, уже низов визейского яруса. Несколько севернее, в долине р. Урала у пос. Грязнушинского, в рассматриваемом стратиграфическом интервале ниже известняков *Plicatifera sublaevis* Коп. сначала залегает толща туфов смешанного состава, содержащая прослойки известняков с позднегурнейской микрофауной, а еще ниже следует толща диабазов мощностью в несколько сот метров (рис. 24). По р. Уралу в 6—7 км восточнее пос. Грязнушинского, ниже лога Афанаськина, прослойки известняков с фауной *Plicatifera sublaevis* Коп. залегают непосредственно выше толщи фельзитовых порфиров. Еще восточнее, по р. Б. Караганке, распространена мощная серия туфов и туффитов смешанного и кислого составов с прослоями известняков, в которых определяется микрофауна позднегурнейского возраста.

Таким образом, фации вулканогенных образований менялись весьма существенно и на небольших расстояниях. Следует подчеркнуть, что такие изменения более отчетливо проявляются для широтного направления, в то время как по меридиану, т. е. по простиранию зон вулканизма, изменения происходят менее существенные. Породы базальтового состава, представленные микродиабазами, диабазовыми порфиридами, их лавобрекчиями и туфами, преобладают в западной части

рассматриваемой вулканической зоны и прослеживаются узкой полосой меридионального простираения непосредственно вдоль р. Урала от устья р. Гумбейки через р. Греховку, устье р. Смородинки, пос. Грязнушинский, лог Каменный и р. Ольховку (рис. 25). Все эти образования хорошо стратифицированы, так как образуют значительное количество в целом маломощных потоков, залегающих непосредственно один на другом и лишь изредка разобщенных прослоями известняков



Рис. 25. Шаровые лавы, р. Урал у пос. Березовского
(Фото Т. А. Смирновой)

или туффитов. Мощности потоков обычно колеблются от 3 до 20 м. Большинство диабазовых потоков в основании имеют массивное сложение и часто флюидалную текстуру, выше в них появляется миндалекаменная текстура и самая верхняя их часть сложена лавобрекчиями и шлаками. Часть потоков имеет подушечное сложение, величина отдельных «подушек» в поперечнике достигает 4 м.

Диабазы обладают микродолеритовой, толеитовой, микропйкилитовой, пилотакситовой и гиалопилитовой структурами. В состав входит лабрадор, альбит, авгит (часто титанистый), хлорит (по стеклу) и рудные минералы — гематит, ильменит, титаномагнетит. Наблюдается закономерное изменение по мощности потока текстур и структур и минералогического состава. Во всех потоках, в верхней их части, в миндалекаменных разностях отмечается альбитизация плагиоклазов. Лабрадор наблюдается в большинстве только в средней и нижней половине потоков, но иногда альбитизация происходит по всей мощности потока. Гематитизация магнетита происходит только в слоях лавобрекчий и шлаков. Соотношение ильменита и титаномагнетита также меняется: у основания потока преобладает ильменит, но выше количество его уменьшается и в верхней части соотношение становится обратным.

В «пиллоу-лавах» плагиоклаз в большинстве случаев альбитизирован, а в средней части «подушек», кроме того, эпидотизирован. В редких случаях, при плотном залегании подушечных обособлений, альбитизация не наблюдается. Некоторые разновидности диабазов содержат интрателлурические вкрапленники плагиоклазов, достигающие величины в 1 см. Туфы в пределах этой полосы развиты весьма ограниченно, наибольшее их скопление отмечено на р. Ольховке.

Химический состав диабазов данной зоны отвечает базальтам, часто с повышенным содержанием титана. Среднее содержание SiO_2 в

диабазы по четырем химическим анализам равно 50%. Среднее значение характеристики v составляет 23%, сумма окислов железа редко превышает 10%, а молекулярное отношение $f' : m' = 1,2\%$. Сумма f' и m' всегда больше c^1 .

Восточнее полосы развития базальтового комплекса, параллельно ей, следует полоса развития пород преимущественно липаритового состава. Она тесно ассоциирует с цепочкой субвулканических интрузий Чекинского и Карабулакского массивов. Здесь же распространены фельзиты, фельзитовые порфиры и в меньшей мере их туфы. Лавы этого комплекса имеют весьма разнообразную окраску от светло-розовой до черной. Фельзиты представляют собой плотную афанитовую породу обычно флюидалной и местами перлитовой текстуры, причем эти текстуры часто встречаются совместно, но никакой зависимости между ними не наблюдается. Флюидалная текстура макроскопически видна благодаря полосчатому расположению пылевидных частиц окислов железа, а под микроскопом она находит проявление в чередовании тонких полос с различной структурой или ориентированным расположением лейст альбита.

В состав фельзита входит калиевый полевой шпат, альбит, кварц, пылевидный магнетит (большой частью окисленный). Калиевый полевой шпат и кварц образуют тончайшие зерна, трудно различимые под микроскопом. Плагноклаз кристаллизовался в виде лейст, часто ориентированных в одном направлении. Фельзитовые порфиры отличаются от фельзитов наличием вкрапленников и несколько большей раскристаллизацией основной массы. Вкрапленники чаще всего представлены альбитом, реже калиевым полевым шпатом и биотитом.

Наряду с микропйкилитовой и фельзитовой развиты микроаллотриаморфно-зернистая, микрогранитная и сферолитовая структуры, причем Н. В. Струве выделяет несколько разновидностей микропйкилитовых структур. Калиевые полевые шпаты вкрапленников большей частью пелитизированы и альбитизированы с развитием шахматного альбита. В основной массе отмечается присутствие аксессуарных минералов: сфена, ильменита, циркона и апатита.

Изредка среди фельзитов и фельзитовых порфиром выделяются кварцевые порфиры, отличительной особенностью которых является наличие вкрапленников кварца наряду с альбитом и калиевым полевым шпатом. В фельзитовых порфирах среднее содержание SiO_2 составляет 72,8%, Fe_2O_3 2,08% и FeO 1,8%. Как видно из данных анализов, содержание железа почти в 2 раза превышает среднее для кислых эффузивов. Среднее содержание Na_2O 3,45% и K_2O 4,22%. Содержание Mg и Ca весьма незначительно, молекулярное отношение $f' : m' = 3,5$. Таким образом, фельзитовые порфиры являются ультракислыми породами с повышенным содержанием железа и щелочей и довольно точно отвечают среднему составу липаритов. Мощности потоков лав кислого состава превышают мощности потоков основных лав и колеблются от 10 до 100 м, а по простираанию они быстро выклиниваются. Четко выраженная флюидалная текстура обычно развита в верхней части потоков. Существует мнение, что они образовались в результате трещинных излияний, так как подобные породы нередко образуют крупные силловые залежи. В нескольких пунктах отмечено наличие также пластов игнимбритоподобных пород.

Рассмотренные выше две полосы распространения эффузивных пород располагались вблизи центров вулканической деятельности. К юго-востоку от этих участков активного вулканизма вдоль восточного края Магнитогорской вулканической зоны отмечается полоса накопления мелко- и тонкообломочных продуктов извержений в виде литокристал-

локластических и пепловых туфов, переходящих в туффиты и в осадочные породы, которые представляют собой фации, удаленные от вулканов. Они образуют янослоистые толщи часто ритмичного строения. Состав пирокластического материала не постоянный. Некоторые прослои имеют почти исключительно липаритовый состав, в иных преобладает базальтовый, а часть туфов и туффитов сложена теми и другими разностями. Осадочный материал туффитов представлен кремнистым и карбонатным веществом, иногда с примесью значительного количества микроорганизмов. Нередки среди них маломощные прослои известняков, обычно лишенных определенных органических остатков.

Изучение вулканических фаций и строения покровов показывает, что в описываемой вулканической зоне как кислые, так и основные лавы извергались в одних случаях из аппаратов центрального типа, в других случаях — из трещин. Линейное расположение вулканических аппаратов центрального типа совпадает с ориентировкой существовавших в то время разломов.

Изучение фациальных признаков верхнетурнейских вулканогенных образований позволяет заключить, что в начальную стадию извержения носили исключительно подводный характер. По мере накопления вулканогенного материала вся эта область первоначально подводного вулканизма превратилась в архипелаг вулканических островов. Таким образом, создались весьма разнообразные условия застывания и накопления продуктов извержений. Образования, характерные для субаэральных условий (игнимбриты и яркие коричневатокрасные флюидальные фельзитовые порфиры и фельзиты), особенно широко распространены на левобережье р. Урала. На этом основании можно предполагать, что цепь вулканических островов располагалась преимущественно восточнее долины р. Урала. К западу от них берег круто погружался в сторону осевой части раннекаменноугольного прогиба, которая проходила вдоль современного хребта Ирендых-Крыкты.

Максимальные мощности верхнетурнейских вулканогенных образований, достигающие 1500—2000 м, находятся вблизи бывших вулканических островов. В западном направлении, в сторону оси прогиба, эти мощности очень быстро уменьшаются и вместе с этим вулканогенные формации сменяются осадочными. Фронт этого замещения имеет линейную слегка дугообразную, выпуклую на запад форму и тянется в меридиональном направлении параллельно линейным разрывным нарушениям (Кизильскому Западно-Кизильскому, Восточно-Карамалыташскому).

В восточном направлении от зоны максимумов мощностей границы вулканогенных и осадочных отложений в плане весьма неправильны, имеют извилистую конфигурацию, а мощности убывают неравномерно и постепенно. Все это может свидетельствовать о существовании здесь широкой полосы, в которой море боролось с сушей.

К началу раннего визе вулканическая деятельность в описываемой зоне несколько ослабевает, но затем, во второй половине ранневизейского времени, вновь усиливается, и на обширной площади начинают формироваться покровы диабазов и диабазовых порфиритов. Кислые эффузивы при этом занимают подчиненное положение.

По внешнему виду ранневизейские диабазы и диабазовые порфириты серые, темно-серые с зеленоватым оттенком, мелко-, средне- и крупно-зернистые с отчетливо выраженной диабазовой структурой. В диабазовых порфиритах на фоне мелкой тонкозернистой основной массы четко выделяются порфиновые вкрапленники плагиоклазов, пироксенов, реже оливинов размером от 1 до 7 мм в количестве от 10 до 20% по отношению ко всей массе породы. Иногда в диабазовых и диаба-

зовых порфиритах хорошо проявляется миндалекаменная текстура. Миндалины заполнены кварцем, кальцитом и эпидотом. Диабазы обладают офитовой, пойкилофитовой, диабазовой и микродиабазовой структурами, а для порфиритов характерна порфирировая структура на фоне микродиабазовой или апоинтерсертальной основной массы. В составе пород отмечается плагиоклаз, пироксен, роговая обманка, реже оливин. Из вторичных минералов широко развиты хлорит, серицит, пренит, альбит, эпидот, цоизит, соссурит, карбонаты и кварц. Почти все плагиоклазы альбитизированы и соссуритизированы; по первичному составу среди них преобладают основные — типа лабрадора. Пироксены представлены авгитом, частично замещенным амфиболом. По химическому составу безоливиновые диабазы довольно точно отвечают среднемировым значениям, отличаясь несколько пониженной кислотностью ($\text{SiO}_2 = 48,9\%$) и преобладанием железа над магнием ($f : m = 1,3$).

Липаритовые и трахилипаритовые порфиры, их туфолавы и лавобрекчи наблюдаются юго-восточнее пос. Аблязовского, где они, достигая мощности 150 м, залегают выше толщ туфов и туфопесчаников, содержащей в низах разреза известняки с *Plicatifera sublaevis* Коп. Значительное количество кислых эффузивов находится на этом же стратиграфическом уровне по р. Зингейке к западу от пос. Базарского и в других пунктах.

Палеогеографическая обстановка ранневизейского времени сходна с позднеурнейской, и характер излияния лав, так же как и центры извержений, существенных изменений не претерпели.

В средневизейское время вулканическая деятельность сначала ослабевает. В это время формируется толща туфоконгломератов и туфов смешанного состава с редкими покровами эффузивов липаритового и трахилипаритового составов. К концу же средневизейского времени излияния лав местами вновь резко усиливаются и продолжаются вплоть до намюрского времени. Особенно обильные излияния имели место в западной части Магнитогорской вулканической зоны. Во всех известных разрезах вулканогенных образований, сформировавшихся в это время, наблюдается чередование порфиритов, палеобазальтов, трахилипаритовых и липаритовых порфиров, среди которых местами отмечаются прослои туфов и известняков. В районе г. Магнитогорска вся толща верхневизейских эффузивов делится на три части. В низах залегают порфириты андезито-базальтового состава, в средней части преобладают трахилипаритовые порфиры и в верхах распространены главным образом эффузивы базальтового состава с редкими покровами порфиров. Суммарная мощность верхневизейских вулканических толщ достигает 1500 м.

Южнее г. Магнитогорска, вблизи пос. Воздвиженки, отмечается довольно частое чередование пачек кислых и основных эффузивов, причем мощности пачек порфиритов и диабазов изменяются от 30 до 100 м, а липаритовых и фельзитовых порфиров — от 5 до 200 м. Мощность же отдельных покровов колеблется от 3—5 до 15—20 м.

Трахилипаритовые, липарито-дацитовые порфиры, их лавобрекчи и туфолавы занимают значительные площади и наибольший объем во всем разрезе нижнекаменноугольных отложений Магнитогорской вулканической зоны. По внешнему виду эти породы светло-серые с красноватым, желтоватым или коричневым оттенком, порфиристые с мелкозернистой или афанитовой основной массой, отчетливо флюидальные, часто миндалекаменные.

По составу трахилипаритовые порфиры близки к нормальному трахиту, отличаясь повышенным содержанием SiO_2 (65,5%), резким пре-

обладанием Na_2O над K_2O ($n = 90,6\%$) и пониженным содержанием CaO . Липаритовые порфиры отличаются от нормальных липаритов пониженным содержанием SiO_2 ($69,5\%$), CaO и незначительным преобладанием K_2O над Na_2O . Содержание железа в них почти в 2 раза превышает нормальное.

Лавобрекчий и туфолавы имеют линейную ориентировку включенных в них обломков, что свидетельствует о процессах длительного течения этих лав. Липаритовые порфиры местами залегают на размытой поверхности нижележащих порфиров, что может указывать на существование наземных фаций эффузивов. Об этом же говорит наличие типичных для наземного вулканизма зон окисления и корок закаливания в вулканических бомбах и лапиллях, которые наблюдаются среди описываемых эффузивов непосредственно западнее г. Магнитогорска.

Существенной особенностью поздневизейской вулканической деятельности является незначительное развитие пирокластических образований. Синхронные этим эффузивам верхневизейские известняки кизильской свиты, как правило, белые или светло-серые и почти не содержат туфового материала. Это, вероятно, может указывать на то, что в большинстве случаев извержения были трещинного типа и происходили в подводной среде. Подтверждением этому, в частности, может быть тот факт, что в западной части рассматриваемой вулканической зоны очень часто лавовые потоки и даже отдельные гигантские «подушки» залегают непосредственно среди чистых известняков.

Последние свидетели эффузивной деятельности этапа в виде мало-мощных покровов основных эффузивов находятся в верхах толщи «е» кизильской свиты, которая в настоящее время относится к низам башкирского яруса. В налегающих с размывом отложениях московского яруса никаких признаков вулканической деятельности уже не устанавливается. Таким образом, в Магнитогорской зоне вулканическая деятельность началась в позднем турне и почти непрерывно продолжалась до начала среднекаменноугольного времени (начала башкирского века).

Эффузивы позднетурнейско-ранневизейского возраста (березовская свита) характеризуются значительным разнообразием составов и представлены серией пород от базальтов до липаритов. Большинство из них принадлежит, по классификации А. Н. Заварицкого, к породам нормального ряда, насыщенных SiO_2 (рис. 26). На петрохимической диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого, рой векторов располагается в поле, ограниченном вариационными кривыми известково-щелочных пород (тип Мон-Пеле — Йеллоустонский парк). Часть пород, испытывая отклонение в сторону щелочного ряда, близка по составу к лавам Этны.

Значительная крутизна вариационной кривой свидетельствует об очень медленном повышении щелочности по мере возрастания кислотности пород. Максимальная щелочность характерна для трахитовых порфиров ($a = 16,2$). Отклонение векторов в нижней части диаграммы на плоскости a, b, c вправо указывает на то, что среди основных и средних разностей отсутствуют породы, пересыщенные алюминием. Векторы верхней части роя несколько короче и отклонены влево, что свидетельствует об увеличении роли железистого компонента и пересыщении глиноземом. В целом для пород характерно весьма резкое преобладание Na_2O над K_2O и сравнительно высокая известковистость плагиоклазов у основных членов ряда. Максимальное значение $n = 99\%$.

Вариационные кривые эффузивов средне-поздневизейского (кизильская свита) возраста охватывают полную серию пород от базальтов до липаритов. На диаграмме устанавливается два ряда пород. Пер-

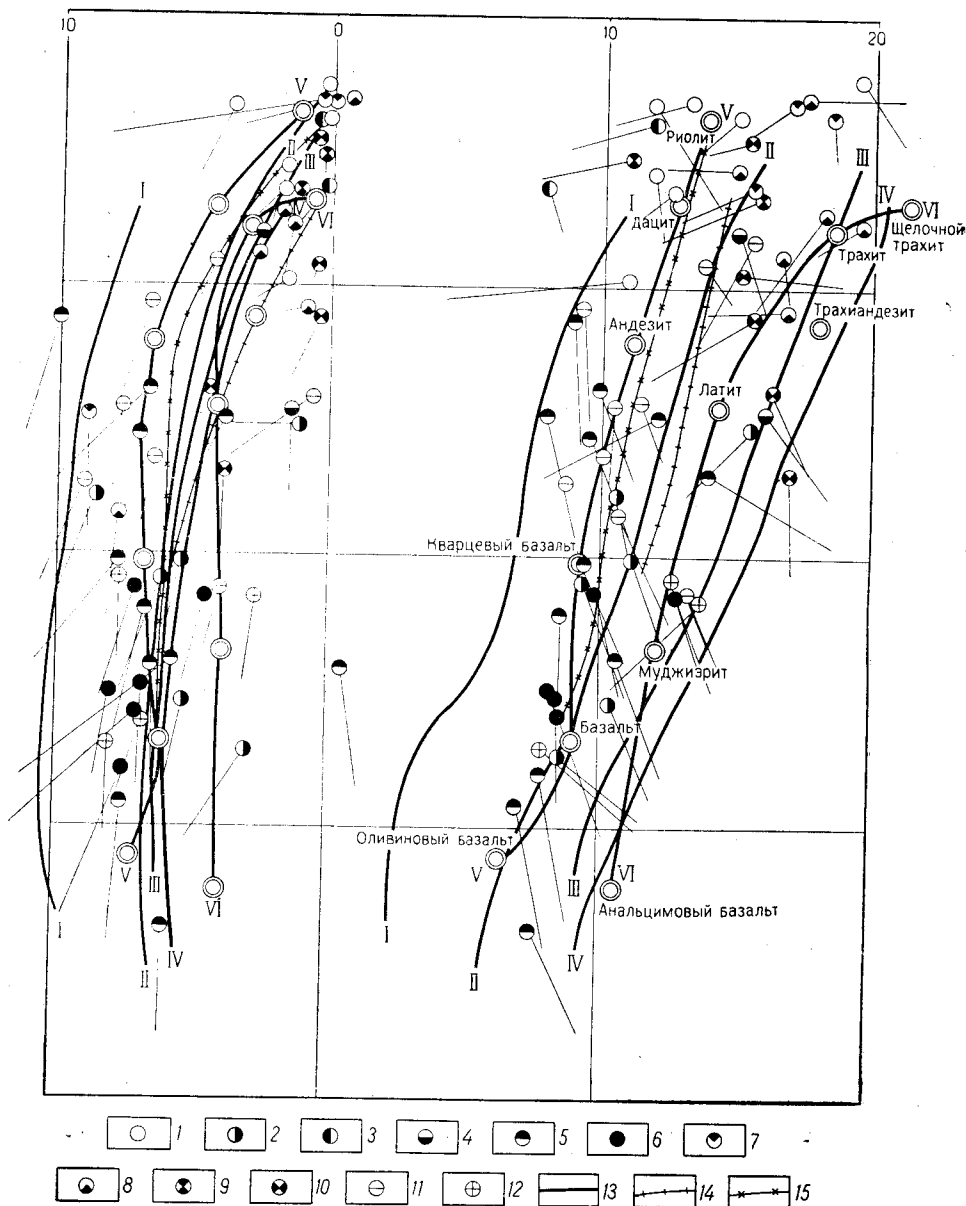


Рис. 26. Диаграмма химического состава каменноугольных эффузивов Урала
(По методу А. Н. Заварицкого)

Эффузивы верхнего турне — нижнего визе. 1 — липаритовые порфиры верхнего турне; 2 — диабазовые и плагноклазовые порфириты верхнего турне; 3 — трахитовые порфиры нижнего визе; 4 — трахитовые порфиры нижнего визе; 5 — плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфириты нижнего визе; 6 — диабазы нижнего визе. Эффузивы среднего — верхнего визе. 7 — липаритовые порфиры среднего — верхнего визе; 8 — трахитовые порфиры среднего — верхнего визе; 9 — кварцевые кератофиры верхнего визе; 10 — трахиандезитовые порфириты верхнего визе; 11 — плагноклазовые и пироксен-плагноклазовые порфириты верхнего визе; 12 — базальтовые порфириты верхнего визе; 13 — вариационные кривые: I — тип Пеле, II — тип Йеллоустонского парка, III — тип Этны, IV — тип Марос Хайвуд, V — кривая средних типов эффузивных пород (по Дзели), VI — кривая средних типов эффузивных пород умеренно-щелочного ряда. 14 — кривая средних составов эффузивов верхнего турне — нижнего визе; 15 — кривая средних составов эффузивов среднего — верхнего визе

вый отвечает известковисто-щелочному типу (Мон-Пеле-Йеллоустонский парк), второй — щелочному типу (Этна-Марос-Хайвуд).

Средне-верхневизейские эффузивы около г. Магнитогорска, как было сказано выше, расчленяются на три толщи. В нижней толще, представленной преимущественно порфиритами, наблюдается повышенная щелочность, резкое преобладание K над Na у кислых разностей и сравнительно небольшое количество полевошпатовой извести. Средняя толща, состоящая из переслаивающихся липаритов и порфиритов, характеризуется довольно постоянным значением характеристики a для различных ее частей. При этом наблюдается закономерное увеличение содержания щелочей вверх по разрезу и преобладание Na_2O над K_2O (n достигает 94,3%). Кислые члены ряда в отличие от основных переиспещены глиноземом, и существенную роль в них играет кальций. Для верхней толщи, представленной преимущественно палеобазальтами, типично повышенное содержание анортитовой молекулы в основных и средних разностях и резкое преобладание Na_2O над K_2O .

Заканчивая рассмотрение петрохимических особенностей, необходимо отметить, что для верхнетурнейских и нижневизейских кислых и средних эффузивов характерно пониженное содержание анортитовой молекулы, повышенная железистость, повышенное содержание окислов Mg и Al . В эффузивных породах средне-верхневизейского возраста с возрастанием кислотности увеличивается содержание щелочей при резком преобладании Na_2O над K_2O .

Указанные петрохимические особенности нижнекаменноугольных эффузивов Магнитогорской зоны свидетельствуют о глубокой дифференциации вещества в процессе магматической деятельности, что хорошо увязывается с геологическими данными о синхронности формирования эффузивов, весьма различных по химическому составу.

Полоцкая вулканическая зона. Эта зона вулканогенных пород располагается восточнее Магнитогорской и имеет небольшую ширину (на широте пос. Амурского порядка 20 км). Начинаясь от пос. Уйского на севере, она прослеживается на юг на несколько сот километров, имея юго-юго-западное простирание и сливается в этом направлении с Магнитогорской вулканической зоной. В рассматриваемой зоне широко распространены основные и кислые эффузивы магнитогорского типа, местами только более метаморфизованные (рассланцованные).

Начало вулканической деятельности в этой зоне определяется по налеганию толщи диабазов на утяганскую свиту, сложенную только осадочными породами и имеющую поздне-турнейско-ранневизейский возраст (Плюснин, Плюснина, 1962). В самых верхах утяганской свиты Ю. С. Емельяновым найдены кораллы *Lithostrotion cf. portloki* E. et. H., на основании чего можно говорить о довольно высоком стратиграфическом уровне этих горизонтов в пределах визейского яруса. Среди туфов нижних частей разреза вулканогенных образований на р. Большой Караганке у д. Александровки отмечались находки *Gigantopoductus mirus* (Frgck), т. е. определялся средне-визейский возраст. В связи с этим нижние части разреза, содержащие эффузивные образования в описываемой зоне, можно датировать начиная с верхов среднего визе. При таком определении возраста нижней границы эффузивов Полоцко-Кацбахской зоны следует говорить о значительном запоздании в ней проявлений вулканизма в сравнении с Магнитогорской зоной.

Верхняя возрастная граница эффузивов менее определенная, но, судя по находкам в прослоях известняков среди верхов эффузивной толщи кораллов *Lithostrotion* sp., она не выходит за пределы визейского яруса. Вероятнее всего, время затухания вулканизма Полоцко-Кац-

бахской зоны совпадает с окончанием этого процесса в Магнитогорской зоне.

На участке поселков Полоцкого и Амурского продукты вулканической деятельности в этой зоне представлены преимущественно лавами липарито-дацитового состава, а также липаритами, диабазами и порфиритами. Характер строения покровов этой зоны не изучался в связи с их плохой обнаженностью. Однако геологические данные о распространении эффузивных и туфовых пород и их мощностях позволяют предполагать, что извержения магматического материала здесь происходили из вулканов центрального типа. Отчасти это находит свое подтверждение в небольшой величине и изометричной форме раннекаменноугольных субвулканических интрузий, которые можно принять за центры бывшей вулканической деятельности.

По петрографическим и петрохимическим особенностям, а также по внешнему виду нижнекаменноугольные породы Полоцко-Кацбахской вулканической зоны очень близки к породам Магнитогорской зоны. Поэтому с этой точки зрения они специально не рассматриваются.

Алапаевская вулканическая зона. Палеогеографические построения, выполненные Г. А. Смирновым и Т. А. Смирновой для фаменского и раннекаменноугольного времени, позволяют заключить, что на этом этапе геологической истории Урала зона Алапаевско-Теченского мегасинклинория в структурном отношении находилась на продолжении Магнитогорского мегасинклинория. Однако вулканические проявления в Алапаевско-Теченском мегасинклинории были очень слабыми и не могут сравниться с мощным развитием вулканизма, имевшим место в Магнитогорской зоне. В данной зоне известно несколько разрозненных разрезов, в которых наблюдаются вулканогенные фации пород раннекаменноугольного возраста. Т. А. Смирнова считает, что наиболее ранние и весьма слабые проявления вулканизма этого времени относятся к позднему турне. На р. Нейве у пос. Мелкозерово непосредственно под верхнетурнейско-нижневизейскими известняками и известково-глинистыми сланцами отмечаются маломощные покровы микродиабазов, частично альбитизированных.

А. А. Прониным (1960 а, б) условно к турнейскому возрасту отнесены диабазы и андезитовые порфириты на р. Исети у устья р. Камышенки, по р. Камышенке, а также по р. Большой Каменке. Но залегание этих образований непосредственно под верхневизейско-намюрскими известняками и сланцами не исключает возможности отнесения их к визе, что более согласуется с общим ходом развития вулканизма в регионе. По данным этого же автора, в Рефтинской синклинали по обоим берегам р. Рефта вверх от устья и по левому берегу р. Пышмы обнажаются туфы альбитофиров с обломками и глыбами известняков, в которых находится средне-поздневизейская микрофауна. Полоса альбитофиров и туфов имеет здесь ширину до 400 м. В долине рек Камышенки и Большой Каменки в Смолинской синклинали наблюдаются диабазы и порфириты андезитового состава, а также амигдалоидные лавы диабазовых порфиритов и их туфов. В этой синклинали на р. Исети выходят нижнекаменноугольные обломочные породы с прослоями известняков и небольшими покровами основных эффузивов. На р. Багаряке около моста через речку породы угленосной толщи нижнего карбона чередуются с пачками туфогенных пород, а в верхах — с покровами порфиритов.

Таким образом, в Алапаевской зоне вулканические проявления имели место в позднем турне, а также в визейскую и поздневизейскую эпохи. Однако нижняя граница этих проявлений точно не установлена. Предположения, высказанные А. А. Прониным (1960 а, б) относительно

возможного проявления вулканизма в фанене и раннем турне, не были подкреплены фактическими материалами.

Проявление раннекаменноугольного вулканизма прослеживается далеко на север, к северной окраине Тагильского мегасинклиория. Здесь в Северо-Сосьвинском районе С. Н. Волковым описан ряд разрезов отложений турнейского и визейского ярусов, в которых вулканогенные породы также играют существенную роль, хотя преобладают вмещающие их осадочные породы, представленные песчано-глинистыми и известково-глинистыми сланцами, а также песчаниками, гравелитами и конгломератами. Слои осадочных пород палеонтологически хорошо охарактеризованы, благодаря чему отчетливо выделяются нижнетурнейские и верхнетурнейские образования.

По данным С. Н. Волкова, в нижнетурнейских слоях по р. Северной Сосьве среди кремнисто-глинистых, известково-глинистых сланцев и туфопесчаников видное участие принимают офитовые и пойкилоофитовые диабазы и спилиты, сопровождающиеся туфами и туфобрекчиями. Мощность всей пачки пород невелика и равна 100 м. Нижнетурнейские оливиновые диабазы кайнотипного облика обнажаются также на участке нижнего течения р. Маньи. Однако в Северо-Сосьвинском районе еще нигде не удалось наблюдать в разрезах стратиграфические взаимоотношения между девоном и нижним карбоном. Поэтому здесь также ничего нельзя сказать о связях раннекаменноугольного и позднедевонского вулканизма.

Среди верхнетурнейских отложений в этом районе преобладают разнообразные глинистые, известково-глинистые и кремнистые сланцы, а также песчаники. Вулканогенные породы распространены широко и среди них основную роль играют, как и в нижнем турне, оливиновые диабазы кайнотипного облика. Естественные обнажения верхнетурнейских осадочно-вулканогенных пород известны по рекам Лепле и Хултымье, Северной Сосьве, Манье, Няысье, Няысь-Манье. Так, по правому берегу р. Северной Сосьве в 0,5 км выше пос. Усть-Маньи осадочные породы переслаиваются с покровами темно-серых, иногда почти черных с зеленоватым оттенком оливиновых диабазов, спилитов, их туфов и туфдитов.

Визейский ярус в Северо-Сосьвинском районе достоверно на основании фауны не установлен. Но к этому возрасту могут быть отнесены осадочно-вулканогенные породы, выступающие по р. Северной Сосьве на Медной горе и в низовьях р. Хултымьи, где они лежат на верхнетурнейских слоях со *Spirifer cinctus* (Keys) и *S. konincki* (Dew.), отвечающих чернышенским слоям карбона Подмосковья. На основании петрографо-минералогических описаний М. Ф. Викуловой, Н. Е. Слассеновой и В. М. Сергиевского для Медной горы С. Н. Волковым составлен подробный разрез вулканогенных пород, среди которых главное место принадлежит оливиновым диабазам и диабазам, а также туфам основного состава. Этой толщей вулканогенных пород (медногорской свитой) вообще завершается известный разрез палеозойских пород описываемого района.

Таким образом, можно наметить более крупный Магнитогорско-Алапаевско-Северо-Сосьвинский раннекаменноугольный вулканический пояс протяженностью около 1500 км, для которого характерно почти одновременное начало и окончание вулканической деятельности.

Полтаво-Брединская вулканическая зона. В эту зону включаются вулканические проявления, находящиеся к северо-востоку от г. Челябинска по р. Миасса и к югу от него у д. Архангельское, в окрестностях деревень Красносельское и Кабанино по рекам Кабанке и Увельке, а

также в Полтавском и Брединском районах. Общая протяженность этой зоны несколько сот километров.

На реках Кабанке и Увельке широким распространением пользуется кабанская свита вулканогенных туфогенно-осадочных образований, выделенная И. В. Ленных и отнесенная им к нижнему и среднему визе. Позже эти отложения были подробно описаны Л. Н. Ромашовой и частично отнесены к верхнетурнейскому подъярису. Здесь развит комплекс пород, представленный переслаивающимися плагиоклазовыми и пироксен-плагиоклазовыми порфиритами андезитового и андезитобазальтового состава и их туфами с туфопесчаниками, туфоконгломератами, а также туфами смешанного состава, содержащими прослойки липаритовых порфиров и их туфов. В нижней части разреза находится толща пород преимущественно осадочная, состоящая из углисто-глинистых сланцев, туфопесчаников, туффитов и глинисто-хлоритовых сланцев с пачками мраморизованных известняков, содержащих микрофауну средневизейского возраста. На этом основании низы вышележащей кабанской свиты, вероятно, следует сопоставлять только с верхами средневизейского подъяруса, а не с верхнетурнейскими отложениями, как это показано у Л. Н. Ромашовой. Так как в описываемой зоне разрез вулканогенных образований наращивается непрерывно вплоть до верхневизейских известняков сухарышской свиты, то интервал времени, которому они здесь отвечают, охватывает конец среднего визе и, вероятно, большую часть позднего визе.

Характерной особенностью описываемого разреза является присутствие большого количества туфовых образований, туфокогломератов, а также туфопесчаников, нередко пестроокрашенных и пестроцветных. Все эти факты свидетельствуют о накоплении части кабанской свиты, преимущественно в наземных условиях. Мощность этих отложений превышает 1500 м.

В окрестностях г. Карталы и пос. Бреды нижнекаменноугольные вулканогенные образования представлены покровами основных и кислых эффузивов (порфиритами, диабазами, липаритовыми порфирами и туфами этих пород). Описываемые образования всюду залегают выше угленосной толщи, в верхней части разреза которой в глинистых известняках был собран типичный комплекс средневизейской микрофауны. Таким образом, начало вулканизма здесь относится к тому же моменту геологической истории, что и на участке развития кабанской свиты. Однако мощность вулканогенных пород здесь значительно меньше и туфы в них занимают небольшой объем. К этой же зоне следует относить нижнекаменноугольные вулканогенные образования, развитые на правом берегу р. Иргиза в северных Мугоджарах, где выделяются диабазо-спилитовый комплекс (верхи визе) и кислые эффузивы альбитокератофирового состава, относящиеся условно к визейскому ярусу. Таким образом, на протяжении около 700 км в этой зоне определяется одновременность извержений и сходный состав вулканогенных образований.

Троицкая вулканическая зона. Эта зона нижнекаменноугольных вулканогенных пород изучена на Урале слабее остальных, так как находится под мощным покровом мезозойско-кайнозойских отложений. Поэтому говорить о ее протяженности очень трудно. Наиболее надежные данные о проявлении вулканизма получены в окрестностях г. Троицка. Здесь на р. Уй, по данным Н. Ф. Мамаева, среди толщ известняков и известковистых песчаников с обильной поздневизейской фауной залегают плагиоклазовые порфириты и их туфы, а несколько западнее и, по-видимому, ниже по разрезу находится толща диабазов с характерными подушечными лавами и прослоями красноцветных ожелезнен-

ных туфов основного состава. Мощность вулканогенных образований не определена, в отношении же возраста они увязываются с районами поселок Карталы и Бреды.

Валерьяновская зона. Эта зона находится в Зауралье за пределами описываемой площади. Имея значительную ширину и протяженность, рассматриваемые отложения почти полностью перекрыты чехлом мезозойских и кайнозойских отложений. В ней выделяется валерьяновская свита вулканогенно-осадочных пород средне-поздневизейского возраста, в состав которой входят порфириды андезитового и андезитобазальтового состава и туфы этих пород. Наряду с порфиритовой серией пород отмечаются диабазы (спилиты), а также кислые разновидности, представленные альбитофирами и кварцевыми порфирами. Вулканические процессы в зоне наиболее значительное развитие имели в конце среднего и в позднем визе.

* *
*

Для рассматриваемого этапа характерно большое количество химических и петрографических разновидностей вулканогенных пород, которые составляют ряд от базальтов, диабазов и базальтовых порфиритов до трахитов и липаритов. Причем такие контрастные члены серии, как базальты и липариты, формировались почти одновременно. Разнообразие пород по химическому составу свидетельствует о том, что магматическая деятельность этого времени отличается глубокой дифференциацией вещества. Особенно отчетливое проявление процессов дифференциации устанавливается в Магнитогорской, а также в Полоцкой зонах. Существенным свойством распространенных здесь пород является то, что в их составе наряду с Na содержится большое количество K, а в кислых разностях K нередко резко преобладает над Na.

В других зонах породы по химическому составу дифференцированы значительно слабее, причем кислые и K-содержащие разновидности занимают резко подчиненное положение.

Палеогеографическая обстановка, в которой происходило накопление рассматриваемых образований, была весьма сложная. Нередко устанавливается перемежаемость морских фаций вулканогенных пород с наземными при явном преобладании среди туфоосадочного комплекса морских фаций.

Рассмотренные комплексы горных пород относятся к типичным эвгеосинклинальным формациям. Однако по своему структурному положению намеченные зоны различаются между собой. Магнитогорская и Полоцкая зоны находятся в области, где широко распространены продукты силурийской и девонской вулканической деятельности и где может быть выявлена некоторая преемственность от этих более ранних этапов, выраженная в сходстве типов вулканизма, формаций горных пород и ряда петрохимических признаков. Эта область вулканизма находилась во внешней части эвгеосинклинального пояса вблизи осевой зоны Уральской геосинклинали. Остальные вулканические зоны располагались с внутренней стороны эвгеосинклинального пояса и развивались на основании, не имевшем длительной истории вулканической деятельности. Возможно, что отмеченные особенности развития вулканических зон и отразились в специфике химического состава вулканогенных пород.

Начало извержений внутри каждой из указанных зон на всем их протяжении обычно по времени сходное, но от зоны к зоне меняется. Судя по имеющимся данным, для Магнитогорской зоны время начала извержений позднее турне, для Полоцкой — конец раннего визе, для

Полтаво-Брединской и Валерьяновской зон — конец среднего визе, а для Троицкой зоны — начало позднего визе. Окончание вулканической деятельности, типичной для геосинклинальной стадии, во всех зонах происходит практически одновременно — в конце визейского — начале башкирского веков. Это связано с началом орогенических движений на Урале, вызвавших общее сжатие земной коры, сопровождавшееся подъемом всей страны и горообразованием.

Вулканизм среднекарбово-раннепермского этапа

Верхнепалеозойский вулканизм на Урале проявлен слабо.

Между хуторами Грязнушинским и Ершовским на склоне горы Алабайтал, вершина которой сложена штоком (вероятно, жерловиной) калиевых микрогранитов, принадлежащих к самым молодым интрузивным проявлениям магнитогорского комплекса, наблюдаются небольшие потоки калиевых порфиритов с прекрасно сохранившимися текстурными формами потоков в виде дуг и тяжелой течения. Потоки прослеживаются на протяжении 20—30 м. Они имеют ширину около 5 м и залегают почти горизонтально, вероятно, с угловым несогласием на эффузивах нижнего карбона. По химическому составу эффузивы очень сходны с породами некка Алабайтала и отличаются от всех остальных эффузивов, развитых в окрестности.

Принимая во внимание условия залегания и вероятную связь с субвулканической интрузией Алабайтала, мы полагаем, что эти породы не старше отложений московского яруса, поскольку граниты магнитогорского комплекса прорывают кизеловскую свиту.

Другое проявление известно за пределами описываемой территории. В кунгурских отложениях Эмбинского бассейна в большом количестве обнаружен вулканический пепел.

ВУЛКАНИЗМ ПОСЛЕВАРИССКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Мезозойский платформенный этап развития Урала ознаменовался проявлением мощного вулканизма в триас-раннеюрское время. Триасовые и юрские отложения образуют отчетливо выраженный структурный ярус мезозойско-кайнозойского структурного этажа. Они пользуются неповсеместным, но весьма широким распространением в районах Зауралья, Башкирского и Печорского Предуралья. В Зауралье они представлены терригенными континентальными отложениями и кайнотипными эффузивными породами основного и кислого состава.

Наличие кайнотипных вулканогенных пород среди платформенных мезозойских отложений Зауралья впервые было отмечено А. Г. Гокоевым в районе оз. Убаган в Кустанайской области. Мезозойский возраст этих пород был подтвержден А. Г. Бер (1949). Аналогичные эффузивы, переслаивающиеся с терригенными осадками, выявлены А. В. Хабаровым (1954) близ г. Тюмени в разрезе опорной скважины 1-Р и А. П. Сивовым (1954) в депрессиях к востоку от Челябинского грабена.

На Межведомственном совещании по стратиграфии Сибири 1956 г. толща осадочно-вулканогенных образований, вскрытых скв. 1-Р, получила наименование туринской серии. Вслед за этим аналогичные эффузивы были открыты В. И. Тужиковой (1956) в Среднем Зауралье в Буланаш-Елкинской угленосной депрессии и Н. Б. Малютиным в районах населенных пунктов Анохино (севернее г. Камышлова), Бичур (северо-восточнее Артемовска), Каменск-Уральский и Далматово. Буровыми работами последних лет они выявлены также в северных районах Зауралья близ Березово, Салехарда и в ряде других пунктов. Таким

образом, к настоящему времени установлено, что Зауралье является областью широкого развития вулканогенных пород туринской серии.

В Предуралье триас-нижнеюрские образования представлены толщами осадочных пород и лишь на Пай-Хое и в районе рек Печоры и Сыны (Печорская впадина) установлено наличие единичных покровов базальтов в нижней части разреза нижнетриасовых отложений.

В Зауралье осадочно-вулканогенные комплексы триас-нижнеюрского структурного яруса распространены не повсеместно, что обусловлено тектоническими и палеогеографическими условиями их образования, а также последующей денудацией. Они сохранились в тектонических впадинах и в эрозионных понижениях поверхности палеозойского фундамента (рис. 27).

Образованию этих пород предшествовал перерыв в осадконакоплении, охватывающий промежуток времени от позднего карбона до поздней перми включительно. Они залегают несогласно на сложно дислоцированных и размытых породах палеозоя, существенно отличаясь от последних более простым тектоническим строением и незначительной степенью метаморфизма.

Почти повсеместно отложения туринской серии перекрываются горизонтально лежащими толщами рыхлых песчано-глинистых пород верхнего мезозоя и кайнозоя, мощность которых в восточных районах Зауралья достигает 2500 м.

Выходы вулканогенных пород на поверхность известны лишь в отдельных пунктах по долинам рек Режа, Бичура, Бобровки, Течи, Синары в Среднем Зауралье (данные Н. Б. Малютина) и р. Бурлука (данные М. В. Буниной) — в юго-восточном Зауралье. На других площадях они выявлены в результате проходки буровых скважин, весьма многочисленных в зонах неглубокого залегания эффузивов, примыкающих к открытому Уралу, и более редких в удаленных, восточных районах Зауралья.

Триас-нижнеюрские отложения слагают синклинали и моноклинальные структуры, в значительной степени подчиненные формам вмещающих их впадин в палеозойском фундаменте. Отдельные залежи осложнены пологими воздыманиями и мелкой складчатостью, которая проявляется главным образом в глинистых и песчано-глинистых осадках. Среди магматических пород наблюдаются разрывные структуры. Складчатые и дизъюнктивные нарушения в этих толщах являются отзвуком киммерийской фазы тектогенеза.

Осадочно-вулканогенные толщи пород туринской серии слагают большую (нижнюю) часть триас-нижнеюрского структурного яруса. В обобщенном виде разрез туринской серии представляется в следующем виде. В нижней его части развиты базальты, долериты, содержащие маломощные прослои песчаников, конгломератов и аргиллитов, обычно красноцветных; в верхней преобладают осадочные галечниковые и песчано-глинистые пестроцветные породы с редкими и относительно маломощными покровами и потоками базальтов. Кислые эффузивы, представленные липаритами, местами с прослоями туфолов того же состава, образуют экструзивные купола и покровы, приуроченные к средней части разреза туринской серии. В отдельных впадинах, вероятно, имеются гипабиссальные тела липаритов, залегающих в низах осадочно-вулканогенной толщи.

Вопрос о возрасте туринской серии является дискуссионным, так как прослои осадочных пород среди эффузивов крайне бедны органическими остатками. Мнения исследователей, основанные главным образом на данных палинологических анализов, весьма разноречивы. М. В. Бунина датирует базальты Убаганской впадины нижним-средним триасом, а липариты — верхней пермью. А. П. Сигов те же комплексы

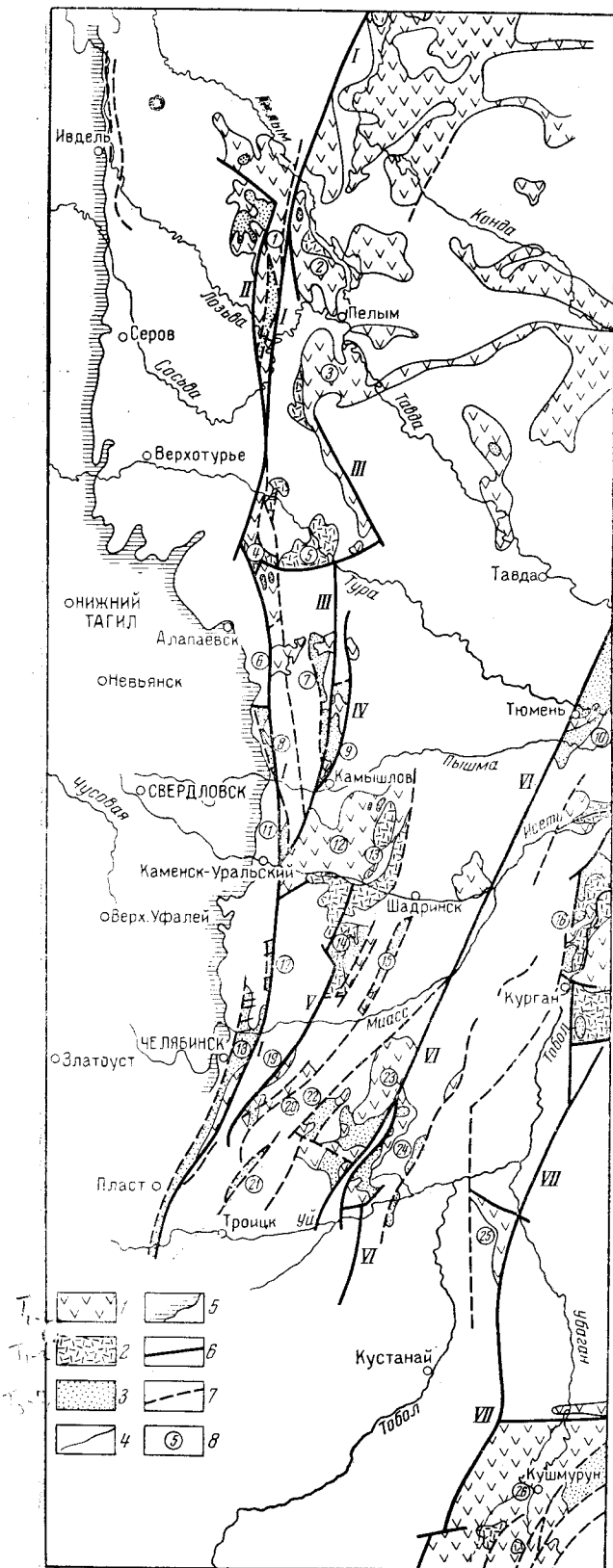


Рис. 27. Схема распространения триас-нижнеюрских осадочно-вулканогенных пород Зауралья (по материалам Уральского и Северо-Казачстанского геологических управлений)

1 — базальты, андезиты, туфы туринской серии; 2 — липариты, туфы туринской серии; 3 — конгломераты, песчаники, аргиллиты, пласты угля челябинской и туринской серий; 4 — геологические границы по данным буровых и геофизических работ; 5 — западная граница распространения сплошного покрова мезозойско-кайнозойских отложений; 6 — глубинные разломы: 1 — Бичурско-Колейский, 2 — Шабуровский, 3 — Анохинский, 4 — Ирбитский, 5 — Далматовский, 6 — Тюменско-Ливановский, 7 — Звериноголовский; 7 — бортовые и внутренние разломы тектонических впадин; 8 — тектонические впадины в палеозойском фундаменте, выполненные осадочно-вулканогенными породами туринской и челябинской серий (цифры в кружках): 1 — Массавинская, 2 — Зареченская, 3 — Гришинская, 4 — Яланско-Чернышевская, 5 — Дубровинская, 6 — Бичурская, 7 — Бобровская, 8 — Буланаш-Елkinsкая, 9 — Анохинская, 10 — Тюменская, 11 — Колчеданская, 12 — Ильинско-Борисовская, 13 — Далматовская, 14 — Песчанская, 15 — Николаевская, 16 — Курганская, 17 — Кошкульская, 18 — Челябинская, 19 — Назаровская, 20 — Карасевская, 21 — Петровская, 22 — Юламановская, 23 — Кочендыкская, 24 — Сажинская, 25 — Жаркаинская, 26 — Убаганская

пород Южного Зауралья и Тургая считает пермо-триасовыми; А. Г. Бер, изучившая геологические разрезы Северо-Эгинсайского участка Убаганской впадины, относит эффузивно-осадочный комплекс к верхнему триасу — нижней юре, Г. М. Романовская — к нижне-среднему триасу, В. И. Тужикова, Н. Б. Малютин, Н. И. Архангельский аналогичные образования Среднего Зауралья считают ниже-средне-триасовыми, а К. П. Иванов и В. С. Бочкарев — средне-верхнетриасовыми (дорэтскими) и т. д. Уральским стратиграфическим совещанием 1963 г. туринская серия отнесена к нижне-среднему триасу. При этом нижняя часть ее преимущественно вулканогенная, получила наименование бичурской свиты (нижний триас), а верхняя — вулканогенно-осадочная — анохинской свиты (средний триас). За стратотипы этих свит приняты разрезы, изученные в районах Среднего Зауралья.

Вышележащие комплексы пород верхнего триаса и нижней юры (лейаса), участвующие в строении триас-нижнеюрского структурного яруса, принадлежат челябинской угленосной серии осадков. Отложения челябинской серии и одновозрастные осадки убаганской серии (низы) Южного Зауралья имеют существенное значение в строении ряда впадин: Буланаш-Елkinской (почти на всей площади), Челябинской (западная часть, большая), Убаганской (северная часть), Яланско-Чернышевской (локально) и, возможно, Тюменской (юго-восточная зона).

Вулканизм и образование пород туринской серии в Зауралье связаны с дизъюнктивными дислокациями и блоковыми движениями, проявившимися в триасовый период. В результате этих тектонических явлений, охвативших огромные территории, произошла перестройка структурного плана пенепленизированной к тому времени восточной окраины Уральского горного сооружения. Консолидированный палеозойский геоструктурный этаж этой зоны был расчленен на крупные блоки, ограниченные глубинными разломами меридионального и субмеридионального направлений. Преобладающими являлись сбросовые дислокации, которые обусловили ступенчатый характер расположения блоков с возрастающим в направлении с запада на восток (в сторону Западно-Сибирской низменности) погружением поверхности складчатого фундамента.

В зонах региональных разломов возникли сопутствующие им более мелкие разломы с образованием грабенов, горстов; происходили трещинные излияния лав, преимущественно базальтового состава, и периодические выбросы пирокластов. Вулканизм проявлялся многократно, иногда с длительными перерывами во времени. Лавами заполнялись не только тектонические впадины, но и другие понижения рельефа палеозойского субстрата, часто удаленные на значительные расстояния от разломов.

Триасовый тектоно-магматический этап может быть разделен на два подэтапа. Первому из них соответствует массовое излияние лав и формирование мощных толщ базальтов, частью липаритов бичурской свиты, образование силловых и гипабиссальных тел долеритов и габбро-долеритов, липаритов в наиболее глубоких зонах грабенов. Второй подэтап характеризуется менее интенсивными многократными, но кратковременными вспышками вулканизма, о чем свидетельствует строение анохинской свиты.

Эффузивный магматизм в Зауралье прекратился в среднетриасовую эпоху. В последующее время (верхний триас-нижняя юра) тектонические впадины заполнялись терригенными, в том числе угленосными осадками челябинской серии, и лишь в отдельных участках разломов периодически возобновлялись излияния лав базальтового состава. Единичные покровы базальтов или вулканических туфов известны, напри-

мер, в рэт-лейасовых отложениях Яланско-Чернышевской впадины и в верхнетриасовых отложениях Буланаш-Елкинской и Убаганской впадин.

Базальты всех впадин характеризуются однородностью минералогического состава; некоторые колебания наблюдаются в количественных соотношениях отдельных компонентов. Породообразующими мине-



Рис. 28. Базальт порфировый. Николи скрещены, $\times 16$

ралами являются: плагиоклаз-лабрадор, битовнит, в основной массе отмечаются микролиты андезина, авгита (часто пижонита), оливина, вулканическое стекло. В типичных базальтах обычно преобладает плагиоклаз и стекло (60—70%), значительно меньше авгита (15—25%), а оливин присутствует в количествах, не превышающих 5—15%. Акцессорные минералы представлены магнетитом и титаномagnetитом, которые содержатся преимущественно в стекловатом мезостазице, образуя дендриты, пылевидные скопления и мелкие единичные зерна, и в меньшем количестве — апатитом. В базальтах Тюменской впадины отмечаются одиночные зерна гиперстена и базальтической роговой обманки (Е. З. Бурьянова, И. И. Некрасов, А. В. Хабаков). В строении миндалин участвуют хлорит, карбонат, цеолит, халцедон, кварц, монтмориллонит, причем в них обычно ассоциируют два, три или даже четыре из названных минералов. В базальтах Анохинской, Тюменской и Челябинской впадин встречаются миндалины, выполненные твердыми и полужидкими битумами.

По структурным признакам выделяются две разновидности базальтов: афировая и порфировая (рис. 28, 29). Фенокристаллы в порфировых базальтах представлены плагиоклазом (плагифиоровые базальты), реже плагиоклазом и авгитом (авгит-плагифиоровые базальты). В строении нижних частей потоков, а возможно, и силловых тел иногда участвуют мелкокристаллические базальты с небольшим количеством интерстициального стекла (анамезиты), а в верхних встречаются раз-

ности, богатые стеклом, — гиалобазальты. Типичными являются гиалопилитовая, интерсертальная, гиалиновая, толеитовая микроструктуры.

В толщах базальтов туринской серии известны единичные находки более кислых разновидностей эффузивов, относимых исследователями к андезито-базальтам и андезитам. Взаимоотношения их с базальтами пока не ясны, не имеется также достаточно детальных петрохимических характеристик этих пород. В андезито-базальтах плагиоклаз пред-

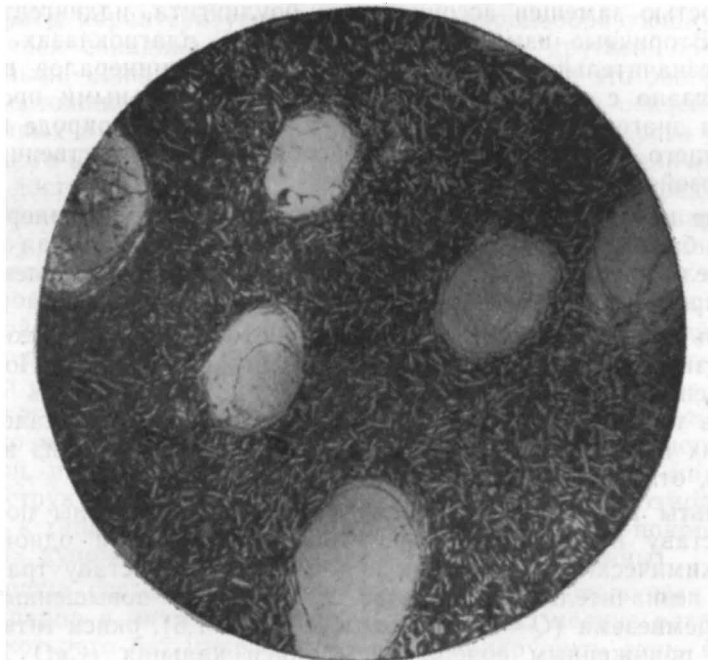


Рис. 29. Базальт афировый с амигдалондной текстурой. Без анализатора, $\times 15$

ставлен андезин-лабрадором, в андезитах — андезином. В них содержится меньше чем в базальтах темноцветных минералов и отсутствует или редко встречается (только в андезито-базальтах) оливин.

Пирокластические породы базальтового состава достоверно установлены среди базальтов Бичурской, Далматовской, Тюменской и Убаганской впадин. Туфы встречаются между покровами эффузивов, а в Бичурской (Н. Б. Малютин) и Тюменской (Е. З. Бурьянова и др.) впадинах установлены и среди слоев осадочных пород. Мощность их незначительная и обычно не превышает 2—3 м. Среди них преобладают витрокластические туфы, состоящие из обломков вулканического стекла величиной от долей миллиметра до 1,5 мм и редко до 5—6 мм, сцементированных буроватым палагонитовым материалом. В цементе встречаются обломки полевых шпатов, кварца, измененных темноцветных минералов. В Далматовской впадине отмечаются литокластические туфы с обломками базальта и стекла. Были встречены также туфолавы, состоящие из обломков базальта, сцементированных стеклом, имеющим мелкие и микроскопические миндалины, редкие микролиты основного плагиоклаза и темноцветного минерала.

Наряду с типичными экструзивными базальтами встречаются долериты и габбро-долериты, являющиеся, несомненно, субвулканическими образованиями, комагматичными базальтам. Наиболее типичные разновидности этих пород были встречены скважинами в Тюменской, Би-

чурской и Юламановско-Шумихинской впадинах. Они, вероятно, образуют интрузивные залежи и массивы, залегающие в наиболее глубоких зонах впадин и разломах в палеозойском фундаменте.

Породы базальтового комплекса имеют кайнотипный облик в сравнении с палеозойскими основными эффузивами Урала, сложены свежими минералами, легко определяемыми в шлифах. Исключением является оливин, который почти во всех разновидностях пород частично или полностью замещен ассоциациями боулингита, иддингсита и серпентина. Вторичные изменения в пироксенах, плагиоклазах и стекле обычно незначительны. Образование вторичных минералов в базальтоидах связано с поствулканическими гидротермальными процессами, явлениями диагенеза и выветривания, т. е. по своей природе не имеют ничего общего с зеленокаменным перерождением, свойственным породам палеозойского возраста.

В зоне коры выветривания все породообразующие минералы разрушены и базальты превращены в глинистую массу, которая часто сохраняет реликты первичных структур, в особенности миндалекаменных и эвпорфировых разностей пород.

Базальтоиды туринской серии отличаются от палеозойских основных эффузивов очень высокими магнитными свойствами. По данным многочисленных определений, остаточная намагниченность основных эффузивов туринской серии почти в 50 раз выше, чем у палеозойских диабазовых порфиритов и диабазов, что является одним из надежных признаков, отличающих эти породы.

Базальты и долериты Зауралья весьма однообразны по химическому составу и несомненно являются производными одной магмы. Средний химический состав этих пород близок к составу траппов Сибири. Он незначительно отличается от последних повышенным содержанием кремнезема ($Q = +0,8$), щелочей ($a = 7,6$), окиси титана (TiO_2 1,56%) и пониженным содержанием окиси кальция (CaO 7,82%) и магния (MgO 5,31%). В сравнении со средним составом базальта, по Дели (Заварицкий, 1956), в них содержится больше титана, меньше щелочей, окиси кальция и магния.

Химический состав андезито-базальтов к настоящему времени может быть охарактеризован двумя анализами. Для них характерны параметры $Q = +6,0$, $\frac{a}{c} = 1,7$, $b = 17,9$, указывающие на промежуточное их положение между типичными базальтами и андезитами.

Андезиты, выявленные только в трех пунктах, вероятно, принадлежат наиболее кислым разновидностям пород базальтового комплекса туринской серии. Средний химический состав этих андезитов по трем анализам крайне незначительно отличается от среднего химического состава андезитов (по Дели) пониженным содержанием окиси магния (Mg 1,54%) и кальция (CaO 4,76%).

Породы липаритового комплекса туринской серии распространены в Гришинской, Ильинско-Борисовской, Далматовской, Песчанской, Убаганской и в некоторых других впадинах. Излияния кислых лав происходили в зонах тех же разломов в конце раннего подэтапа триасового вулканизма. Покровы и силлы липаритов приурочены к верхним горизонтам бичурской свиты, а гипабиссальные тела залегают как в низах ее, так и в породах палеозойского фундамента. Покров липаритов (или небольшая интрузивная залежь) выявлен среди базальтов бичурской свиты непосредственно по обнажениям на р. Синаре близ д. Зырянки (Ильинско-Борисовская впадина). В Убаганской впадине они вскрыты рядом скважин под мощной толщей базальтов. Наряду с этим известны

случаи пересечения скважинами липаритов, лежащих среди основных эффузивов туринской серии.

Принадлежность липаритов к туринской серии подтверждается и определениями абсолютного возраста, выполненными в лабораториях Башфана и Уральского геологического управления, он оценивается в 195—228 млн. лет, что отвечает по современной шкале триасовой системе (Малютин, 1963).

Липариты характеризуются свежестью породообразующих минералов, наличием санидина, сохранностью стекла и другими признаками, свойственными кайнотипным породам. Как правило, это эвпорфировые породы, состоящие из литоидной или тонкозернистой основной массы и включенных в нее многочисленных фенокристаллов серого и розоватого полевого шпата и дымчатого прозрачного кварца. Величина вкрапленников достигает 2—3 мм, количество их варьирует в пределах 10—25% от общей массы породы. Исключение составляет липарит (кристаллофир), вскрытый скважиной в северной части Далматовской впадины, состоящей на 80—85% из кристаллов полевого шпата и кварца, сцементированных фельзитовой массой. Отдельные кристаллы полевого шпата этой породы имеют величину 5—8 мм. В Песчанской впадине В. А. Грачев и Р. А. Крылов наблюдали эвпорфировые липариты с вкрапленниками размером до 1—2 см. Основная стекловатая масса липарита имеет микрофельзитовую структуру с переходами в фельзитовую. Однако часто встречаются липариты с кристаллически зернистой основной массой, имеющей микрогранитовую, гранофировую и микропойкилитовую структуры. Такие разновидности липаритов, возможно, принадлежат к гипабиссальным или слагают нижние зоны покровов и экструзивных куполов (Далматовская, Убаганская впадины).

Липариты состоят из калиевых и известково-щелочных полевых шпатов, кварца и ничтожных количеств биотита, мелкие разрозненные чешуйки которого без микроскопа можно обнаружить лишь в липаритах с кристаллически зернистой основной массой. Главной составной частью липаритов является калиевый полевой шпат. Он образует фенокристаллы и участвует в строении основной фельзитовой массы. Калиевый полевой шпат образует прозрачные чистые, короткопризматические или таблитчатые вкрапленники. Коноскопически устанавливается наличие в липаритах санидина наряду с ортоклазом и переходными от санидина к ортоклазу разновидностями калишпатов (рис. 30).

Известково-щелочной полевой шпат находится преимущественно в форме вкрапленников, а иногда и вообще не отмечается в шлифах. Вкрапленники плагиоклаза обычно свежие, полисинтетически сдвойникованы, реже зональны. Точные микроскопические исследования указывают на принадлежность их к олигоклазу и альбит-олигоклазу. Андезин, отмеченный отдельными исследователями, является редким и нехарактерным минералом липаритов. Кварц содержится в основной массе и образует также вкрапленники в виде изометричных как бы оплавленных зерен или кристаллов с хорошо выраженными гранями. Лейциты биотита (часто хлоритизированные) приурочены к наиболее раскристаллизованному участкам основной массы.

Акцессорные минералы в липаритах немногочисленны, наиболее распространены сфен, циркон, апатит, ильменит. Минералогический анализ протоколов указывает на наличие турмалина, молибденита. Вторичными являются хлорит, серицит, лейкоксен.

Туфы и туфолавы липаритов имеют ограниченное распространение. Они отмечались в Убаганской, Песчанской и Далматовской впадинах.

Средний химический состав липаритов Зауралья, по данным 52 проб, сходен со средним мировым составом липаритов, по Дели, отличаясь лишь несколько пониженным содержанием окиси кальция (CaO 0,8%). Для липаритов Убаганской впадины характерны высокое отношение K_2O к Na_2O (например, $\text{K}_2\text{O} = 6,19\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 1,89\%$) и низкие значения коэффициента n . Имеются данные, свидетельствующие о приближении некоторых разновидностей липаритов по минералогическому составу к андезито-дацитам. В Гришинской, Далматовской и Пес-

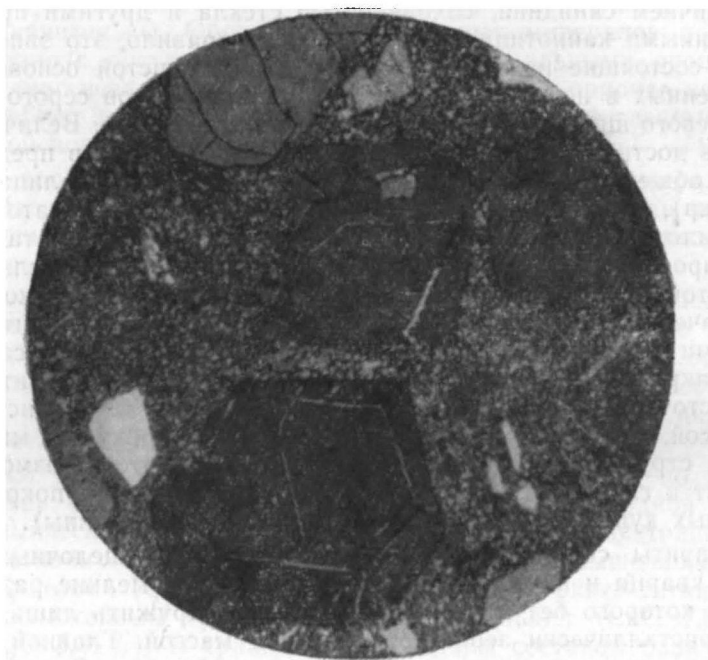


Рис. 30. Липарит порфировый. Никели скрещены, $\times 16$

чанской впадинах отдельными скважинами вскрыты разновидности кислых эффузивов, главным компонентом которых является кислый плагиоклаз, а среди темноцветных минералов установлены наряду с биотитом роговая обманка и авгит. Соответственно минералогическому составу они были отнесены к дацитам. Эти породы отличаются от типичных липаритов низким содержанием кремнезема (SiO_2 67,5%) и несколько повышенным содержанием железа (FeO 4,08%), марганца (MnO 0,18) и магния (MgO 0,54%).

Совместное нахождение базальтов и липаритов в Гришинской, Ильинско-Борисовской, Далматовской, Песчанской и Убаганской впадинах и их одновозрастность указывают на принадлежность основных и кислых лав к одному магматическому очагу.

В целом нижнемезозойские эффузивы Зауралья представлены контрастной серией, типичными разновидностями которой являются базальты и липариты. На петрохимической диаграмме, составленной по методу А. Н. Заварицкого (рис. 31), ветвь кривой средних составов их располагается в поле, ограниченном вариационными кривыми известково-щелочных пород (тип Мартиника — Йеллоустонский парк), занимая промежуточное положение (тип Лассен-Пик).

Для эффузивных пород Зауралья характерно относительное пере-
сыщение их кремнеземом и пониженная щелочность. На очень медлен-
ное повышение содержания щелочей, по мере возрастания кислотности,

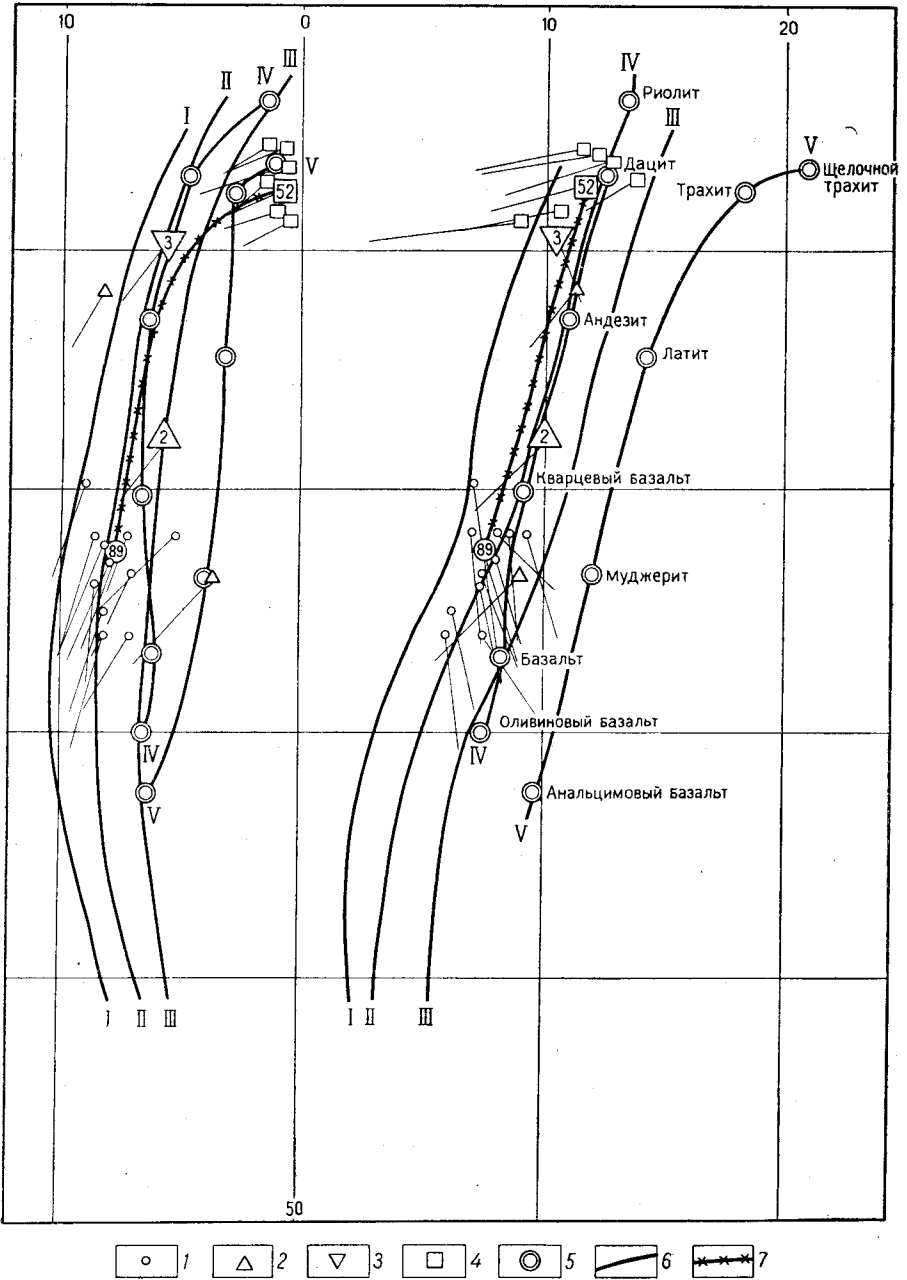


Рис. 31. Диаграмма химического состава триас-нижнеюрских эффузивов Зауралья (По А. Н. Заварицкому)

Точки средних составов пород различных депрессий: 1 — базальты; 2 — андезито-базальты; 3 — андезиты; 4 — липариты; 5 — средние составы пород соответствующей серии; 6 — вариационные кривые: I — серии пород о. Мартиника, II — то же, Лассен-Пик, III — то же, Йеллоустонский парк, IV — средних типов эффузивных пород (по Дели), V — средних типов эффузивных пород умеренно щелочного ряда; 7 — вариационная кривая средних составов триас-нижнеюрских эффузивов Зауралья. Цифры в значках — число анализов

указывает крутизна вариационной кривой. Максимальная щелочность характерна для липаритов ($a=13,8$), минимальная для базальтов ($a=6,0$).

В основных членах ряда Na преобладает над K ($n=75-85$). Кислые разности, напротив, характеризуются увеличением роли K ($n=31-45$). Среднее содержание железа в большинстве случаев превышает норму: f' для базальтов — 45,6; андезитов — 66,9; липаритов — 47,9. Отклонение векторов верхней части роя влево свидетельствует о пересыщении кислых разностей глиноземом.

Вулканогенные породы туринской серии перспективны в отношении ряда полезных ископаемых. К настоящему времени в базальтах известны проявления сульфидной минерализации, в липаритах установлено повышенное содержание некоторых редких элементов. С продуктами переотложения кор выветривания основных эффузивов, вероятно, связано образование бокситовых залежей мезозойского возраста и ряда месторождений оолитовых железных руд Зауралья.

Липарито-базальтовую серию Зауралья следует, по-видимому, рассматривать как наземные платформенные или субплатформенные образования. Вопрос этот еще недостаточно разработан; существует, в частности, мнение о принадлежности зауральских вулканогенных толщ к позднему этапу геосинклинального развития Урала (Сергиевский, 1963). Однако высказанное выше предположение, естественно, вытекает из предыдущей истории Уральского горного сооружения. Начавшаяся в карбоне общая инверсия Уральской геосинклинали завершилась образованием складчатой страны в пермский период. В последующее время происходили вертикальные, преимущественно нисходящие движения, сопровождающиеся крупными разрывными дислокациями, образованием грабенов, горстов и других блоковых форм. Некоторые из крупных разломов, послуживших путями для излияния и внедрения магматических пород, располагаются резко несогласно по отношению к общему простиранию складчатых структур, что также характерно для платформенных условий. Наконец, петрохимический облик зауральских эффузивов весьма сходен с обликом типичных платформенных образований трапповой формации Сибирской платформы.

* *
*

Вулканизм, магматизм и металлогения Урала отличаются большим своеобразием, выражающимся в мощном развитии базальтового вулканизма в первой половине тектоно-магматического цикла, необычайно широким развитием ультраосновных и основных интрузий и связанных с этими процессами оруденением при сравнительно слабом и однообразном проявлении металлогении калиевых гранитоидов средних этапов. В этом отношении отмечалось сходство Урала с Тихоокеанскими вулканическими дугами, возникшими на границе областей континентальной и океанической кор. Делались и обратные заключения.

Этими особенностями магматизма характеризуется, однако, лишь последний каледоно-варисский геосинклинальный тектоно-магматический цикл, значительно более краткий, чем предыдущий цикл развития Урала в течение протерозоя (рифей).

На Урале, не считая «платформенного чехла», выделяются три структурных комплекса, разделенных несогласиями и существенно различных в отношении интенсивности и типа проявления магматизма. Нижний, гранито-гнейсовый комплекс тараташской свиты сопоставляется с образованиями фундаментов Русской платформы. Он сформирован и метаморфизован до заложения протерозойской (рифейской) ге-

осинклинали и, очевидно, относится к архею и нижнему протерозою, чему соответствуют значения возраста, полученные свинцовым методом, 3300—2760 и 2780—1950 млн. лет (Овчинников и др., 1964). Для кристаллического фундамента характерно Северо-Западное субширотное простирание геологических структур, прослеживаемое геофизическими методами до западного крыла антиклинория Урал-Тау. Далее на восток эти структуры, очевидно, деформируются уральской меридиональной складчатостью или уничтожены. Уральская геосинклиналь, по-видимому, заложена в протерозое на континентальном гранито-гнейсовом основании, разбитом глубинными разломами. В самой тараташской серии, особенно в нижней ее части, встречаются прослои амфиболитов, возможно, вулканогенного генезиса.

Средний структурный комплекс по современным представлениям отвечает всему рифею. Завершается его формирование уже в кембрии. Время его формирования порядка одного миллиарда лет, в три раза превосходит всю остальную геосинклинальную историю Урала. Основные подразделения рифея Урала по цифрам абсолютного возраста удовлетворительно отвечают широко применяемому сейчас трехчленному подразделению позднего докембрия и трем тектоно-магматическим эпохам, выделяемым в рифее (по данным А. П. Виноградова и А. И. Тугаринова). Бурзянская серия отвечает нижнему рифею и Медвежьегорской тектоно-магматической эпохе с верхним пределом 1400 млн. лет. Тот же возраст дает Бердяушский гранит-рапакиви. Юрматинская серия, включая машакскую свиту, может быть сопоставлена со средним рифеем (1400—1000 млн. лет) и Гренвильской тектоно-магматической эпохой. На Урале для этой эпохи имеется одна возрастная отметка — 1260 млн. лет — возраст авзянской свиты по глаукониту. Каратауская серия сопоставляется с верхним рифеем и Катангской тектоно-магматической эпохой (1000—600 млн. лет). Для этой серии имеются определения абсолютного возраста от 900 млн. лет. Уральский материал недостаточен для уверенного выделения этих трех тектоно-магматических эпох (циклов), хотя все перечисленные серии залегают с тектоническим несогласием между собой.

Протерозойские (рифейские) отложения имеют преимущественно миогеосинклинальный характер, и черты направленного развития в них выражены не столь отчетливо, как в эвгеосинклинальных. Определенную тектоническую самостоятельность, характерную для завершенных тектоно-магматических циклов, имеют геологические образования бурзянской серии. Мощные геосинклинальные отложения этой серии известны только в западной части Башкирского поднятия и, по-видимому, отсутствуют восточнее. Формирование серии начинается излиянием диабазов и отложением грубообломочных пород и завершается складчатостью и интрузиями гранитов-рапакиви, характерных для завершающих этапов тектоно-магматических циклов. После формирования пород серии восточнее происходит заложение нового геосинклинального прогиба, первые стадии образования которого отмечались излияниями диабазов с подчиненными порфирами и отложениями грубообломочных толщ машакской свиты. По М. И. Гараню (1960) и Н. Ф. Мамаеву (1963), машакская свита и вся юрматинская серия имеют аналогичное развитие и в ряде антиклинальных структур восточного склона Урала и везде характеризуются развитием амфиболитов в нижней части соответствующего структурного этажа.

В каратауской серии в пределах Башкирского антиклинория вулканические явления также не проявились. В зоне Урал-Тау они имеют незначительное развитие. По-иному выразились вулканические явления в отложениях, сопоставляемых с каратауской серией (или с карата-

уской и юрматинской)¹ в западной и центральной зонах Среднего и Северного Урала, т. е. в сериях ошизско-щокурьинской и хобениско-маньинской. Некоторые исследователи держатся представлений о кембрийском возрасте этих серий. Для обеих серий характерно преимущественное развитие эффузивов в верхних свитах сланцевато-карбонатного состава, характеризующих время максимального погружения, тогда как нижние части серий сложены нацело или почти нацело осадочными породами.

Для обеих серий также характерны интенсивные проявления вулканизма в северных районах и постепенное ослабление их к югу, вплоть до полного затухания. Для этих серий вулканизм значительно интенсивнее проявлен в центральной зоне геосинклинали, чем в западной. Состав излияний более разнообразен: здесь развиты диабазы и спилиты, порфириты и их туфы, калиевые порфиры. Для маньинской свиты наблюдается зональное строение вулканогенной зоны: преимущественное развитие диабаз-порфировой формации на западе и туф-фито-порфиритовой — восточнее.

После отложения вулканогенных толщ маньинской свиты в центральной зоне наблюдается инверсия, складчатость и интрузии калиевых гранитов, из которых наиболее древние имеют кембрийский возраст (518—525 млн. лет). Таким образом, мощной вспышке магматической деятельности в ордовике-силуре предшествовала очень длительная эпоха миогеосинклинали развития Уральской геосинклинали области, лишь в конце этапа завершившаяся (в северной ее части) довольно интенсивной вспышкой вулканизма и интрузиями гранитов. Подобный характер развития, но совершенно отличный от характера развития каледоно-варисской геосинклинали имеют, как известно, многие геосинклинали области.

В косьвинской свите распространены вулканические породы, достаточно характерные для послескладчатых этапов развития, принадлежащие базальтово-трахитовой формации: плагиоклазовые порфириты, залегающие в основании вулканогенной толщи и представляющие собой продукты субаквальных трещинных излияний, выше базальтовые пироксеновые порфириты, чередующиеся с трахитовыми порфиритами, изливающимися, вероятно, в наземных условиях.

К кембрию относится и ашинская свита Среднего и Северного Урала и подчиненные ей эффузивы. Кембрийский ее возраст принимается по литологическому сходству с одноименной свитой Южного Урала. Для ашинской (по Н. А. Румянцевой — дворецкой) свиты Среднего Урала характерны совершенно своеобразные эффузивные и субвулканические породы, сходные с платформенными ассоциациями основных и ультраосновных пород.

Выходы вулканических пород образуют две параллельные зоны на расстоянии 10—15 км одна от другой, отвечающие двум одновременно действовавшим вулканическим полосам, прослеживающимся по простиранию на 100 км. В западном поясе преобладают шаровые лавы афировых пород трахибазальтового состава и пластовые интрузии, иногда дифференцированные, эссексит диабазов и кринанитов. Излияния трещинного типа происходили в морских условиях.

В восточном поясе излияния носили центральный характер, в связи с чем здесь наблюдается большое разнообразие пород — от лимбургитов и авгититов до пород трахиандезитового состава, обильные пирокласты, обнаружена древняя жерловина.

¹ Стратиграфия СССР. Верхний докембрий, 1963.

На восточном склоне Урала незначительное развитие базальтовые порфириды и их туфы имеют в фаунистически охарактеризованной свите нижнего кембрия.

Заложение палеозойского геосинклинального прогиба связано с тектоническими движениями позднего кембрия, завершившими развитие рифейской геосинклинали. При этом эвгеосинклинальная область новой геосинклинали располагается восточнее вулканогенной зоны конца позднего докембрия — раннего кембрия. Новый геосинклинальный прогиб в начале, вероятно, был слабо дифференцирован и захвачен трансгрессией раннего и среднего ордовика. Впоследствии, уже в силуре и раннем девоне, происходит постепенно усиливающееся расчленение прогиба на зоны преимущественного опускания и поднятия и обособляется несколько генерацией структурно-фациальных зон. Движения в верхнем палеозое приводят к общей инверсии, создающей в области Уральской геосинклинали континентальный режим.

Вулканизм, магматизм и металлогения каледоно-варисского тектоно-магматического цикла отмечается рядом своеобразных черт, что послужило основанием выделить уральский тип магматического развития и приводит Урал как наиболее характерный пример геосинклинальных регионов фемического типа. Другими примерами могут служить Малый Кавказ и Тихоокеанское побережье СССР.

Эти особенности заключаются в интенсивности, а для Урала и в длительности проявлений вулканизма на собственно геосинклинальной стадии развития. Уже начало развития подвижных поясов (геосинклиналей) данного типа сопровождается заложением системы глубинных разломов, достигающих базальтового и, может быть, перидотитового слоев земной коры. Их заложение и развитие сопровождается интенсивной магматической деятельностью как эффузивной, так и интрузивной. Большое развитие имеют эффузивы диабаз-альбитофировой, базальтовой и андезитово-базальтовой формации и их производные. Массовое появление типичных липаритовых порфиров относится к концу собственно геосинклинального развития, незадолго до начала общей инверсии. Интрузивная деятельность доинверсионных стадий развития проявлялась интенсивно и многократно, преимущественно по продольным глубинным разломам. Магматические породы периода общего геосинклинального прогибания являются производными основной и ультраосновной магмы. При этом на Урале интрузии габбро и гипербазитов имеют более широкое развитие, чем в любом другом регионе СССР. В стадию восходящих движений вулканическая деятельность на Урале, наоборот, почти замирает, а интрузивная деятельность представлена гранитными и гранодиоритовыми комплексами, за которыми следуют комплексы малых интрузий.

История и эволюция вулканической деятельности происходит весьма сложно, и их удобнее рассмотреть по естественным стадиям развития, отвечающим структурным ярусам.

Формирование первого структурного яруса и первый этап развития палеозойской геосинклинали охватывает время от начала ордовика до начала среднего девона. На Южном Урале он завершается несколько позднее. Проявления вулканической деятельности, за исключением ордовикской, ограничены эвгеосинклинальной областью восточного склона.

Геосинклинальный прогиб в начале ордовикско-раннедевонского этапа был, по-видимому, еще слабо расчленен. Затем в результате ряда последовательных незначительных складчатых движений и движений по глубинным разломам геосинклинальный прогиб все более отчетливо расчленяется на внутренние геосинклинали и геоантиклинали, по об-

ласти относительных поднятий и относительных погружений, осложненных также поперечными ундуляциями осей прогибов и поднятий. Вулканические явления приурочены преимущественно к прогибам (Тагильско-Магнитогорскому, Восточно-Уральскому) и несравненно слабее выражены в области поднятий. Эти различия, а также контрастность в развитии вулканизма прогибов и поднятий усиливаются по мере все более отчетливого расчленения геосинклинальной области на внутренние геосинклинали и геоантиклинали.

Первый этап развития отличается большой продолжительностью и сложностью вулканических явлений, неоднократными вспышками и затуханием вулканизма, сменой одних вулканических формаций другими. На фоне общего опускания происходят незначительные и кратковременные поднятия, сопровождающиеся местами несогласиями и разрывами. Неоднократно возобновляются движения по глубинным разломам, сопровождающиеся разломами оперения. Эти разломы контролируют пояса интрузий ультраосновных и основных пород и сопровождающих их гранитоидов, включая сиениты.

Вулканогенные породы принадлежат нескольким вулканическим формациям, различающимся вещественным составом, характером вулканических проявлений и приуроченностью к различным тектоническим структурам или структурно-фациальным зонам. Выделяются следующие вулканические формации: слабощелочных натровых основных и ультраосновных эффузивов, диабаз-альбитофировая или спилито-кератофировая, базальтовая и андезито-базальтовая, андезитовая и андезито-дацитовая, базальто-трахитовая.

История магматизма начальных этапов развития каледоно-варисской геосинклинали отнюдь не представляет собой простого последовательно идущего процесса. В течение ордовика — раннего девона неоднократно возобновлялись тектонические движения, происходили интрузии, замирание и новые вспышки вулканической деятельности. Последние обычно начинаются повторным появлением базальтовых пород. Таким образом, на этой стадии выделяется несколько подэтапов вулканической деятельности.

Для ордовикского подэтапа вследствие сложности строения вулканогенных толщ и их метаморфизма история вулканизма недостаточно выяснена. Вулканогенные отложения имеют преимущественное распространение начиная со среднего ордовика. Особенности их состава и строения, тесная ассоциация с тонким обломочно-осадочным материалом свидетельствуют об образовании их в результате трещинных излияний в подводных и прибрежных условиях.

В ландоверийском подэтапе интенсивный вулканизм характерен для территорий Среднего и Северного Урала в Тагильско-Магнитогорском прогибе. Состав излияний был преимущественно базальтовым, в конце подэтапа местами дифференцированным — от спилитов до альбитофиров. Преобладали мощные трещинные подводные и наземные излияния, местами отмечены проявления вулканизма центрального типа. В средней части Тагильско-Магнитогорского прогиба и в восточных зонах вулканизм этого подэтапа проявляется гораздо слабее, а на Южном Урале прослой вулканических пород (преимущественно диабазы и спилиты) присутствуют только в толщах граптолитовых сланцев.

Венлокско-нижнелудловский подэтап бурного развития вулканизма на Северном и Среднем Урале в Тагильско-Магнитогорском прогибе и отчасти в восточных структурных зонах характеризуется разнообразием состава и неоднородностью строения вулканогенных толщ в разных частях этих зон. Во многих районах северной половины Урала вулканогенные толщи венлока и нижнего лудлова отчетливо расчленя-

ются размывом на нижнюю венлокскую часть и верхнюю — нижнелудловскую, так что этот подэтап можно расчленить на два. Однако во многих случаях такое расчленение провести не удастся.

Для венлока характерны вулканические комплексы диабазово-альбитофировые и порфиритовые (от базальтовых до дацитовых), широкое развитие пирокластических отложений и региональный зеленокаменный метаморфизм. На Среднем Урале эти комплексы являются колчеданосными и подверглись локальному гидротермальному метаморфизму.

В нижнем лудлове в основном развиваются порфиритовые комплексы андезито-базальтового и базальтового, местами андезитового состава, сложенные эффузивами, вулканическими брекчиями и туфами, иногда сопровождающиеся субвулканическими и вулканогенно-осадочными образованиями.

Вулканизм венлока и нижнего лудлова был преимущественно центральным, со сложными взаимоотношениями подводных и наземных фаций. Продукты этого вулканизма по химическому составу были известково-щелочными. На севере Среднего Урала, по новым данным Ю. С. Каретина и др., отмечается появление порфиритов с повышенным содержанием калия.

Вулканогенные отложения позднелудловско-раннедевонского подэтапа в северной половине Тагильско-Магнитогорского прогиба снизу ограничены несогласием. Своеобразны и вулканические толщи этого подэтапа, представляющие собой субщелочную базальтово-трахитовую формацию с подчиненными малыми интрузиями сиенитового состава. На Южном Урале вулканогенные толщи верхнего лудлова — нижнего девона представлены мощной свитой базальтовых и андезито-базальтовых туфов тихоокеанской серии, среди которых порфириты того же состава имеют подчиненное развитие. Начиная лишь с этого подэтапа на Южном Урале обозначились прогибы, заполняющиеся вулканическими породами тихоокеанской серии и их туфами. Аналогичный характер имел вулканизм в конце ордовикско-раннедевонского этапа в восточных зонах, где, как и в Магнитогорском мегасинклиории, в позднем силуре не было трахитовых излияний и не отмечается изменений тектонического режима.

Вулканические явления среднедевонско-раннетурнейского этапа ограничены среднедевонской эпохой и франским веком, а на фаменский век — раннее турне падают поднятия и складчатость, вулканическая же деятельность прерывается, проявляясь лишь в начале фаменского века (по Т. А. Смирновой).

Среднедевонский подэтап этого вулканизма отличается сложным и разнообразным составом вулканических продуктов. В Тагильско-Магнитогорском прогибе на Северном Урале накапливались преимущественно андезитовые и андезито-базальтовые порфириты и туфы, сопровождающиеся диоритовыми интрузиями; кислые породы имеют здесь подчиненное значение. На Южном Урале и в восточных зонах Среднего Урала в среднем девоне развиты пирокласты и эффузивы разного, от базальтового до липаритового, состава и диабаз-альбитофировые толщи, вмещающие колчеданное оруденение; местами небольшое распространение получили спилито-диабазовые комплексы.

Позднедевонский подэтап хорошо выражен на Южном Урале. Он отмечен структурной перестройкой, широким развитием базальтовых порфиритов тихоокеанской серии и их туфов. Но одновременно в других структурных зонах вулканические излияния имеют андезитовый состав, например в районе Султановского месторождения.

По своему содержанию среднедевонско-раннетурнейский этап отвечает второй стадии развития геосинклинали по В. В. Белоусову или ранним этапам Ю. А. Билибина.

После фаменско-раннетурнейских поднятий и складчатости, продолжавшихся в некоторых зонах Урала до раннего визе, вновь возобновляется вулканическая деятельность. Новая вспышка вулканизма в Магнитогорской зоне имела место уже в позднем турне, в более восточных зонах в раннем или даже среднем визе. Вулканические зоны совпадают с системой прогибов, располагающихся по несколько иному плану, чем на предыдущих этапах развития геосинклинали. В частности, наблюдается распространение активного геосинклинального режима с мощным вулканизмом на восток, в пределы каледонской складчатости Центрального Казахстана. Завершается вулканическая деятельность в конце позднего визе или в намюрское время.

С московского века на восточном склоне Урала начинаются поднятия, которые привели к общей инверсии и главной складчатости. На протяжении времени от начала московского века и до артинского века включительно достоверных проявлений вулканизма неизвестно; имеются лишь косвенные указания на незначительные наземные извержения в Магнитогорской зоне. Вероятно, существовали также вулканы кунгурского века, поскольку в кунгурских отложениях Южного Приуралья встречен вулканический пепел.

Период времени от конца турне до артинского века соответствует третьей стадии развития геосинклиналей, или средним этапам. Активно вулканизм, как мы видели, проявился лишь в первую половину средних этапов, до первых движений общей инверсии. Как и в других регионах, в это время заметное развитие получают породы липаритового и трахилипаритового состава, что, возможно, свидетельствует о начавшейся выплавке кислого расплава из сиалического слоя, взаимодействовавшего с базальтом.

Наиболее мощно и характерно вулканизм турне-намюра проявился в Магнитогорской зоне, имеющей ширину до 50 км. По исследованиям К. П. Плюснина и А. А. Плюсниной, Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой и др., в верхнем турне (кизильский горизонт) здесь в соседних фациальных подзонах вулканизм проявился различным образом. В западной подзоне, протягивающейся вдоль р. Урала, преобладают диабазы, причем отдельные покровы их в этой зоне обычно залегают один над другим и лишь иногда наблюдаются прослои туффитов и известняков. В следующей на восток подзоне резко преобладают липаритовые фельзиты и порфиры, их туфы и игнимбриты. В восточной подзоне значительное развитие имеют туфы и туффиты как моногенного, так и смешанного состава и осадочные породы, переслаивающиеся с лавами основного и кислого состава. Эти особенности восточной подзоны позволяют считать ее окраинной в вулканическом поясе позднего турне.

Верхнетурнейский вулканический комплекс представляет собой типичный пример базальтово-риолитовых ассоциаций, в котором породы промежуточного состава имеют незначительное развитие. При этом основные и кислые породы обнаруживают явные признаки петрохимического родства; одинаковый комплекс малых элементов, повышенное содержание типоморфных элементов основных магм, особенно железа, в порфирах и фельзитах, пониженное содержание ряда типоморфных элементов основных магм (например, меди) в диабазах и спорадическое появление в них типоморфных элементов кислых магм (например, бериллия). Феннер (N. C. Fenner) предполагал, что подобные комплексы образуются путем ликвации в перегретом состоянии. Данные о прост-

ранственной разобщенности центров основных и кислых излияний указывают на возможность иных объяснений, например различий в строении фундамента.

Нижневизейский вулканический комплекс отличается тем, что в его составе среди основных пород заметную роль играют оливиновые диабазы, а среди кислых трахитовые и трахилипаритовые порфиры. Уже этот эффузивный комплекс обнаруживает явные отклонения к щелочному типу.

В дальнейшем, в среднем вize-наюре, повторяются сходные базальтово-трахилипаритовые комплексы с еще более явно выраженной повышенной щелочностью, отмечающейся и в породах основного состава, по химическому типу близких к мелафирам.

Вулканогенный комплекс Полоцко-Кацбахской зоны по составу сходен с верхнетурнейским и нижневизейским Магнитогорской зоны, но по К. П. Плюснину является более молодым и датируется средним — поздним вize.

Северным продолжением Магнитогорской зоны, по палеогеографическим исследованиям Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой, является Алапаевская вулканическая зона. Вулканизм проявился здесь несравненно слабее. Вулканические явления происходили от позднего турне до конца вize. Излияния представлены диабазами, андезитовыми порфиритами и частью альбитофирами, а также туфовыми выбросами этих пород.

Иным образом вулканические явления проявились в северной части.

Раннемезозойские эффузивы Зауралья представлены контрастной базальтово-липаритовой серией. Базальты в ней имеют преобладающее развитие, липариты подчиненное, а разновидности промежуточного состава — андезито-базальты и андезиты — не характерны и не имеют самостоятельного значения.

Раннемезозойские эффузивы заполняют тектонические погружения в фундаменте, а также эрозионные впадины. Очевидно, возобновление вулканической деятельности связано с проявлением тектонических движений, выразившихся, главным образом, в возникновении системы разрывов и блоковых подвижек, причем образовались ступенчатые опускания и грабены. Базальты залегают в виде покровов, сопровождаясь небольшим количеством витрокластических туфов, что характерно для трещинных излияний. Липариты образуют покровы, потоки и, по-видимому, экструзивные купола. Туфы липаритов также имеют незначительное распространение. Встречаются игнимбриты. Структуры многих кислых пород, например санидиновых микрогранитов, скорее, характерны для гипабиссальных пород. Присутствие последних подтверждается наличием липаритов в породах ложа. Возможно, интрузивный характер имеют и липариты, залегающие в основании туринской серии. Основные породы также образуют гипабиссальные тела долеритов и габбро-долеритов.

Раннемезозойскую липарито-базальтовую формацию И. Д. Соболев, Д. С. Штейнберг, Н. Б. Малютин и др. относят к платформенному этапу развития Урала, а В. М. Сергиевский и др. связывают с завершающим этапом развития Уральской палеозойской геосинклинали.

ИНТРУЗИВНЫЕ ФОРМАЦИИ

Термин «формация» в применении к интрузивным горным породам Урала был впервые употреблен Ф. Ю. Левинсоном-Лессингом (1900), изучавшим северную часть Платиноносного пояса основных интрузий — массив Денежкина Камня. Однако формационное деление магматиче-

ских, в том числе интрузивных, образований Урала и связанных с ними полезных ископаемых вошло в практику уральских геологов, по существу, только после опубликования в 1926 и 1927 гг. работ Б. М. Романова, выделившего эффузивную порфирито-туфосланцевую и интрузивные габбро-пироксенито-перидотитовую, плагиогранито-сиенитовую и гранитовую формации. В последующие годы Б. М. Романов уточнил понятие об интрузивных формациях, определив их как естественные ассоциации пород, связанные общностью происхождения, приуроченные к определенным тектоно-магматическим этапам развития Уральской геосинклинали. Габбро-перидотитовые формации Б. М. Романов рассматривал как производные перидотитовой и базальтовой геосфер, а гранитовые — сиалического слоя. Аналогичных взглядов придерживались Е. П. Молдаванцев, Г. Л. Падалка, Н. А. Сиринов и другие, пользовавшиеся той же терминологией — «габбро-перидотитовая», «плагиогранитная» формации.

Б. М. Романов выделял четыре габбро-перидотитовые формации: силуро-раннедевонскую — Платиноносный пояс основных интрузий; средне-позднедевонскую — Серовско-Тагильский перидотитовый пояс, габбро-гранитные массивы районов Челябинска и Бредов и другие интрузии; ранневизейскую — Алапаевский, Ключевской, Режевской габбро-перидотитовые массивы, Сараобинский гранитоидный массив Джетыгаринского пояса кислых интрузий; среднекарбонную — интрузии ультрабазитов, габбро и гранитоидов Челябинско-Брединской и Кустанайской зон (Романов, 1949, 1958). Среди гранитовых он выделял салаирскую (зона Урал-Тау) и позднепалеозойскую (восточный склон Урала) формации.

Он подразделял габбро-перидотитовые и гранитовые формации на субформации, т. е. более узкие естественные ассоциации пород, близкие по составу и времени образования, связанные с определенными фазами тектонических движений и более или менее обособленные пространственно и в возрастном отношении. В первых он выделял в возрастной последовательности гипербазитовые, базитовые и плагиогранитовые субформации, объединяя под не совсем удачным и в значительной мере условным названием «плагиогранитные» разнообразные по составу интрузивные горные породы рядов гранит-гранодиорит, кварцевый диорит-плагиогранит, сиенит, сиенито-диорит (в дальнейшем этот термин был заменен Б. М. Романовым на «гранитоидные»); в гранитовых формациях выделялись гранодиоритовые, гранитовые и аляскитовые субформации.

Таким образом, уже с 30-х годов текущего столетия разделение гранитоидов Урала на связанные и не связанные с габбро, под влиянием работ Б. М. Романова, вошло в практику работы уральских геологов.

Б. М. Романов к определению понятия «интрузивные формации» подходил исторически, а не только с петрологической и петрографической точек зрения. Это направление в дальнейшем было развито И. Д. Соболевым, который на основе анализа и обобщения материалов геологических съемок последних лет разработал развернутую и последовательную схему магматических, в том числе и интрузивных, формаций, основанную на истории тектоно-магматического развития Урала (Соболев, 1961, 1963).

В результате детального изучения геологической позиции, возрастных взаимоотношений, вещественного состава, истории формирования основных и ультраосновных интрузий Урала в последние годы получены дополнительные данные в пользу генетической и геологической самостоятельности габбровой и перидотитовой групп интрузивных гор-

ных пород как производных от двух исходных магм, отвечающих базальтовой и перидотитовой оболочкам земли. Учитывая это, совещание по вопросам магматизма Урала в 1960 г. приняло решение положить в основу легенд металлогенических карт представление об отдельных группах интрузивных формаций — перидотитовых и габбровых вместо ранее единой группы — габбро-перидотитовой.

Главным доводом в пользу выделения единых габбро-перидотитовых формаций считалась пространственная связь габбро и перидотитов, наблюдающаяся на Урале повсеместно. В то же время на Урале отчетливо выделяются с одной стороны крупные интрузии и группы интрузий, сложенные преимущественно габбро и лишенные перидотитов, с другой — преимущественно или чисто перидотитовые интрузии, бедные габбро или совсем не содержащие его.

Примером первых может служить Платиноносный пояс основных интрузивных пород, в котором перидотиты, пользующиеся ничтожным развитием, целиком подчинены пироксенитам, представлены верлитами и характеризуются повышенной железистостью. К типичным дифференцированным габбровым интрузиям, сопровождающимся кислыми дериватами и не связанным с перидотитами, относятся Петрокаменская и Рефтинская интрузии на Среднем Урале, а также Карталинский габбро-диабазовый массив на Южном Урале. На продолжении последнего наблюдается ряд многочисленных мелких интрузивных тел аналогичного состава.

Совершенно четко обособлены пространственно от перидотитовых массивов габбро-диабазовые интрузивные тела, в изобилии встречающиеся на Урале, особенно на его западном склоне, подчиненные иным тектоническим зонам, чем перидотитовые массивы.

Примером перидотитовых интрузий могут служить массивы ультрабазитов многих перидотитовых поясов восточного склона Урала.

Перидотитовые формации представлены в основном гарцбургитами и подчиненными им дунитами; последние обычно содержат примесь ромбического пироксена и связаны постепенными переходами с гарцбургитами, количество пироксена в которых колеблется в пределах 15—35%.

Наблюдающаяся довольно часто приуроченность небольших тел габбро к перидотитовым интрузиям объясняется, по-видимому, геологоструктурными факторами, но не генетическим родством этих пород. При этом габбро, как правило, всегда прорывают перидотиты, хотя местами наблюдаются и обратные соотношения.

В некоторых случаях создается впечатление постепенных переходов от габбро к гарцбургитам через верлиты (Алапаевский, Хабарнинский массивы). Однако внимательное изучение показывает, что верлиты связаны с габбро постепенными переходами через диаллагиты, а контакты между верлитами и гарцбургитами проявляются совершенно четко и резко.

Присутствие пироксенитов (диаллагитов), казалось, также можно было бы рассматривать как связующее звено между гарцбургитами и габбро. Однако наблюдающиеся взаимоотношения говорят большей частью в пользу того, что пироксениты возникли в результате взаимодействия более молодых габбро с гарцбургитами, а не являются промежуточными по составу породами, объединяющими эти габбро и гарцбургиты в один непрерывный ряд.

Таким образом, часто наблюдающееся совместное нахождение габбро и перидотитов и наличие между ними промежуточных по составу пород не противоречат самостоятельности перидотитовых и габбровых интрузий и не могут служить доводом против выделения пери-

дотитовых и габбровых формаций как самостоятельных естественных ассоциаций интрузивных пород Урала.

Известные трудности при разделении габбровых и перидотитовых формаций связаны с некоторыми видами ультрабазитов, генетическое положение которых не вполне ясно. Наиболее важная проблема дунитов, не связанных с перидотитовыми (гарцбургитовыми) интрузиями. Главная масса таких дунитов залегает среди ордовикских вулканогенных толщ вблизи интрузий Платиноносного пояса или в их западных частях в виде изометричных, овальных в плане тел. С периферии дунитовые тела метасоматически преобразованы в клинопироксениты, которые иногда проникают и внутрь дунитовых тел по системам тектонических трещин. Дальнейший метасоматоз проявляется в развитии анортита и менее основного плагноклаза и приводит к образованию меланократовых габброподобных пород («тылайтов»). Постепенные переходы от дунитов и продуктов их преобразования к ортомагматическим породам группы габбро (габбро, габбро-норитам), слагающим основные интрузии Платиноносного пояса, отсутствуют. Имеющихся данных недостаточно для того, чтобы совершенно определенно решать вопрос о принадлежности дунитов Платиноносного пояса и упомянутых массивов к габбровой формации и рассматривать их как результат дифференциации базальтовой магмы; весьма вероятно, что они являются производными перидотитового слоя. При описании рассматриваемые дуниты объединены с габбровыми формациями ввиду их тесной пространственной связи.

Следует остановиться и на вопросах деления интрузивных формаций базальтоидного и сиалического происхождения — габбровых и гранитовых.

Б. М. Романов еще в 1928 г., а позднее И. Д. Соболев убедительно доказали, что гранитоиды габбрового ряда, тесно связанные с габбро, подвержены отчетливо выраженному метаморфизму со стороны позднепалеозойских гранитов, подвержены деформации, не затронувшей совершенно граниты, т. е. несомненно отделены от последних значительным периодом времени и тектоническими движениями. Последующие исследования подтвердили это положение.

Рассматриваемый вопрос о степени геологической самостоятельности базальтоидного и сиалического магматизма на Урале имеет не только теоретическое, но и весьма важное практическое значение, ибо каждая группа гранитоидов обладает отчетливо выраженной металлогенической спецификой. С гранитоидами базальтоидного происхождения связаны крупнейшие контактово-метасоматические железорудные и меднорудные месторождения, а с гранитоидами сиалической группы — месторождения редких металлов и золота.

Гранитоиды базальтоидного происхождения отличаются от сиалических тесной связью с аналогичными им по составу эффузивными комагматами, ассоциацией с более ранними основными интрузивами, широким развитием эндо- и экзоконтактной альбитизации и калишпатизации, порфиридных фаций эффузивного облика, повышенным количеством аксессуарных ильменита и магнетита, повышенным содержанием в магнетите титана (рис. 32), ванадия и других элементов-примесей. В то же время многие граниты, аляскиты, граносиениты, гранодиориты, кварцевые диориты и другие гранитоиды базальтоидного и сиалического рядов очень близки или даже неотличимы друг от друга по валовому химическому составу, в частности по содержанию железа и титана. Эти отличия в составе аксессуарного магнетита объясняются не столько неодинаковым общим составом пород, сколько степенью окисления в них железа, что, по-видимому, обязано разным условиям об-

разования, в первую очередь глубине их застывания. Гранитоиды базальтоидного происхождения обладают, в отличие от сиалических гранитов, всеми признаками гипабиссального формирования. Этим несом-

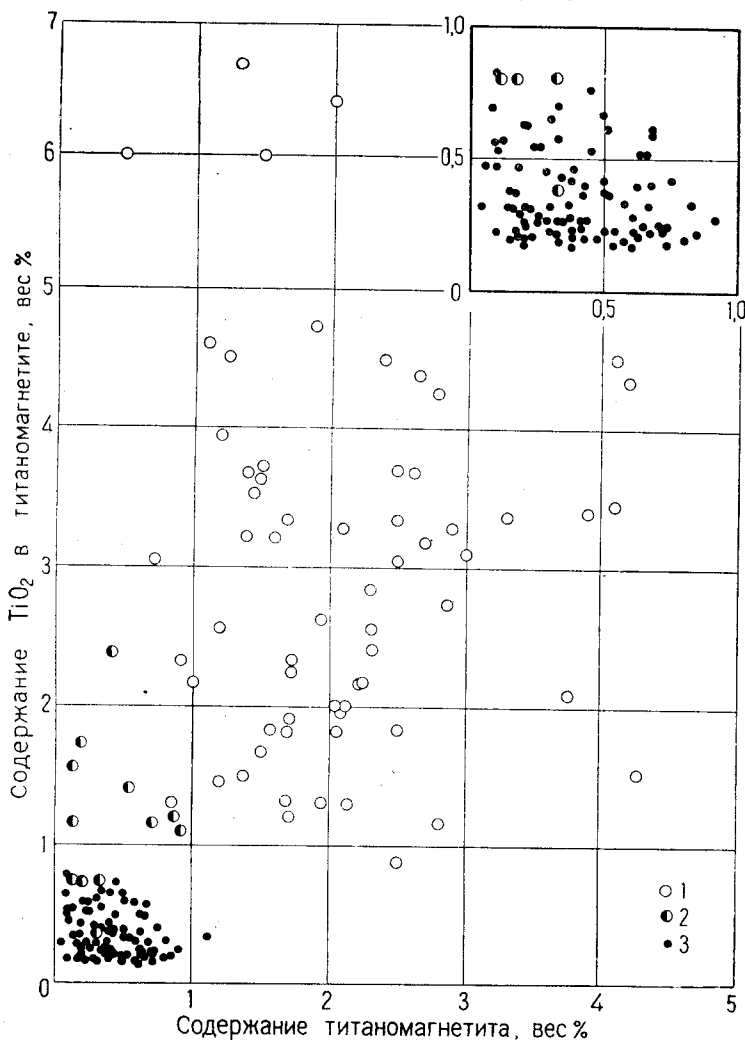


Рис. 32. Содержание и состав акцессорного магнетита в гранитоидах различных генетических типов (по Д. С. Штейнбергу и В. Г. Фоминых)

1 — базальтоидные гранитоиды и сенинты калинатрового ряда; 2 — то же, натрового ряда (плагитогранит-кварцевый дюрит); 3 — граниты и гранитоиды сиалического происхождения

ненно объясняются и другие особенности их состава и структуры — отсутствие мирмекита, обычность микропегматита, частое присутствие анортоклазов и т. д., связь с эффузивными комагматами.

Гранитоиды базальтоидного происхождения обособлены от сиалических большей частью пространственно. Они приурочены к зонам развития базальтоидного вулканизма, обычно несколько более древнего, чем эти гранитоиды, но близкого к ним по возрасту и, как правило, расположены в стороне от зон развития гранитоидов сиалического ряда. Гранитоиды базальтоидного происхождения, как и другие породы габбровых формаций, образовались в условиях относительно слабых текто-

нических движений и приурочены, главным образом, к прогибам, тогда как гранитоиды гранитовых формаций формировались в ходе общей инверсии геосинклинали и приурочены главным образом к зонам подняттий. Наконец, гранитовые формации всегда моложе гранитоидов базальтического происхождения тех же тектоно-магматических циклов, хотя иногда и перекрываются ими в своих ранних фазах, представленных, преимущественно, гранодиоритами. Поэтому главные затруднения при генетическом расчленении близких по возрасту и составу гранитоидов на Урале возникают именно в связи с гранитоидами типа гранодиорита. В таких случаях становится весьма полезным применение отмеченных выше петрохимических и геохимических признаков.

В целом различия между двумя типами гранитоидов на Урале настолько характерны, что сейчас нет сомнений в существовании границы между гранитоидами базальтоидного и сиалического рядов, в отсутствии между ними постепенных переходов и, как следствие этого, в отсутствии связи между габбровыми и гранитовыми формациями.

Интрузивные формации базальтоидного происхождения (габбровые) известны во всех тектоно-магматических циклах и этапах начиная с раннего протерозоя. Существование докембрийских перидотитовых формаций проблематично.

Гранитовые формации известны в раннем протерозое, в позднем протерозое (с возрастом около 1400 млн. лет) на границе докембрия и кембрия, в палеозое. Наиболее распространена и важна в геологическом и металлогеническом отношении позднепалеозойская гранитовая формация.

Перидотитовая и гранитовая группы на Урале представлены только интрузивными породами и не имеют эффузивных комагматов; базальтоидная группа — интрузивными габбровыми формациями и соответствующими им комагматическими эффузивными базальтовыми формациями.

Внутри каждой формации выделяются более узкие естественные ассоциации изверженных горных пород, близкие по составу и времени образования, которые, как предлагал Б. М. Романов (1949), следует называть субформациями.

ПЕРИДОТИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

До революции единственной капитальной работой о перидотитах Урала была монография Б. П. Кротова по району Миасса на Южном Урале (1915), долгое время служившая уральским геологам главным пособием при петрографическом изучении и расчленении серпентинитов.

Широкое изучение перидотитовых массивов Урала началось в 1930 г. в связи с проведением больших поисковых работ на хромиты (П. М. Идкин, И. И. Бок, А. Д. Ласьков, И. А. Зимин и др.). Тогда впервые как поисковый критерий была использована приуроченность хромитовых тел к дунитовым фациям перидотитовых массивов.

Систематическая сравнительная характеристика перидотитовых массивов Урала в связи с их хромитонностью была выполнена в 1939—1940 гг. хромитовой группой АН СССР.

Вне рамок этой работы на Среднем Урале наиболее систематически и детально изучались перидотитовые массивы: Баженовский — П. М. Татариновым, Алапаевский — П. М. Татариновым и Г. М. Красновским (1940). Петрографии отдельных участков серпентинитовых (апоперидотитовых) массивов Серовско-Уфалейского пояса посвящены работы В. В. Аршинова и Б. Я. Меренкова, Е. А. Кузнецова (1927), И. И. Мархилевича (1933); Салатимский серпентинитовый пояс опи-

сали вначале Л. Дюпарк, позднее Г. Л. Падалка (1932, 1936, 1937), перидотиты Сарановского массива И. А. Зимин, перидотиты бассейна р. Улса на западном склоне Северного Урала Ю. Д. Смирнов и А. А. Кухаренко (1960). Специальному исследованию акцессорных минералов в перидотитах Урала посвящены работы Н. В. Павлова.

Новые данные по геологии и петрохимии ультрабазитов перидотитовой формации приводятся в монографии «Месторождения хризотил-асбеста СССР» (1967) и в работе И. А. Малахова (1966). В работах И. Д. Соболева (1961 и др.), Д. С. Штейнберга (1961, 1963 и др.), Л. Д. Булькина и К. К. Золоева (1968) рассматриваются вопросы формационного деления ультраосновных пород Урала.

ВОЗРАСТ

Вопросы возраста перидотитовых интрузий Урала рассмотрены в работах В. М. Сергиевского (1947, 1948), Д. Г. Ожиганова (1937), А. А. Пронина (1948, 1960, 1962, 1963), Б. М. Романова (1949, 1958), Н. А. Штрейса (1951), Н. К. Высоцкого (1931), А. Н. Заварицкого (1924), Е. А. Кузнецова (1939, 1941), И. Д. Соболева (1961, 1963), Л. Д. Булькина (1962) и многих других.

Представления о возрасте перидотитовых интрузий Урала претерпели, по мере накопления фактического материала, значительную эволюцию. Долгое время все перидотитовые интрузии относились к верхнему палеозою, хотя отдельные исследователи давно обращали внимание на наличие обломков серпентинитов в осадках нижнего карбона.

Однако уже в 30-х годах в ряде пунктов Южного Урала, а именно в зоне, прилегающей к водораздельной части, были обнаружены обломки змеевиков и хромита, а также прорывающих змеевики габбро, диоритов, плагиогранитов в отложениях нижнего карбона, верхнего, а местами и среднего девона (данные В. С. Коптева-Дворникова, Ожиганова, 1937).

Поэтому в 1940 г. стало общепризнанным существование на Урале более древних перидотитовых интрузий наряду с послераннекаменноугольными или раннекаменноугольными. В дальнейшем были обнаружены признаки еще более древних перидотитовых интрузий в виде зерен хромита в конгломератах основания ордовика на западном склоне Среднего и Северного Урала (А. А. Кухаренко). Однако точные геологические данные долгое время оставались единичными, что приводило к различному толкованию вопроса о возрасте ультраосновных интрузий на основе общих соображений о развитии Уральской геосинклинали в целом.

Так, В. М. Сергиевский (1948) и Б. М. Романов (1949, 1958) полагали, что перидотитовые интрузии в пределах каждой зоны разновозрастны, но что зоны перидотитовых интрузий формировались последовательно с запада на восток в связи с перемещением складчатости к востоку в процессе развития геосинклинали. В соответствии с этим Б. М. Романов выделял шесть поясов перидотитовых интрузий, из которых первый (к нему он относил ультрабазитовые интрузии Платиноносного пояса) формировался на границе ордовика и силура, второй (Серовско-Уфалейский) — на границе D_1 и D_2 , последний (шестой) — в верхнем карбоне и перми.

В настоящее время достаточно достоверно установлено, что структурные зоны, служившие путями для внедрения перидотитовых интрузий, существовали и обновлялись в течение длительного времени, в результате чего в одних и тех же структурных зонах образовались массивы разного возраста.

Так, в результате детальных исследований последних лет на Южном Урале установлена разновозрастность перидотитовых интрузий, приуроченных к главному перидотитовому поясу или залегающих от него в непосредственной близости (Булькин, 1962; Пронин, 1962, 1963 и др.). Среди интрузий этого пояса имеются раннесилурийские, среднедевонские, визейские и послевизейские.

Перидотитовые интрузии, прорывающие намюрские отложения, известны в ряде пунктов восточного склона Южного Урала за пределами Кемпирсайского перидотитового пояса. Исходя из современных представлений о развитии уральской палеозойской геосинклинали имеется основание связывать образование этих интрузий со складчатостью на границе раннего и среднего карбона и относить их к позднегурнейско-намюрскому, а не к позднепалеозойскому этапу тектоно-магматического развития геосинклинали.

Таким образом, на восточном склоне Урала выделяется четыре главные возрастные группы перидотитовых интрузий — раннесилурийская, среднедевонская, визейская (ранневизейская) и поздненамюрская. Выделение всех этих групп на картах не всегда возможно из-за отсутствия достоверных данных о возрасте для отдельных интрузий, что необходимо при разновозрастности интрузий одной и той же структурной зоны. Следует отметить, что в восточных зонах наблюдается преобладание более молодых, визейских и поздненамюрских, интрузий.

Апоперидотитовые серпентиниты западного склона Урала залегают среди основных эффузивов ордовика. Других данных, уточняющих возраст перидотитовых интрузий западного склона, нет. Выделение в коренном залегании более древних, ордовикских и доордовикских, перидотитовых интрузий на Урале является очередной задачей.

Различий в составе и металлогении перидотитовых интрузий различного возраста пока не подмечено, хотя для выяснения этого вопроса И. В. Ленных в 1959—1960 гг. ставились специальные геохимические исследования.

РАЗМЕЩЕНИЕ

Подавляющая часть перидотитовых интрузий располагается внутри палеозойской Уральской эвгеосинклинали, т. е. на восточном склоне Урала. На западном склоне типичные геосинклинальные перидотитовые массивы известны только в Зилаирском синклинии (массивы Крака, районы Блявы и южной части Сакмарской зоны) и в районе Нязепетровск — Нижние Серги, т. е. в районах развития геосинклинального типа магматических формаций симатического происхождения. Что касается Сарановского и Вишерских поясов, то они, по-видимому, не могут рассматриваться как образования типично геосинклинальные и принадлежащие к перидотитовой формации.

Перидотитовые массивы восточного склона исчисляются сотнями и размещаются по всей ширине Уральской эвгеосинклинали; на востоке под покровом мезозойско-кайнозойских отложений они вскрыты скважинами и фиксируются, по данным геофизических работ, вплоть до меридиана г. Тюмени.

Начиная с исследований А. В. Пейве (1945, 1947) на Урале утвердилось представление о приуроченности перидотитовых интрузий к глубинным разломам меридионального простирания, заложенным в ложе геосинклинали. Эта приуроченность предопределила наличие определенной зональности в размещении перидотитовых интрузий.

В пределах Тагильско-Магнитогорского прогиба и Восточно-Уральского поднятия выделяется несколько цепей интрузий, которым при-

своены наименования перидотитовых поясов. В более восточных структурных зонах многочисленные, большей частью незначительные по размерам массивы обычно располагаются во вмещающих толщах кулисообразно и не увязываются в четко выраженные пояса. Тем не менее и здесь также выделяются определенные меридионально ориентированные зоны развития ультрабазитов.

Между поясами и зонами выделяются довольно широкие полосы, лишенные перидотитовых интрузий.

Наиболее четко выделяется Кемпирсайский пояс, протягивающийся вдоль западной границы Магнитогорского прогиба с древними толщами зоны Урал-Тау более чем на 1350 км (в интервале широт 48° — $56^{\circ}15'$). Единство этого пояса ни у кого не вызывает сомнений. Характерной чертой пояса являются крупные размеры массивов (наибольшие на Урале), густота размещения их внутри пояса, сравнительно небольшая ширина пояса, не превышающая 15—20 км, а большей частью 5—10 км. Как правило, всю ширину пояса занимает один массив; кое-где пояс распадается на две близрасположенные подзоны, при сохранении общей предельной ширины (Южный Урал, интервал Миасс-Миндяк).

В состав пояса входит крупнейший на Южном Урале Кемпирсайский массив, вмещающий уникальные по размерам и богатству месторождения хромита, по которому пояс получил свое название.

Кемпирсайский массив является самым южным из выходящих на поверхность массивов пояса. По данным геофизики, он имеет пластобразную форму с вертикальной мощностью порядка 1,5 км, на востоке на глубине переходит в крутопадающее тело, по-видимому, приуроченное к меридиональному разлому и фиксирующее канал, подводящий перидотитовую магму.

К югу от Кемпирсайского массива обнажаются отдельные небольшие интрузивные тела серпентинитов. В последние годы на продолжении зоны Урал-Тау, к югу от окончания Мугуджар, под покровом рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя мощностью 170—430 м обнаружен самый южный, Кокпектинский массив серпентинитов и перидотитов. Судя по данным геофизики, размеры массива не уступают Кемпирсайскому. В северо-западной части массива серпентиниты вскрыты рядом скважин. В результате открытия Кокпектинского массива пояс прослежен на юг далее 48-й параллели.

Кемпирсайский и расположенные от него к северу массивы Хабарнинский, Байгускаровский, Халиловский совершенно аналогичны по структуре и залегают почти горизонтально, будучи приурочены к различным горизонтам вулканогенно-осадочных толщ ордовика, силура и девона.

Кемпирсайский массив, по Г. И. Водорезову и Х. С. Розману (1956), прорывает отложения нижнего живета, но перекрывается верхнеживетскими отложениями, чем устанавливается живетский возраст интрузии. Наряду с этим в массиве намечаются и более древние перидотиты. Для Халиловского и Байгускаровского массивов есть данные об их раннесилурийском возрасте.

К северу от широты 52° на протяжении пояса очертания массивов меняются, приобретая отчетливо вытянутую согласно с общим простиранием пород линейную форму, что объясняется увеличением угла падения вмещающих толщ.

Самый южный на этом протяжении зоны Присакмарский массив имеет длину 140 км при ширине 2—3, редко 5 км. Еще севернее располагается также линейно вытянутый Миндякский массив ($53^{\circ}35'$ — $54^{\circ}05'$). Присакмарский массив перекрывается отложениями верхнего девона, чем определяется верхний предел его возраста.

К северу от широты $58^{\circ}05'$ в нижнедевонских отложениях появляется вторая параллельная и менее выдержанная подзона линейно вытянутых серпентинитовых массивов. В Миасском районе ($54^{\circ}17'—55^{\circ}$) двумя сближенными линейно вытянутыми массивами (каждый длиной около 100 км) — Западно-Миасским и Восточно-Миасским — уже достаточно четко фиксируется наличие двух подзон — западной и восточной.

К северу от Миасса внутри сильно 'сжатой' зеленокаменной полосы располагается несколько более крупных линзовидных массивов (Таловский, Карабашский, Уфалейский) и ряд мелких, линейно вытянутых.

В Миасском и прилегающих к нему районам ряд исследователей получили противоречивые данные о возрасте серпентинитов. Так, в районе Карабаша в ряде пунктов серпентиниты прорывают фаунистически охарактеризованные эйфельские отложения; с другой стороны, в Карабашском, Миасском и более южных районах неоднократно отмечалась галька серпентинитов, габбро, плагиогранитов в отложениях среднего, верхнего девона и нижнего карбона. Наконец, в районе к югу от Миасса Т. И. Фроловой обнаружено пересечение серпентинитами нижнекаменноугольных отложений. Указанные противоречия объясняются существованием в пределах одной и той же зоны перидотитовых интрузий различного возраста.

Уфалейский массив, по данным структурного бурения, представляет согласную пластообразную залежь, приуроченную к пологим складкам в силурийских толщах, чем и объясняется довольно правильная конфигурация массива на поверхности. По-видимому, аналогичную форму имеет и Карабашский массив.

Уфалейский и Карабашский массивы являются наиболее северными из числа массивов, примыкающих с востока к древним толщам антиклинория Урал-Тау.

Далее на север, по мнению В. М. Сергиевского (1948) и Е. А. Кузнецова (1939 б, 1941), Кемпирсайский перидотитовый пояс сменяется Платиноносным поясом базитов и ультрабазитов. По И. Д. Соболеву, структурным продолжением пояса на север служит цепь узких, линейно вытянутых, меридиональных серпентинитовых массивов, расположенная, так же как Кемпирсайский пояс, вдоль границы прогиба западнее Платиноносного пояса и получившая название Салатимского пояса. В качестве северного продолжения Салатимского пояса И. Д. Соболев, как и большинство геологов (В. М. Сергиевский, Б. М. Романов, Ю. Е. Молдаванцев и др.), рассматривает цепь перидотитовых массивов Полярного Урала — Войкаро-Сыньинский, Рай-Из и др.

При таком представлении единый перидотитовый пояс протягивается по западной окраине Тагильско-Магнитогорского прогиба вблизи границы с древними толщами Центрально-Уральского поднятия через весь Урал на протяжении около 2200 км, проявляясь на севере и на юге в виде крупных интрузий, а в средней части на широтах, занятых Платиноносным поясом, в форме узких линейно вытянутых интрузий Салатимского пояса.

К северу от Уфалейского массива начинается Серовско-Невьянский (по И. Д. Соболеву Серовско-Маукский) перидотитовый пояс. Вначале он прослеживался по цепочке мелких, меридионально вытянутых серпентинитовых тел, которые на широте примерно $56^{\circ}40'$ сменяются выдержанным линейным Дегтярским и Верхнетагильским массивами. Еще севернее залегает крупнейший на Среднем Урале (общая длина не менее 250 км, видимая ширина до 13 км) линейно вытянутый Невьянско-Серовский (Восточно-Тагильский) перидотитовый массив, окаймленный местами более молодыми габбро, диоритами и плагиогра-

нитами, который почти без перерывов прослеживается до г. Серова и далее на север.

К югу от Серова, по Н. И. Архангельскому, перидотитами прорываются живецкие отложения, а по данным Р. А. Сюткиной, в районе д. Карелиной, серпентиниты секут почти под прямым углом в плане слоистые толщи ортофирикового комплекса (туринская свита). Еще южнее (в промежутке между широтами Красноуральска на севере и Невьянска на юге) ряд данных говорит в пользу раннесилурийского возраста перидотитового массива, а именно: массив прорывается габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, плагиогранитами, возраст которых по косвенным признакам датируется венлоком. Эти данные свидетельствуют за такой же, даже несколько более древний, возраст перидотитов. В последние годы Н. С. Лисовым и Н. Ф. Коровиным в районе к юго-западу от г. Серова в обломочных породах основания туринской свиты верхнего лудлова — нижнего девона вблизи от массивов пояса обнаружены мелкие обломки серпентинита и зерна хромита, что также доказывает силурийский возраст перидотитовых интрузий.

По-видимому, в состав пояса входят массивы различного возраста, чем и объясняются наблюдающиеся противоречия.

К северу от г. Серова зона перидотитовых массивов, как было отмечено, скрывается под рыхлыми отложениями мезозоя и кайнозоя. И. Д. Соболев и большинство геологов объединяют его с зоной перидотитовых интрузий, протягивающейся меридионально к югу от г. Миасса вдоль границы Восточно-Уральского поднятия и Магнитогорского синклиория. Самые южные массивы этой зоны в пределах описываемой территории расположены к югу от Кацбахской гранитной интрузии. Наиболее крупным из них является Куликовский.

На Среднем Урале в пределах современного Восточно-Уральского поднятия отчетливо выделяется зона развития перидотитовых интрузий, ширина которой составляет 40—50 км. К востоку от этой зоны на расстоянии 50—70 км перидотитовые интрузии отсутствуют. Расстояние от этой зоны до Серовско-Невьянского пояса достигает 30—40 км. Внутри зоны массивы подчинены отдельным складчатым структурам, нередко брахискладкам с разнообразными простираниями крыльев и с весьма пологим местами падением, и не увязываются в какие-нибудь более узкие пояса, за исключением отдельных небольших групп массивов, прослеживающихся в одном направлении. Следуя с севера на юг, зона представлена крупнейшим Алапаевским массивом, массивами Первомайским, Режевским, Асбестовским, Ключевским, Березовского рудного поля, района г. Свердловска, обильными согласными пластообразными телами внутри Сысертско-Ильменогорского мегантиклиория, местами окаймляющими его. Далее на юг прослеживаются две цепочки массивов — одна вдоль границы Восточно-Уральского поднятия и Магнитогорского мегасинклиория, о чем говорилось выше, другая внутри поднятия или к востоку от него вдоль границы с Восточно-Уральским прогибом. Обе цепочки местами соединяются в структурных седловинах между отдельными гранитными интрузиями. Ширина зоны перидотитовых интрузий на Южном Урале составляет около 40 км. Морфологические особенности их сохраняются такими же, как и на Среднем Урале. Также широко развиты согласные тела, подчиненные брахискладкам, нередко изометричные в плане.

Характерной особенностью зоны является преобладание среди толщ вмещающих перидотитовые интрузии терригенных осадочных пород и продуктов их метаморфизма — филитов, углисто-кремнистых сланцев, кварцитов. В качестве вмещающих толщ широко развиты нижнекаменноугольные осадки позднеуральско-ранневизейского и более позднего

возраста наряду с более древними, относимыми недавно предположительно к протерозою, а сейчас датируемыми как палеозойские, большей частью ордовикско-силурийские. В зоне несомненно преобладают раннекаменноугольные перидотитовые интрузии.

Зона прослеживается от широты $49^{\circ}20'$ (Южные Мугоджары) до р. Тагила на севере, скрываясь далее под рыхлыми отложениями. В Мугоджарах она представлена редкими, значительно удаленными друг от друга изометричными массивами, из которых самым крупным является Кiemбайский массив.

В пределах Мугоджар зона имеет меридиональное простирание и располагается к востоку от главного пояса позднепалеозойских гранитных интрузий Урала.

В северной части Кочкарского гранитного комплекса на широте $54^{\circ}45'$ в связи с виргацией складчатых структур от зоны ответвляется сравнительно узкий пояс серпентинитов, окаймляющий с запада и севера Челябинский гранитный массив и продолжающийся далее на северо-восток согласно с простиранием складчатых структур палеозоя. Почти непрерывный пояс серпентинитовых массивов протягивается до широты $55^{\circ}50'$, т. е. на расстояние около 120 км. Признаки пояса в виде небольших серпентинитовых массивов прослеживаются под покровом мезозойско-кайнозойских отложений до широты $56^{\circ}40'$ (к юго-востоку от г. Богдановича).

Серия узких дайкоподобных тел серпентинитов залегает к востоку от Восточной зоны на Южном Урале вдоль Челябинского грабена, что свидетельствует о его заложении в докарбонное время.

К востоку от грабена наиболее крупные перидотитовые массивы располагаются в районе оз. Джиты-Куль (Буруктальский массив), верховьев Тобола (Аккаргинский, Аниховский, Шевченковский массивы) и Джетыгары (Джетыгаринский массив), т. е. за границами описываемой территории, будучи подчинены в основном крупным брахискладчатым структурам, сложенным терригенными толщами верхнего девона — нижнего карбона. К северо-западу от Джетыгары и к северу от замыкания Мариновской антиклинальной структуры протягивается зона развития небольших тел серпентинитов, вытянутых меридионально, залегающих среди силуро-девонских вулканогенных толщ. Зона прослеживается до широты г. Троицка и далее скрывается под рыхлыми отложениями мезозоя.

Крайним на восток на Южном Урале является Притобольский пояс узких меридионально вытянутых серпентинитовых массивов, протягивающийся вдоль меридионального участка р. Тобола в ее верхнем течении среди силурийских основных эффузивов и частично среднедевонских осадков.

Пояс отчетливо прослеживается на север до Денисовки. Севернее на продолжении пояса после большого перерыва (около 100 км) фиксируются небольшие серпентинитовые тела к юго-востоку от оз. Бурли (широта $53^{\circ}30'$). Примерно на простирании толщ, которое приобретает здесь северо-восточное направление, в интервале широт $54^{\circ}40'—56^{\circ}50'$, по геофизическим данным, под покровом мезо-кайнозоя прослеживается цепь ультрабазитовых тел, приобретающая на севере меридиональное простирание. Наконец, еще два крупных серпентинитовых массива фиксируются к северу от г. Тюмени на продолжении примерно той же зоны. Судя по данным буровых скважин, ультрабазиты района Тюмени залегают среди основных эффузивов висте — намюра. На современном уровне знаний трудно судить с уверенностью о принадлежности всех этих ультрабазитовых интрузий к одному поясу. Однако обращает на себя внимание их приуроченность к восточной окраине Зауральского

пояса гранитных интрузий, т. е. к границе Зауральского поднятия и Тюменско-Кустанайского прогиба. Таким образом, рассмотренные серпентиниты окаймляют с запада указанный прогиб, выполненный ниже-каменноугольными эффузивами, внутри которого серпентинитовые интрузии отсутствуют. Такова в общих чертах картина размещения перидотитовых интрузий на описываемой части территории Урала.

Перидотитовые массивы Среднего и Северного Урала, расположенные на западном склоне, отличаются от типичных геосинклинальных перидотитовых массивов восточного склона и на них следует остановиться особо.

Ю. Д. Смирнов (Смирнов, Кухаренко, 1960) выделяет здесь Вишерский пояс ордовикских интрузий ультраосновных пород, к которому он относит серию интрузивных тел общей длиной около 100 км, образующих строго меридиональную цепочку, и Сарановский пояс силуро-раннедевонских интрузий того же состава длиной около 160 км. Оба пояса расположены в пределах одной и той же структурной зоны и вытянуты согласно с общим простиранием складок. Вишерский и северная часть Сарановского пояса в соответствии с этим вытянуты меридионально и представляют собой взаимное продолжение, будучи отделены перерывом около 100 км; южная часть Сарановского пояса вытянута в юго-восточном направлении. Расстояние между крайними точками указанных поясов, которые есть основания рассматривать как единое целое, составляет около 350 км. Крайним южным интрузивным телом Сарановского пояса является небольшой массив серпентинитов в верховьях р. Ашки близ пос. Ашкинского (на широте г. Нижнего Тагила), крайним северным — массив к северу от горы Ослянки. Наиболее важен небольшой линзовидный массив, к которому приурочено Сарановское месторождение хромитов, расположенный примерно в середине пояса. К Вишерскому поясу относится интрузия верховьев р. Лопьи, Мойвинский массив, интрузивные тела в бассейне рек Мыки, Кутима, Улса и на горе Антипинский гребень.

Наиболее изучены ультрабазиты, вмещающие Сарановское хромитовое месторождение на западном склоне Урала, расположенное в нескольких километрах севернее ж. д. Пермь — Чусовая — Тагил. Ультрабазиты слагают несколько мелких крутопадающих тел мощностью до 600—800 м, залегающих согласно среди филлитов косьвинской свиты (кембрий) и образующих цепочку север-северо-западного простирания общей длиной 5—6 км. Данных о верхнем пределе возраста нет. В 3 км западнее расположено южное окончание обширного поля эффузивов той же свиты, расширяющегося и протягивающегося к северу.

Ультрабазиты представлены серпентинизированными гарцбургитами двух структурных разновидностей — разнозернистыми (гипидио-морфнозернистыми) и пойкилитовыми (оливин образует включения в пироксене); последние залегают в центре массива и вмещают согласную с ними пластообразную хромитовую залежь.

Висячем боку массива, вмещающего рудное тело, наблюдаются местами тонкополосчатые перидотиты. Характерной особенностью ультрабазитов массива является повышенное содержание в них железа по сравнению с нормальным Уральским и мировым типом, а также повышенное содержание титана и глинозема. Сочетание хромитов с пойкилитовыми гарцбургитами, как известно, составляет характерную особенность дифференцированного первоначально стратифицированного интрузивного комплекса Стиллоутер (штат Монтана, США), возникшего в результате дифференциации основной магмы. Весьма вероятно, что эта особенность сарановского комплекса, хорошо согласующаяся с повышенным содержанием железа в перидотитах, отсутствием около-

рудных дунитов, пониженным, не обычным для уральских хромитов содержанием хрома, повышенным — глинозема, также объясняется их базальтоидным происхождением. Надо отметить, что ни одна из перечисленных особенностей как перидотитов, так и хромитов нигде больше на Урале не встречается. Интересно, что Стиллоутерская интрузия имеет крутое падение, так же как и Сарановская, хотя первично залегала горизонтально.

По данным Ю. Д. Смирнова и А. А. Кухаренко (1960), на правом берегу р. Улса — притока Вишеры, в 2,5 км к юго-западу от горы Антипинский гребень среди хлорито-серицито-кварцевых сланцев среднего ордовика залегает небольшое тело порфиридных серпентинизированных перидотитов, по первичному составу отвечающих биотитроговообманковым лерцолитам. Под микроскопом они обнаруживают пойкилитовую структуру — оливин образует включения в более крупных зернах пироксена и бурой роговой обманки и магнезиального биотита, сильно гидратизированного и обесцвеченного. Вторичные минералы — серпентин, бастит, тальк, хлорит. Акцессорные минералы — магнетит, очевидно, титанистый. Химический анализ обнаруживает повышенное содержание железа и титана против перидотитов перидотитовых формаций. Породы напоминают серпентинизированные перидотиты Сарановского месторождения.

По-видимому, есть основания выделять на западном склоне Северного Урала особый петрографический тип перидотитов повышенной железистости, скорее всего базальтоидного происхождения, отличный от перидотитов верлитового ряда, характерных для Платиноносного пояса и от перидотитов дунит-гарцбургитовых интрузий восточного склона. Таким образом, на западном склоне Урала намечается крупный пояс специфических по составу и структуре перидотитов, аналогичных известным в других районах мира перидотитам базальтоидного происхождения, который может быть назван Сарановско-Вишерским, общей длиной свыше 350 км, сложенный маломощными интрузиями.

Ю. Д. Смирновым к этому же поясу предположительно относятся серпентиниты Сергинского и Нязепетровского районов. Приводимый им единственный химический анализ серпентинита с правого берега р. Уфы действительно указывает на высокую железистость пород. Однако геологическая позиция серпентинитов, а именно их тесная пространственная связь с вулканогенно-осадочными толщами верхнего ордовика — нижнего силура, содержащими кремнистые сланцы и диабазы, а также близость силуро-девонских интрузий габбро и пироксенитов свидетельствует о принадлежности их к обычной геосинклинальной дунит-гарцбургитовой формации.

На Урале, как и во всем мире, наблюдается тесная пространственная связь апеперидотитовых серпентинитовых массивов, инъецирующих вулканогенно-осадочные слоистые толщи, с первично кремнистыми и глинисто-кремнистыми сланцами, превращенными часто в результате метаморфизма в микрокварцитовые и серицито-кремнистые сланцы, эффузивными диабазами и подчиненными им спилитами. Кремнистые и серицито-кремнистые сланцы часто являются вмещающими породами для серпентинитовых массивов и нередко образуют в них обильные ксенолиты.

Такого рода ассоциации, отвечающие офиолитовым формациям, широко распространены в Тагильском мегасинклинории (районы Невьянска, Полевского завода и др.), в западной части Магнитогорского мегасинклинория вблизи Кемпирсайского перидотитового пояса, в районе Блявы (за пределами описываемой территории). Диабазы, спилиты и кремнистые сланцы в этих ассоциациях относятся к раннесилу-

рийской или среднедевонской натровым вулканогенным формациям. Следует отметить, что для непрерывных андезито-дацитовых серий, входящих в состав натровых формаций, связь с серпентинитами и кремнистыми сланцами не характерна (рудоносная и улутауская свиты соответственно Тагильского и Магнитогорского мегасинклиниориев).

Наконец, следует отметить, что серпентинитовые массивы отсутствуют на площади развития калинатровых вулканогенных формаций, образующихся, как выше было показано, в условиях, близких к платформенным, и сопровождающихся контактово-метасоматическими железорудными месторождениями, связанными с интрузивными магмами ряда гранито-сиенит — гранодиорит. Напротив, связанные с натровыми формациями колчеданные месторождения нередко располагаются рядом с серпентинитовыми массивами, а местами развиваются в непосредственном контакте с серпентинитами или даже метасоматически их замещают, заимствуя в таких случаях из них никель и кобальт.

Таким образом, дунит-гарцбургитовая формация на Урале развивалась, по-видимому, только в типичных геосинклинальных условиях, характеризующихся определенным набором вулканогенно-осадочных формаций. С этой точки зрения заслуживают дополнительного изучения раннекаменноугольные дунит-гарцбургитовые интрузии, развивающиеся в стороне от площадей развития калинатровых эффузивных и интрузивных серий базальтоидного происхождения того же возраста и приуроченные, по-видимому, к особым структурно-фациальным зонам.

ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ

Массивы перидотитов (серпентинизированные в различной степени) в основном имеют согласную с вмещающими толщами пластообразную, факолитовую или акмолитовую форму (рис. 33, 34, 35). Многие массивы оконтуривают на геологических картах замкнутые или полужамкнутые брахисинклинальные или брахиантиклинальные структуры с длинной осью — до 20—30 км и более. Нередко согласные контакты сочетаются местами с секущими (перидотитовые массивы Карабашского района). Наконец, известны секущие крутопадающие, в том числе дайкоподобные, интрузивные тела. Однако они в целом играют резко подчиненную роль.

Размеры массивов колеблются в широких пределах. Выделяются пластообразные тела, мощность которых измеряется десятками или первыми сотнями метров, а длина — единицами километров; пластообразные тела мощностью до 1—2 км, протягивающиеся на десятки километров, и, наконец, наиболее крупные массивы — Серовский и др., длина которых достигает 200 км и более. Разнообразие форм массивов на геологической карте в основном зависит от их залегания. Пологие или горизонтальные тела дают изометрические в плане формы с площадями, достигающими нескольких десятков и даже сотен квадратных километров. Типичными примерами могут служить массивы Южного Урала: Крака (до 25 × 25 км) Байгускаровский, Халиловский, Хабарнинский, Кемпирсайский (1500 км²) и ряд других. Крутопадающие тела дают вытянутые линейные формы; средние и мелкие крутопадающие пластообразные тела обычно располагаются кулисообразно.

Интрузивный характер контактов перидотитовых массивов доказывается их структурными соотношениями с вмещающими толщами и большей частью сомнений не вызывает; во многих массивах контакты удаётся наблюдать в обнажениях.

Как и во всем мире, типичный контактово-термальный метаморфизм с образованием роговиков высокой степени отсутствует. Контактное

воздействие ограничивается узкой зоной (десятки метров) и низкотемпературным гидротермальным преобразованием вмещающих толщ.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ, СОСТАВ И ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ

Внутреннее строение интрузивных массивов перидотитовых формаций, в первую очередь, определяется неоднородностью состава, обусловленной как первичными особенностями, так и метаморфизмом. Установление первичного состава обычно затрудняется высокой степенью серпентинизации. Многие массивы целиком сложены серпентинитами, не содержащими первичных минералов. Собственно перидотиты и дуниты, серпентинизирован-



Рис. 33. Куликовский серпентинитовый массив

1 — граниты лейкократовые; 2 — диориты; 3 — сиениты; 4 — граносиениты, сиенито-диориты; 5 — габбро-диабазы; 6 — серпентиниты; 7 — песчаники и сланцы (глинистые, филлитовидные, глинисто-углисто-кремнистые) с подчиненными прослоями карбонатных и туфогенных пород, нижнекаменноугольные; 8 — зеленые сланцы, порфиритоиды, апонорфиритовые амфиболиты, парасланцы, кварциты; 9 — яшмы, фтаниты, кремнистые и глинисто-кремнистые сланцы с прослоями туффитов; 10 — основные порфириты и их туфы; 11 — диабазы, диабазовые, андезитовые и дацитовые порфириты, альбитофиры, их туфы и продукты изменения; 12 — осадочно-вулканогенные породы силурийские; 13 — тектонические контакты установленные; 14 — то же, предполагаемые

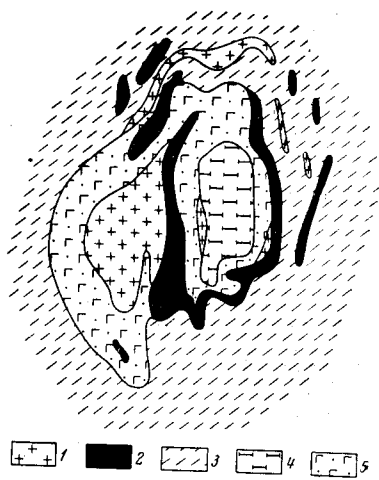


Рис. 34. Ларинская брахантиклиналь

1 — граниты; 2 — серпентиниты; 3 — сланцы слоистые, слюдяно-углисто-кварцитовые с подчиненными прослоями кремнистых, филлитовых, зеленых сланцев и амфиболитов; 4 — сланцы слюдяные, слюдяно-кварцитовые, парагнейсы; 5 — гнейсы амфиболовые, амфиболиты, прослой кварцитов (булдымская свита)

ные менее чем наполовину, составляют при сугубо приблизительном подсчете (по числу химических анализов, приходящихся на их долю) 10—20% от общего объема пород. Степень серпентинизации не связана с геологическим возрастом. Сравнительно свежие перидотиты и дуниты встречаются как в раннекаменноугольных, так и в более древних формациях. Точно так же и нацело серпентинизированные разности в равной степени распространены как в более древних, так и в самых молодых — посленаюрских перидотитовых массивах.

В связи с сильной серпентинизацией о первичном составе пород приходится судить либо по реликтам первичных минералов и структур (оливина, ортопироксена, клинопироксена, бастита), либо по химиче-

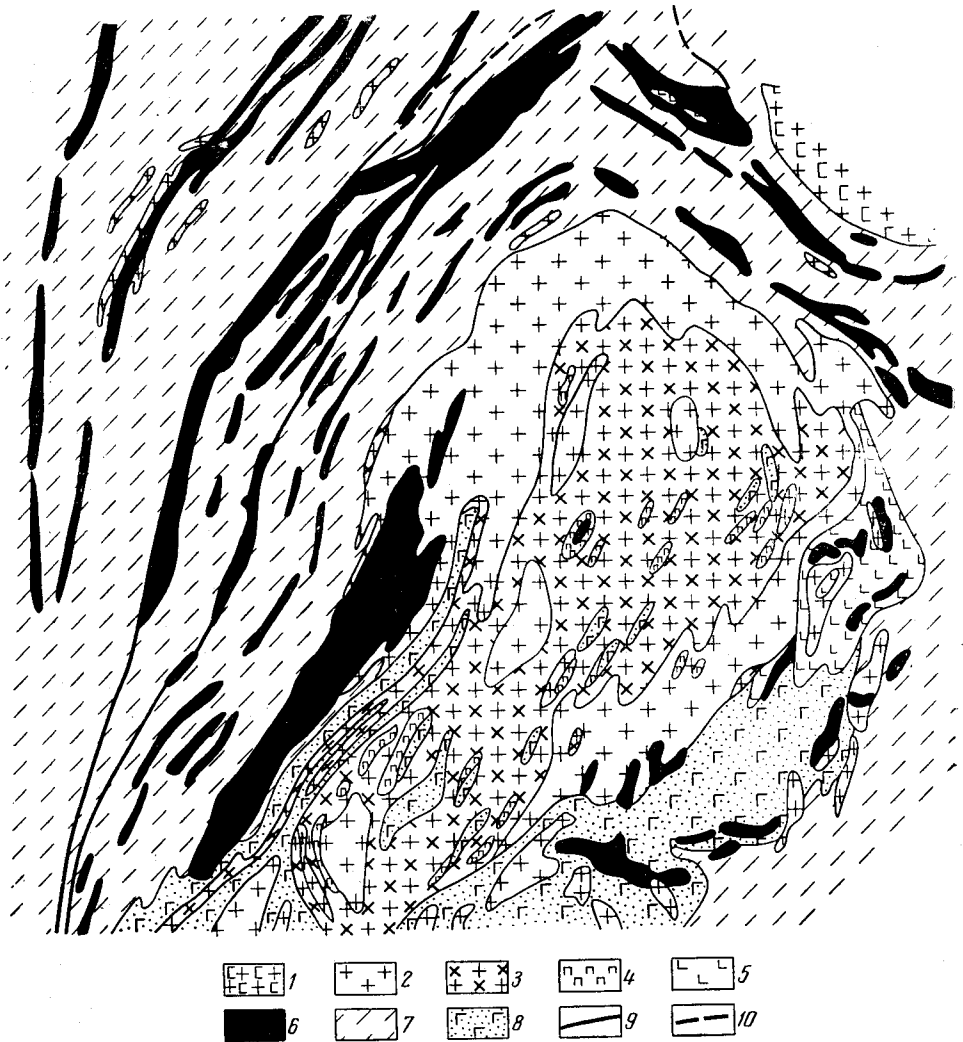


Рис. 35. Северная часть Сысертского антиклинория

1 — гранитоиды нерасчлененные; 2 — граниты, 3 — гранодиориты и адамеллиты; 4 — антофиллитовые породы; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — осадочно-вулканогенные нижнесилурийские породы; 8 — амфиболиты с подчиненными им слюдяными и другими кристаллическими сланцами; 9 — тектонические контакты установленные; 10 — то же. предполагаемые

скому составу серпентинитов. Анализ этого материала показал, что соотношения магния, железа и кремния в ходе серпентинизации большей частью не меняются (Штейнберг, 1960а). Последнее объясняется тем, что избыток магния при серпентинизации дунитов или бедных ортопироксеном гарцбургитов идет на образование брусита. Поэтому данные химических анализов позволяют, как правило, определять первичные соотношения ортопироксена и оливина и их железистость. Только в отдельных частных случаях, а именно — при серпентинизации вдоль тектонических трещин в условиях наиболее интенсивной

циркуляции растворов, брусит выщелачивается и соотношения магния, железа и кремния меняются¹.

Степень серпентинизации, как показали буровые скважины на Баженовском месторождении, с глубиной в пределах 1000—1200 м не меняется.

Серпентинизация, как и в других регионах, протекает в несколько стадий. Массовая ранняя серпентинизация не связана с близостью гранитных интрузий, влиянием регионального метаморфизма и носит автометаморфический характер. Она проявляется в образовании преимущественно хризотиловых серпентинитов, большей частью бедных магнетитом или почти не содержащих его и потому слабо или совсем не магнитных. Образующиеся при серпентинизации окислы железа остаются в силикатной форме. При последующей перекристаллизации, связанной с воздействием гранитоидных интрузий, различных даек, региональным метаморфизмом, образуются яснокристаллические тонко- или мелкозернистые антигоритовые серпентиниты, содержащие обычно заметную примесь магнетита и поэтому сильно, хотя и неравномерно магнитные. Главная часть железа при этом остается в силикатной форме. В маломощных телах перекристаллизация захватывает обычно их целиком, в крупных — нередко ограничивается приконтактовыми зонами (Массивы Крака, Красноуральский, Алапаевский и др.). Вдоль даек наблюдаются узкие, измеряемые долями метра или единицами метров зоны перекристаллизованных серпентинитов (Красноуральский массив). Массивы антигоритовых серпентинитов, залегающие среди зеленочаменных эффузивов, в целом заметно, хотя и неравномерно магнитные, в приконтактовых зонах почти не содержат магнетита при том же общем содержании железа и почти не магнитны, так же как и вмещающие их эффузивы. В связи с этим непостоянством содержания магнетита в серпентинитах и объясняются колебания магнитных свойств пород, в том числе магнитной восприимчивости, давно подмеченные геофизиками, что может быть использовано для выделения отдельных типов серпентинитов².

Первичная неоднородность состава перидотитовых массивов прежде всего проявляется в выделении дунитовых и гарцбургитовых участков, большей частью имеющих между собой постепенные переходы. В целом среди перидотитовых формаций дуниты и гарцбургиты резко преобладают, составляя в сумме, по-видимому, не менее 80—90% общего объема интрузивных пород. Более точные подсчеты затруднительны. В свою очередь, гарцбургиты преобладают над дунитами, на долю которых приходится не более 10—20% общего объема ультрабазитов. Незначительным развитием пользуются лерцолиты, в том числе характерная и распространенная их разновидность — плагиоклазовые (анортитовые) лерцолиты, приуроченные обычно к верхним частям массивов (Крака, Нурал). Ортопироксениты и вебстериты большей частью носят характер метасоматических образований, обычно жилобразных. Они наиболее распространены в Баженовском массиве ульт-

¹ В последнее время получены новые данные (Золоев, 1965; Золоев, Судилковский, 1967), свидетельствующие о значительности масштабов количественного изменения вещества перидотитов при их серпентинизации. В результате последней соотношения главных компонентов в продуктах метаморфизма резко меняются. (Прим. ред.)

² Процесс серпентинизации гипербазитов при детальном рассмотрении представляется более сложным. Выделяется лизардитизация первой и второй генераций, различающиеся морфологически, характерные для различных стадий (фаз) метаморфизма гипербазитов. Кроме того, выделяются хризотилизация, антигоритизация, хризотил-асбестизация и офитизация. Ряд исследователей считает, что антигоритизация проявляется также в две стадии метаморфизма. (Прим. ред.)

рабазитов. Появление значительных масс клинопироксенитов большей частью связано с близостью более молодых интрузий габбро или приурочено к контактовым зонам. В Нуралинском массиве (Г. Б. Рудник), в Кемпирсайском массиве (И. А. Малахов) в приконтактных зонах наблюдаются образования полосчатых (параллельных контакту) дунит-пироксенитовых комплексов, возникших, по-видимому, в результате метасоматического развития клинопироксена в дуните по сети поверхностей, параллельных контакту.

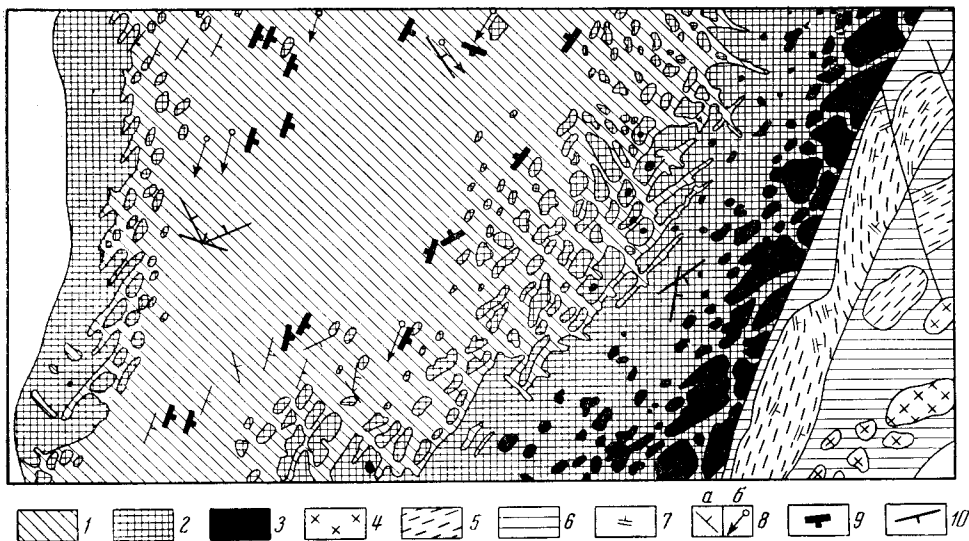


Рис. 36. Внутреннее строение Нуралинского перидотитового массива
(По Г. Б. Руднику, 1965)

1 — плагиоклазовые лерцолиты; 2 — гарцбургиты; 3 — дуниты; 4 — роговообманковые габбро, габбро-амфиболиты; 5 — тонкополосчатое чередование дунитов и пироксенитов; 6 — серпентиниты хризотилловые и хризотил-ангитовитовые; 7 — элементы залегания полосчатого дунит-пироксенитового комплекса; 8а — плоскостная ориентировка сегрегаций плагиоклаза, 8б — линейная ориентировка тех же сегрегаций; 9 — плоскостная ориентировка сегрегаций энстатита; 10 — плоскостная ориентировка сегрегаций других пород.

Основные черты внутреннего строения перидотитовых массивов определяются пространственными взаимоотношениями дунитовых и гарцбургитовых фаций. С этой точки зрения выделяются первично расслоенные массивы, в которых нижние горизонты сложены дунитами, а верхняя, преобладающая по объему часть, гарцбургитами. К такому типу относятся Кемпирсайский, Нуралинский массивы, массив Крака. Как известно, это стандартный тип строения ультрабазитовых массивов, широко распространенный во всем мире.

В самых верхних горизонтах таких массивов появляются лерцолиты и плагиоклазовые лерцолиты (рис. 36). По наблюдениям Г. Б. Рудника, клинопироксен и плагиоклаз (анортит) развиваются в таких лерцолитах явно метасоматически, вдоль пересечения трещин отдельности, обуславливая появление линейной ориентировки. Плагиоклаз образует при этом веретенообразные обособления диаметром в несколько миллиметров, в ядрах которых располагается наиболее молодой по времени образования хромшпинелид.

Наряду с этим известны дунит-гарцбургитовые массивы псевдостратифицированного строения с чередованием слоев тех и других пород (Ключевской массив на Среднем Урале).

Дуниты иногда образуют жилоподобные участки в гарцбургитах, реже ортопироксен развивается по сети трещин в дуните, преобразуя

его в гарцбургит. На Полярном Урале Г. М. Виноградской описано метасоматическое развитие оливина в гарцбургитах по сети трещин отдельности, секущей под острым углом плоскостную ориентировку табличек ортопироксена. Это обуславливает вторичную полосчатость, выражающуюся в чередовании гарцбургитовых и дунитовых участков.

А. Н. Заварицкий описал метасоматическое развитие дунита в гарцбургитах массива Рай-Из на Полярном Урале в виде жил, секущих дунит-гарцбургитовую полосчатость. Центральные части этих жил сложены обособлениями хромита, по отношению к которым дунит представляет околорудную метасоматическую оторочку.

Таким образом, несомненно существование дунитов, образующихся в результате оливинизации гарцбургитов, так же как и ортопироксенов, в результате привноса кремнезема. Налицо метаморфическая дифференциация кремнезема и оснований, масштаб которой в целом, по видимому, незначителен по сравнению с магматической дифференциацией, обуславливающей гравитационное расслоение интрузий. Соотношение и роль этих двух типов дифференциации выяснены далеко не полностью.

Постоянным компонентом перидотитовых массивов является хромит, распределенный весьма неравномерно. С одной стороны, он образует мелкую вкрапленность октаэдрических или неправильных зерен, более или менее равномерно распределенную в породах, с другой — обособления различной формы, большей частью эпигенетические по отношению к вмещающим породам. Преобладают тела, согласные с псевдостратификацией и поверхностями контактов массивов, залегающие всегда среди дунитовых фаций. Редко встречаются секущие жиллоподобные тела, иногда залегающие и в перидотитах.

Состав акцессорного хромита зависит, как показали детальные исследования Н. В. Павлова, от состава вмещающих пород. В дунитах хромит беден глиноземом (10—12% Al_2O_3), в перидотитах богат им (20—30% Al_2O_3); соответственно в перидотитах хромшпинелиды содержат меньше хрома.

Характерен метаморфизм хромитов, выражающийся в замещении их с периферии магнетитом, описанный многими исследователями (С. А. Кашин и др.). Подобный метаморфизм, по видимому, протекает до процесса массовой серпентинизации и не связан с ней, как это долгое время считалось. При автومتаморфической серпентинизации, напротив, магнетит почти не образуется. Более того, по данным А. Н. Тимофеева, в несерпентинизированных дунитах горы Соловьевой хромит сильно магнитен, а в серпентинизированных — нет. Этот вопрос требует дальнейшего изучения.

Хромит в рудных концентрациях всегда значительно богаче окисным железом, чем акцессорный.

Содержание акцессорного хромита в дунитах и перидотитах, судя по большому числу химических анализов, примерно одинаково как в тех, так и в других.

Характерной чертой внутреннего строения многих серпентинитовых (аноперидотитовых) массивов является наличие ксенолитов первично-осадочных пород — углисто-серицито-кремнистых сланцев, известняков. Ксенолиты карбонатных пород нередко преобразованы в характерные бурые стильномелан-альбитовые роговики, сохранившие первичное тонкослоистое сложение, фиксируемое тонкораспыленным углистым веществом (Невьянск, Карабаш). Образование этих роговиков, близких по облику к адинолам, по видимому, связано с растворами, выделившимися из самих ультрабазитов до серпентинизации, так как серпентиниты, окружающие ксенолиты, нередко совершенно не изменены.

Средний химический состав ультрабазитов ряда дунит — гарцбургит — ортопироксенит (в расчете на безводную часть), в %

Компоненты	Платиноносный пояс		Перидотитовые пояса Урала											
	Дуниты		Дуниты		Гарцбургиты						Энстатиты и бронзититы			
	Содержание оливина, %													
	100—95	95—90	100—95	95—90	90—80	80—70	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—0	
SiO ₂	$\frac{39,60}{66}$	$\frac{39,69}{23}$	$\frac{39,87}{56}$	$\frac{40,52}{43}$	$\frac{42,46}{78}$	$\frac{43,57}{96}$	$\frac{44,50}{90}$	$\frac{45,65}{55}$	$\frac{47,53}{14}$	$\frac{48,03}{5}$	$\frac{50,82}{6}$	$\frac{52,52}{2}$	$\frac{53,0}{9}$	
TiO ₂	$\frac{0,03}{22}$	$\frac{0,05}{6}$	$\frac{0,09}{41}$	$\frac{0,02}{24}$	$\frac{0,04}{52}$	$\frac{0,05}{72}$	$\frac{0,05}{75}$	$\frac{0,04}{42}$	$\frac{0,05}{11}$	$\frac{0,04}{4}$	$\frac{0,08}{4}$	$\frac{0,07}{2}$	$\frac{0,08}{8}$	
Al ₂ O ₃	$\frac{0,68}{63}$	$\frac{0,58}{25}$	$\frac{0,97}{56}$	$\frac{0,97}{43}$	$\frac{1,12}{81}$	$\frac{1,58}{97}$	$\frac{1,96}{89}$	$\frac{1,99}{79}$	$\frac{3,03}{13}$	$\frac{4,17}{5}$	$\frac{2,20}{5}$	$\frac{2,84}{2}$	$\frac{2,75}{4}$	
Cr ₂ O ₃	$\frac{0,54}{60}$	$\frac{0,61}{23}$	$\frac{0,44}{44}$	$\frac{0,52}{38}$	$\frac{0,34}{71}$	$\frac{0,41}{85}$	$\frac{0,42}{80}$	$\frac{0,37}{44}$	$\frac{0,30}{13}$	$\frac{0,24}{3}$	$\frac{0,36}{4}$	$\frac{0,27}{2}$	$\frac{0,27}{4}$	
Fe ₂ O ₃	$\frac{4,57}{65}$	$\frac{5,00}{22}$	$\frac{4,85}{52}$	$\frac{4,26}{40}$	$\frac{5,42}{75}$	$\frac{5,63}{90}$	$\frac{5,22}{89}$	$\frac{5,53}{53}$	$\frac{4,96}{11}$	$\frac{4,78}{4}$	$\frac{5,24}{4}$	$\frac{4,64}{2}$	$\frac{4,11}{9}$	
FeO	$\frac{5,10}{63}$	$\frac{6,64}{23}$	$\frac{4,81}{52}$	$\frac{4,74}{40}$	$\frac{3,56}{73}$	$\frac{3,10}{90}$	$\frac{3,18}{89}$	$\frac{3,35}{53}$	$\frac{2,52}{12}$	$\frac{2,73}{4}$	$\frac{2,81}{4}$	$\frac{3,63}{2}$	$\frac{5,18}{9}$	
MnO	$\frac{0,20}{32}$	$\frac{0,16}{12}$	$\frac{0,16}{46}$	$\frac{0,18}{33}$	$\frac{0,13}{58}$	$\frac{0,11}{75}$	$\frac{0,11}{73}$	$\frac{0,11}{37}$	$\frac{0,10}{5}$	$\frac{0,10}{3}$	$\frac{0,08}{3}$	$\frac{0,06}{1}$	$\frac{0,08}{7}$	
FeO'	$\frac{9,41}{63}$	$\frac{11,30}{23}$	$\frac{9,73}{52}$	$\frac{8,75}{40}$	$\frac{8,56}{73}$	$\frac{8,28}{90}$	$\frac{8,00}{89}$	$\frac{8,17}{48}$	$\frac{7,08}{11}$	$\frac{7,13}{4}$	$\frac{7,61}{4}$	$\frac{7,81}{2}$	$\frac{8,96}{9}$	
NiO	$\frac{0,14}{21}$	$\frac{0,18}{5}$	$\frac{0,32}{29}$	$\frac{0,30}{25}$	$\frac{0,30}{62}$	$\frac{0,27}{58}$	$\frac{0,28}{59}$	$\frac{0,25}{45}$	$\frac{0,18}{16}$	$\frac{0,25}{4}$	$\frac{0,25}{4}$	$\frac{0,18}{1}$	$\frac{0,095}{2}$	

Компоненты	Платиноносный пояс		Перидотитовые пояса Урала										
	Дуниты		Дуниты		Гарбургиты						Энстатиты и бронзиты		
	Содержание оливина, %												
	100—95	95—90	100—95	95—90	90—80	80—70	70—60	60—50	50—40	40—30	30—20	20—10	10—0
CaO	$\frac{0,012}{12}$	$\frac{0,014}{2}$	$\frac{0,016}{16}$	$\frac{0,012}{11}$	$\frac{0,013}{32}$	$\frac{0,012}{39}$	$\frac{0,014}{35}$	$\frac{0,011}{36}$	$\frac{0,010}{15}$	$\frac{0,018}{3}$	$\frac{0,010}{2}$	$\frac{0,008}{2}$	$\frac{0,008}{3}$
MgO	$\frac{48,71}{66}$	$\frac{47,70}{22}$	$\frac{47,56}{56}$	$\frac{47,76}{43}$	$\frac{45,00}{78}$	$\frac{43,85}{96}$	$\frac{42,68}{90}$	$\frac{40,47}{55}$	$\frac{37,90}{14}$	$\frac{36,08}{5}$	$\frac{33,92}{5}$	$\frac{35,02}{1}$	$\frac{29,60}{9}$
CaO	$\frac{0,24}{41}$	$\frac{0,46}{18}$	$\frac{0,17}{40}$	$\frac{0,24}{35}$	$\frac{0,36}{64}$	$\frac{0,57}{78}$	$\frac{0,47}{73}$	$\frac{0,38}{44}$	$\frac{0,77}{9}$	$\frac{0,72}{4}$	$\frac{1,70}{4}$	$\frac{0,52}{2}$	$\frac{1,91}{8}$
Na ₂ O	$\frac{0,30}{3}$	—	$\frac{0,14}{12}$	$\frac{0,07}{12}$	$\frac{0,18}{23}$	$\frac{0,19}{37}$	$\frac{0,18}{31}$	$\frac{0,30}{20}$	$\frac{0,33}{9}$	$\frac{0,63}{2}$	—	$\frac{0,49}{2}$	$\frac{0,23}{8}$
K ₂ O + Na ₂ O	$\frac{0,19}{16}$	$\frac{0,15}{3}$	$\frac{0,15}{20}$	$\frac{0,21}{12}$	$\frac{0,12}{24}$	$\frac{0,20}{35}$	$\frac{0,25}{35}$	$\frac{0,12}{17}$	$\frac{0,09}{7}$	$\frac{0,17}{4}$	—	—	$\frac{0,20}{1}$
K ₂ O	$\frac{0,05}{3}$	$\frac{0,12}{2}$	$\frac{0,06}{15}$	$\frac{0,04}{13}$	$\frac{0,04}{17}$	$\frac{0,03}{27}$	$\frac{0,05}{27}$	$\frac{0,09}{19}$	—	$\frac{0,42}{2}$	$\frac{0,40}{3}$	$\frac{0,11}{2}$	$\frac{0,06}{7}$
Потери при прокаливании	$\frac{9,75}{66}$	$\frac{9,63}{23}$	$\frac{10,38}{56}$	$\frac{10,69}{42}$	$\frac{10,20}{78}$	$\frac{10,66}{94}$	$\frac{11,52}{90}$	$\frac{11,46}{53}$	$\frac{11,95}{14}$	$\frac{11,83}{5}$	$\frac{8,05}{5}$	$\frac{10,93}{1}$	$\frac{5,50}{8}$
<i>f</i>	0,090	0,112	0,099	0,092	0,093	0,095	0,095	0,067	0,093	0,099	0,113	0,112	0,126

Числитель—среднее содержание, знаменатель—число анализов.

$$\text{FeO} = \text{FeO} + 0,9 \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{MnO}, f = \frac{\text{Fe}'' + \text{Fe}''' + \text{Mn}}{\text{Fe}'' + \text{Fe}''' + \text{Mn} + \text{Mg} + \text{Ni}} \quad (\text{в атомном выражении})$$

Средний химический состав ультраосновных пород ряда дунигарцбургит (по И. А. Малахову) приведен в табл. 30.

МЕТАМОРФИЗМ

Помимо серпентинизации, в интрузивных массивах перидотитовых формаций наблюдаются разнообразные более сложные процессы метаморфизма различных температурных ступеней.

К ним относятся уже рассмотренные, несомненно высокотемпературные процессы метасоматического развития оливина, ортопироксена, клинопироксена, анортита, хромита, приводящие к образованию минеральных ассоциаций, неотличаемых от магматических. При этих процессах образуются только безводные силикаты, вода и углекислота в состав продуктов метаморфизма не входят. Есть основания рассматривать эти процессы большей частью как автометаморфические, ибо они не обнаруживают связи с более молодыми интрузиями или наложенными зонами регионального метаморфизма того или иного типа.

Несомненно аллометаморфический характер носят процессы карбонатного метаморфизма, связанные с воздействием более молодых гранитных интрузий, вне сферы влияния которых эти процессы отсутствуют. Наиболее распространено образование талько-карбонатных пород, сохраняющих примерное соотношение магния, железа и кремния первичных пород.

Аллометаморфизмом обусловлено образование также кварцево-карбонатных, карбонатных, лиственитов, антофиллитовых, энстатит-форстеритовых, энстатит-карбонатных (сагвандитов) пород. Талько-карбонатные, карбонатные породы, листвениты приурочены главным образом к тектонически ослабленным зонам. Талькиты образуются в основном в результате взаимодействия растворов с богатыми кремнеземом вмещающими породами (кремнистыми сланцами и др.). При более высоких температурах их эквивалентами являются энстатитовые породы.

Надо отметить также зоны щелочного (натрового) метасоматоза, к которым приурочены месторождения щелочного амфибол-асбеста. Реже встречаются антофиллит-карбонатные, энстатит-карбонатные, совсем редко — оливино-бронзитовые и оливино-энстатитовые породы.

Особое положение занимают широко распространенные на Урале продукты метаморфизма основных и ультраосновных жильных пород, залегающие среди перидотитов и серпентинитов и состоящие в основном из гроссуляра, диопсида, везувиана, хлорита, кальцита и др. в различных пропорциях. Наиболее распространены хлорито-гранатовые, диопсидо-гранатовые, гранато-везувиановые породы, обычно имеющие мелко- и тонкозернистую структуру и облик роговиков.

Образование этих пород, по мнению большинства исследователей, не связано с воздействием более поздних кислых интрузий и обусловлено привнесением кальция, освобождающегося при серпентинизации перидотитов, содержащих хотя бы ничтожную примесь клинопироксена.

ЖИЛЬНАЯ СВИТА

Жильные породы, залегающие среди перидотитовых интрузий Урала, разнородны по составу и происхождению. Среди них можно выделить широко распространенную группу ультраосновных жильных пород, реакционно-метасоматический генезис которых был отмечен еще А. Н. Заварицким (1932). К таким породам относятся дуниты (магне-

зиальный метасоматоз), бронзититы (привнос кремнезема), вебстериты, диопсидиты и оливиновые диопсидиты вплоть до верлитов (привнос кальция, кремния и в небольшом количестве алюминия), роговообманковые и плагиоклаз-роговообманковые породы (горнблендиты, плагиоклазовые горнблендиты или исситы), образующиеся в результате реакции между перидотитами или дунитами и габбровым расплавом или его летучими производными.

Образование жильных дунитов и перидотитов, по-видимому, происходило в заключительный этап формирования перидотитовых массивов и не связано с влиянием более молодых интрузий.

Затем выделяется обширная группа основных и других жильных пород явно магматического происхождения, связанных генетически с более молодыми, чем перидотиты, габбровыми и диоритовыми интрузиями и представленными габбро, микрогаббро, габбро-порфиритами, диоритами, микродиоритами, диорит-порфиритами. В результате метаморфизма этих жильных пород возникают широко распространенные пироксено-гранато-везувиановые породы и продукты их гидротермального изменения — хлорито-гранато-везувиановые породы.

Выделяется также не менее обширная группа жильных пород, тесно связанных генетически и пространственно с более поздними гранитными интрузиями. Среди этих пород можно встретить иногда жильные породы нормального гранитного состава — жильные граниты, пегматиты, аплиты, гранит-порфиры. Однако большей частью в результате сложных процессов взаимодействия (магматического и послемагматического этапов) жильных гранитных пород с вмещающими перидотитами или апоперидотитовыми серпентинитами образуются разнообразные по составу породы и комплексы пород.

Особенно характерны среди них обогащенные натрием, в различной степени дислоцированные жильные породы, являющиеся результатом поглощения калия и кремнезема вмещающими гипербазитами в магматическую и послемагматическую стадии. К таким породам относятся плагиограниты, плагиогранит-порфиры, кварцевые и бескварцевые кератофиры (Миасский район, Алапаевский, Аккаргинский и другие массивы), лестивариты (Верхний Уфалей), а местами нефелинсодержащие породы (Березовское дайковое поле, по М. Б. Бородаевской), плагиоклазовые пегматиты и плагиоклазиты (Изумрудные копи, Средний Урал). Аналогичное происхождение имеют корундовые плагиоклазиты, сопровождающиеся реакционными биотитовыми оторочками (Кыштымский район).

ГАББРОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Интрузивные породы габбровых формаций на Урале образуют значительное количество интрузивных комплексов различной сложности — моноформационных и полиформационных.

Среди первых наиболее распространены комплексы, включающие наряду с габбро и подчиненных им незначительных объемов пироксенитов более кислые дифференциаты базальтовой магмы — габбро-плагиогранитные, габбро-гранитные, габбро-сиенитовые, габбро-диорит-кварцево-диоритовые (часто с более молодыми плагиогранитами или плагиогранит-порфирами в виде даек или малых интрузивных тел). Таким образом, среди интрузивных комплексов мы встречаем те же прерывные и непрерывные серии — натровые и калинатровые, что и среди эффузивных комплексов, представляющих на Урале, также дифференциаты базальтовой магмы.

Среди полиформационных комплексов с участием интрузивных пород габбровых формаций наибольшее значение имеют габбро-пироксенит-дунитовые и габбро-гарцбургитовые (перидотитовые), в состав которых входят, с одной стороны, дифференциаты базальтовой магмы, с другой — производные перидотитового слоя. Первый тип комплексов в основном сосредоточен в Платиноносном поясе основных и ультраосновных интрузий Урала; вне пояса на описываемой территории известны сейчас два комплекса такого типа — Уктусский, около г. Свердловска, и Куйсакский (Сахаровский) к востоку от г. Магнитогорска. Первый известен давно, второй выявлен в последние годы при поисково-разведочных работах. Второй тип комплексов широко распространен к востоку от Платиноносного пояса.

Довольно отчетливо обособляются, кроме того, габбро-диабазовые комплексы, слагающие пояса, протягивающиеся через весь Урал на западном склоне, а также в северной части Тагильского мегасинклинория. Характерной особенностью их является малая мощность интрузивных тел (силлы, дайки), не превышающая 1—2 км при длине, измеряемой десятками километров. По многим признакам это типичные интрузивные фации трапповых формаций со свойственными им пикритовыми дифференциатами, микропегматитовыми разностями, гранофировыми гранитами в качестве наиболее молодых фаз.

Габбро-диабазовые комплексы

ЗАПАДНЫЙ СКЛОН УРАЛА

Центрально-Уральское поднятие является областью наибольшего развития габбро-диабазовых интрузий, которые распространены на всем его протяжении и концентрируются в осевых частях мегантиклинорий Башкирского, Уралтауского и Кваркушко-Каменогорского. Габбро-диабазы сосредоточены здесь в основном в определенных районах, объединяющихся в зоны меридионального или близкого к нему простирания, согласного с простиранием осей крупных складчатых структур. Такими районами являются южная и северная части Башкирского мегантиклинория, а также Кваркушко-Каменогорский антиклинорий. Ширина главной зоны развития габбро-диабазов большей частью не превышает 15—20 км. В южной части Башкирского мегантиклинория она доходит до 30—35 км. Общая длина достигает 1300 км.

В Урал-Тау (на Южном Урале) восточнее указанной зоны расположен несколько обособленный пояс, в котором габбро-диабазы большей частью превращены в метаморфические породы — эклогиты, а также амфиболиты (в сфере влияния Уфалейского гранито-гнейсового комплекса).

На Северном Урале зона развития габбро-диабазовых даек прослеживается на протяжении около 300 км среди эффузивов ордовика несколько западнее Платиноносного пояса основных интрузий и Салатимского перидотитового пояса.

Таким образом, на западном склоне Урала выделяется сравнительно узкая зона развития габбро-диабазов, которая может быть названа Главной по отношению ко всему Уралу. Она сопровождается местами параллельной ей Восточной зоной. Возраст габбро-диабазов колеблется в широких пределах — от позднего протерозоя до раннего карбона. Преобладают, по-видимому, древние доордовикские габбро-диабазы, отделение которых от более молодых возможно далеко не всегда ввиду отсутствия ясно выраженных петрографических различий. Единственный объективный критерий, которым чаще всего приходится пользо-

ваться при определении геологического возраста, это пересечение габбро-диабазами датированных толщ (нижний предел) и отсутствие интрузивных тел на продолжении какой-либо структуры в определенных толщах (верхний предел). Изредка как косвенный признак удастся использовать различную степень изменения, не всегда, как известно, связанную с различиями возраста. Верхний предел возраста определяется часто с большим трудом, так как гальки габбро-диабазов, если они и встречаются, редко удается идентифицировать с коренными породами. В последние годы дополнительный материал дают определения абсолютного возраста. Попытки возрастного расчленения габбро-диабазов, основанные на использовании указанных выше признаков, предпринимали ряд исследователей (А. И. Иванов, М. И. Гарань, Н. П. Старков, Ю. Д. Смирнов), но пока это не дало определенного результата.

Несмотря на трудности систематического возрастного расчленения габбро-диабазов западного склона, отдельные наиболее важные и крупные возрастные группы все же намечаются. Так, на Южном Урале несомненно существование позднепротерозойских габбро-диабазов с абсолютным возрастом свыше миллиарда лет, сопоставляемых с аналогичными по возрасту габбро-диабазами восточной части Русской платформы (районы Поволжья, Предуралья).

К югу от Башкирского мегантиклинория зона габбро-диабазов перекрывается отложениями Зилаирского синклинория, охватывающими интервал ордовик — верхний девон, чем определяется доордовикский возраст формации. Аналогичные соотношения наблюдаются кое-где на Северном и Полярном Урале. Вовлечение габбро-диабазов в метаморфизм, связанный с раннепалеозойскими гранитами (Полярный Урал), также подтверждает их древний возраст.

Столь же несомненно существование на Среднем и Северном Урале раннепалеозойских габбро-диабазов — доордовикских и досреднеордовикских. Более молодые габбро-диабазы — девонские, последевонские и послекаменноугольные — известны, но редки. Они большей частью имеют долеритовый облик.

Глубинный разлом, питавший Главную зону, очевидно, периодически обновлялся, чем и объясняется развитие габбро-диабазов различного возраста.

Существенной систематической разницы в составе между габбро-диабазами различного возраста, как уже было сказано, пока не подмечено. Наблюдающиеся отличия носят фациальный характер и имеют место внутри одной и той же возрастной группы.

В целом габбро-диабазы представляют типичную толеитовую серию; большей частью они небогаты титаном (содержание двуокиси чаще всего 1—2%); повышенное содержание свойственно местным фациям, обогащенным рудными минералами и валовым железом.

Наиболее распространенные габбро-диабазы имеют состав нормального лабрадоритового габбро. Чаще всего плагиоклаз в них содержит от 50 до 55—60% анортита, с колебаниями в обе стороны в пределах 45—60% и с крайними пределами 35—65%. Более основные плагиоклазы типа битовнита или близкие к нему появляются в оливинных габбро-диабазовых породах, пользующихся незначительным распространением. Наиболее меланократовые фации габбро-диабазовых формаций представлены пикритами, отмеченными в ряде пунктов западного склона (Бакал, Бердяш, Северный Урал), и пироксенитами (Копанский массив, Южный Урал).

В нормальных по составу габбро-диабазовых породах темноцветный минерал представлен в основном моноклинным пироксеном типа авгита, наряду

с которым встречаются титан-авгит, пижонит-авгит, ромбический пироксен (гиперстен). В небольших количествах широко распространена первичная бурая, часто с красноватым оттенком, по-видимому титанистая, роговая обманка, а в виде примеси — красноватый биотит, образующий каймы около титаномагнетита.

Рудные минералы представлены титаномагнетитом, содержащим в среднем 13—15% двуокиси титана, и первичным ильменитом. Общее количество рудных минералов, а также количественные соотношения ильменита и титаномагнетита колеблется в широких пределах. Оба рудных минерала встречаются в виде ксеноморфных выделений, идноморфных зерен и скелетных кристаллов (в афанитовых разностях).

Преобладает офитовая структура и ее разновидности. Очень редко встречаются разности с габбровой структурой, неотличимые от обычных габбро. Нередка трахитоидная текстура, выражающаяся в плоскостной ориентировке табличек плагиоклаза.

Среди габбро-диабазов различного возраста широко распространены фазии, обогащенные кремнеземом и щелочами, содержащими кварц и калиевый полевоый шпат (ортоклаз) чаще всего в микропегматитовых сростаниях.

Вторичные изменения в основном носят зеленокаменный характер и обычно проявляются очень неравномерно. Свежие неметаморфизованные разности можно встретить среди как наиболее молодых, так и самых древних — позднепротерозойских диабазов. Как и в габбро, более свежими являются оливковые разности. Габбро-диабазы долеритового облика появляются начиная с карбона. Под влиянием более молодых гранитных интрузий габбро-диабазы превращаются в амфиболиты.

Главные габбро-диабазовые формации западного склона — позднедокембрийская и раннепалеозойская, возрастные границы которых устанавливаются весьма приближенно и довольно условно, — по-видимому, связаны с аналогичными по возрасту трапповыми формациями Русской платформы. К позднедокембрийской формации с несомненностью относится Кусинско-Копанский интрузивный комплекс, к раннепалеозойской — по-видимому, титаноносные габбро-диабазы Юбрышки (Северный Урал) и Среднего Урала (гора Дублинский Камень).

Ниже приводится сравнительно подробная характеристика позднедокембрийской габбро-диабазовой формации Южного Урала на примере Кусинско-Копанской интрузии.

По представлениям М. И. Гараня (1960, 1963) и И. Д. Соболева (1961), образование этой формации связано с тектоническими движениями юрматинского этапа позднедокембрийско-кембрийского тектономагматического цикла. В последнее время Ю. Д. Смирновым (Смирнов, Кукушкин, 1960) высказано мнение о силуро-девонском возрасте формаций, основанное на сходстве металлогении этих пород с образованиями Платиноносного пояса основных интрузий с учетом возраста вмещающих формацию пород машакской свиты. Однако это мнение нельзя признать обоснованным; оно противоречит геологическим данным и определениям абсолютного возраста пород, подтвердившим позднедокембрийский возраст пород габбро-диабазовой формации.

Важнейшим интрузивным комплексом, входящим в состав формации, является Кусинско-Копанская интрузия габбро-диабазов (офитовых габбро) общей длиной около 70 км, площадью горизонтального сечения около 50 км² и максимальной истинной мощностью 1,65 км. Интрузия длительное время рассматривалась как крупное дайкоподобное тело, приуроченное к региональному тектоническому нарушению

(данные И. И. Малышева и др., Гарань, 1937, 1938, 1946, 1957). Однако В. С. Мясников еще в 1936 г. привел убедительные данные в пользу согласной с вмещающими толщами формы залегания интрузии. Геологические съемки последних лет подтверждают этот вывод. Самым убедительным доказательством является параллельность западного контакта в плане и поперечном вертикальном разрезе отдельным горизонтам вмещающих осадочных толщ (рис. 37). Местами габбро-диабазы инъецируют в лежащем боку слоистые толщи вдоль слоистости; ксенолиты, превращенные в различные роговики пироксен-плаггиоклазовые, кварцево-кордиеритовые — в магнезиальные силикатные мраморы сгумитом, клиногумитом, монтичеллитом и другими характерными контактовыми минералами — продуктами метаморфизма доломитов (Штейн-

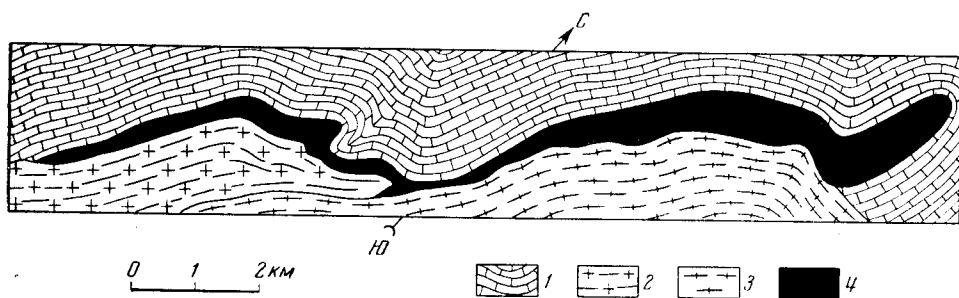


Рис. 37. План Кусинско-Чернореченского массива габбро-амфиболитов (По Д. С. Штейнбергу, Л. И. Кравцовой и А. С. Варлакову, 1959)

1 — гнейсо-граниты Губенского массива; 2 — разгнейсованные граниты рябиновского типа; 3 — амфиболиты, габбро-амфиболиты, габбро; 4 — доломитовые мраморы саткинской свиты

берг, Кравцова, Варлаков, 1959), сохраняют ориентировку залегания слоистых толщ.

Интрузия состоит из четырех линзовидно-пластообразных тел, отделенных небольшими промежутками (1—2 км), простирающихся в юго-западном направлении и падающих на юго-восток под углами 40—45°. Это будут (с юга на север) Маткальский, Копанский, Медведевский и Кусинско-Чернореченский массивы. Наиболее протяженный Копанский массив (28 км). Максимальная истинная (нормальная) мощность указанных массивов соответственно 1,0; 1,6; 0,9 и 0,6 км.

В лежащем боку Маткальского массива залегают песчано-глинистые отложения бакальской свиты верхнего протерозоя, претерпевшие региональный метаморфизм филлитовой ступени, захвативший и габбро-диабазы. В лежащем боку массивов, расположенных, по-видимому, несколько кулисообразно по отношению к Маткальскому, залегают доломиты с прослоями кварцевых песчаников саткинской свиты. Между Маткальским и Копанским массивами расположено поле кварцитов зигальгинской свиты, залегающих на саткинской и бакальской свитах с заметным стратиграфическим несогласием. Возрастные взаимоотношения кварцитов зигальгинской свиты и габбро-диабазов не вполне ясны. Есть указания, что габбро-диабазы оказывают метаморфизирующее воздействие на кварциты. В то же время М. И. Гарань считает габбро-диабазы дозигальгинскими.

В висячем боку интрузии на всем ее протяжении, за исключением северной части, залегает мощная толща слюдяных сланцев, кварцитов и кварцевых порфиров машакской (кувашкой) свиты верхнего протерозоя, отделенная от габбро-диабазов интрузией микропегматитовых гранитов; толще подчинен горизонт основных эффузивов, превращенных в зеленые сланцы и амфиболиты. В северной части интрузии ми-

кропегматитовые граниты и толща парасланцев замещены гнейсо-гранитами Губенского массива.

Внутреннее строение интрузии характеризуется четко выраженной первичной ориентировкой, параллельной контактам, — псевдостратификацией (чередование слоев различного первичного состава) и плоскостной ориентировкой табличек плагиоклаза. Интрузия в основном сложена габбро-диабазами нормального состава (плагиоклаз № 50—55, моноклинный пироксен, часто гиперстен, бурая титанистая роговая обманка, редко оливин), которые в висячем боку в центральной части

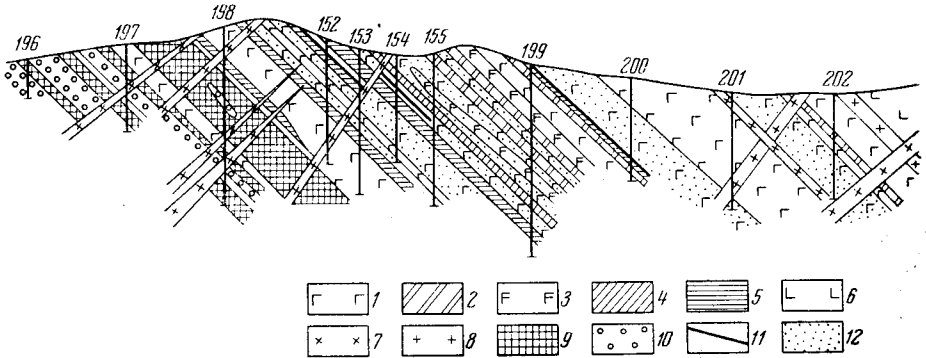


Рис. 38. Поперечный разрез через Копанский массив габбро по разведочной линии 33 (По Л. И. Кравцовой)

1 — габбро мезократовое; 2 — габбро лейкократовое; 3 — габбро меланократовое; 4 — габбро оливиновое; 5 — габбро-пегматиты; 6 — габбро-роговообманковое; 7 — диабазы; 8 — граниты; 9 — пироксен-плагиоклазовые и кварцево-кордиеритовые роговики; 10 — кварциты; 11 — сплошные титаномagnetитовые руды; 12 — вкрапленность титаномagnetита свыше 5% (весовых)

интрузии (Копанский массив) сменяются амфиболовыми разностями. Характерно повышенное содержание титаномagnetита и ильменита; этим обусловлено значительно повышенное против средних типов содержание железа и титана.

Среди габбро-диабазовой интрузии известны небольшие ксенолиты карбонатных пород, замещенные скарнами иногда с рудопроявлениями magnetита, содержащими около 4% двуокиси титана. В северной части интрузии в зоне влияния более молодых гнейсо-гранитов с такими ксенолитами связаны небольшие месторождения скарновых минералов, получившие мировую известность (Ахматовская, Николо-Максимилиановская и другие копи).

Кое-где в висячем боку появляются разности типа диоритов и кварцевых диоритов. Переходы от пироксеновых габбро-диабазов к амфиболовым и к диоритам, наблюдаемые в Копанском массиве, постепенные, несомненно обусловленные дифференциацией в магматическую стадию на месте формирования интрузии. В центральной части интрузии, иногда несколько ближе к лежащему боку залегают правильные пластообразные тела титаномagnetитов, согласные с первичной псевдостратификацией и параллельные контактам интрузии с вмещающими породами (рис. 38). В лежащем боку рудных тел согласно с ними во многих местах залегают габбро-пегматиты, связанные с рудами постепенными переходами. Таким образом, строение рудной зоны в вертикальном разрезе асимметричное.

Таковыми же переходами связаны руды с вышележащими габбро-диабазами. Особенности внутреннего строения интрузии трудно объяснить иначе, как хорошо известной по литературным данным гравитационной дифференциацией первичной базальтовой магмы. Характер

дифференциации также обычен для толентовых диабазовых интрузий — это обогащение железисто-магнезиальных силикатов железом в ходе кристаллизации, увеличение относительной железистости в интрузивном теле по вертикали снизу вверх (рис. 39).

Сходство с платформенными интрузиями усиливается наличием висячем боку типичных микропегматитовых гранитов калинатрового ряда, более молодых, чем габбро-диабазы, прорывающих их и обра-

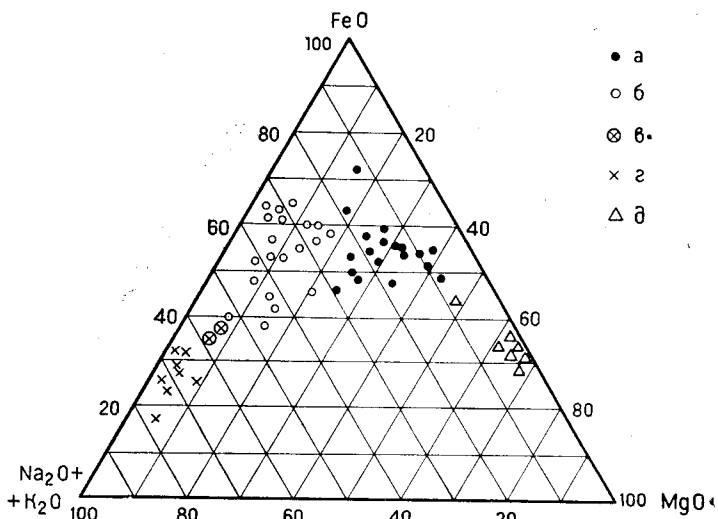


Рис. 39. Диаграмма химического состава пород Копанского габбрового массива
(По Л. И. Кравцовой)

a — нормальные габбро; б — габбро-диорит; в — кварцевые диориты; г — граниты; д — пироксен-плаггиоклазовые роговоки

зующих местами дайки. Эти граниты были выделены в свое время М. И. Гаранем под названием рябиновских.

Рябиновские граниты прослеживаются на всем протяжении интрузии в ее висячем боку в виде пластообразного тела мощностью до 1 км. В северной части они подверглись под влиянием гнейсо-гранитов метаморфизму — микроклинизации, перекристаллизации с преобразованием в биотитовые гнейсы. Южнее, за пределами влияния гнейсо-гранитов, рябиновские граниты претерпели обычный зеленокаменный метаморфизм, характеризующийся развитием ферристыльпноелана, местами же, вдоль тектонических зон, подверглись рассланцовке, серицитизации.

Известные в районе интрузии эффузивные кварцевые порфиры, относимые к машакской свите верхнего протерозоя, пользующиеся также широким распространением, тождественны по химическому составу гранитам (Г. М. Виноградская). По нашему мнению, кварцевые порфиры, так же как граниты и как основные эффузивы машакской свиты, являются комагматами габбро-диабазовой интрузии. Таким образом, намечается существование позднепротерозойского магматического комплекса калинатрового ряда, включающего как интрузивные, так и эффузивные разности базальтового и липаритового состава.

Условия залегания и внутреннее строение интрузии дают основание предполагать первично-горизонтальное ее залегание в виде силла с интрузией микропегматитовых гранитов в висячем боку. Если бы гравитационная дифференциация протекала в наклонном теле, то псевдостратификация и зональность состава не были бы согласны с контактами.

Инtruзия и залегающие в ней руды прорываются многочисленными дайками диабазов; жильные диабазы прорываются гранитами всякого бока, замещаются вблизи них микропегматитом и претерпевают различного рода метаморфизм. Определения абсолютного возраста по флюопиту из габбро-пегматитов дали величину около 1 млрд. лет (В. С. Мясников).

В северной части инtruзия вместе с залегающими в ней рудами и вмещающими породами претерпела интенсивную складчатость и пластическую деформацию с возникновением пологих до горизонтальных линейных текстур течения и метаморфизм амфиболитовой ступени, связанные с внедрением нормальных по составу синкинематических микроклиновых гнейсо-гранитов Губенского массива. Метаморфизм вызвал перекристаллизацию руд и превращение их из титаномagnetитовых (ильменомagnetитовых) в ильменито-magnetитовые.

ВОСТОЧНЫЙ СКЛОН УРАЛА

На восточном склоне нет столь выдержанных зон развития габбро-диабазов, как на западном склоне. Наиболее четко выделяется на карте Серовско-Ивдельский пояс габбро-диабазов, залегающих преимущественно в виде мощных, близких к меридиональным даек, прослеживающихся среди девонских отложений на протяжении свыше 300 км при ширине до 15 км.

Пояс располагается в пределах Тагильского мегасинклинория, несколько западнее восточной его окраины. На крайнем севере габбро-диабазы, входящие в состав пояса, прорывают турнейские отложения. Местами в габбро-диабазовых массивах наблюдаются далеко зашедшие явления дифференциации с развитием щелочных фаций.

С габбро-диабазовыми массивами пояса, расположенными вдоль восточной окраины мегасинклинория, связаны контактово-метасоматические железорудные месторождения 1-го Северного рудника (см. ниже описание Серовско-Невьянского пояса инtruзий).

За недостатком данных неясно, все ли габбро-диабазы, входящие в состав пояса, имеют послетурнейский возраст или в него входят разновозрастные габбро-диабазы.

К югу от широты 59°30' внутри Тагильского синклинория встречаются многочисленные инtruзивные тела габбро-диабазов, не приуроченные к какой-либо очерченной зоне. К ним относятся многочисленные, в том числе весьма крупные, дайки диабазов, секущие сиениты Тагило-Кушвинской инtruзии, тела габбро-диабазов к востоку от Качканарского габбрового массива (гора Актай) и другие.

Очевидно, в пределах Тагильского синклинория (средний девон — ранний карбон) происходили многочисленные внедрения габбро-диабазов и диабазов, прорывавших как вулканогенно-осадочные, так и инtruзивные породы.

А. П. Лебедевым описаны кислые и щелочные дифференциаты габбро-диабазов с р. Большой Сосьвы (Северный Урал). Габбро-диабазы там прорывают кремнистые песчаники и туфогеновые сланцы нижнего карбона. Дифференцированные диабазы вскрываются реками Маньей и Лопсией. В составе инtruзивных тел обнаружены диабазы, связанные переходами с диабаз-монцититами, лейкократовые диабазы с обособлениями диабазовых пегматитов и тешенитов, диабазы эссекситового характера, содержащие калиевый полевой шпат. Во многих разностях диабазов присутствуют кварц, ортоклаз, микропегматит.

Габбровая формация ордовика — раннего девона

К формации относятся интрузивные комплексы, в большинстве подчиненные Тагильскому мегасинклинию, связанные с эффузивными сериями генетическим родством. Наибольшее значение имеет Платиноносный пояс основных и кислых интрузий, расположенный в западной части синклиория вблизи его границы с древними метаморфизованными толщами Центрально-Уральского поднятия.

Значительные объемы интрузивных дифференциатов основной магмы (габбро, диоритов, кварцевых диоритов, плагиогранитов), относящихся к формации, входят в сложный по составу и истории формирования Серовско-Невьянский пояс, расположенный вдоль восточной окраины мегасинклиория, включающий интрузии различного возраста, формационной принадлежности и состава: перидотиты, по-видимому, силурийские и послезиветские, габбро и плагиограниты раннего силура, калинатровые гранитоиды среднего — позднего девона. Таким образом, пояс включает в себя несколько формаций и в том числе ордовикско-раннедевонскую габбровую. Пояс описывается в главе габбровая формация среднего — позднего девона. Затем выделяются сравнительно мелкие интрузии габброидного происхождения, располагающиеся внутри Тагильского мегасинклиория, в основном позднесилурийско-раннедевонские, относящиеся также к рассматриваемой формации. Частично они подчинены региональным меридиональным дизъюнктивам довольно глубокого заложения, частично — складчатым структурам.

Очень близок по составу к рассмотренным Нязепетровский габброидный комплекс, относящийся к той же формации, но расположенный на западном склоне и подчиненный вулканогенному комплексу верхнего ордовика — нижнего силура.

Наконец, к этой формации относятся мелкие тела кварцевых диоритов и плагиогранитов среди силурийских эффузивов Алапаевско-Брединской зоны в районе г. Челябинска.

Платиноносный пояс

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Платиноносным поясом принято называть цепь массивов основных, ультраосновных, а также связанных с ними кислых пород, протягивающуюся на Среднем, Северном и Приполярном Урале внутри Тагильского мегасинклиория вдоль его западной окраины вблизи меридиана 60° . Некоторые массивы имеют в плане более или менее изометричную, другие вытянутую по меридиану (линейную) форму. Ширина их большей частью составляет 10—15 км, в отдельных случаях до 25—30 км, длина меридионально вытянутых массивов достигает 100 км, общая ширина пояса большей частью составляет 20—25 км. В составе пояса преобладают разнообразные габброидные породы, в меньшем количестве содержатся клинопироксениты, дуниты, верлиты, подчиненное положение занимают также породы среднего и кислого состава.

Дуниты пояса являются источниками богатейших россыпей платины открытых в 1824 г. Источником россыпей служили в основном два центра — Тагильский (гора Соловьева) и Исовской (массивы Вересовского и Светлого Бора к западу от г. Качканара), расположенные среди метаморфизованных вулканогенных толщ ордовика вдоль западной окраины пояса. Среди пироксенитов залегают крупнейшее на Урале Качканарское и другие менее значительные месторождения вкрапленных

титаномагнетитовых руд; среди габбро — Волковская группа месторождений вкрапленных медно-железо-ванадиевых руд. С массивами гранитоидов, сиенитов и сиенито-диоритов, расположенными вдоль восточной окраины пояса, связаны контактово-метасоматические железорудные (наиболее крупные из них Высокогорское и Гороблагодатское в Тагило-Кушвинском районе) и незначительные меднорудные (Меднорудянское около г. Нижнего Тагила) месторождения.

Пояс представляет единственное на Урале, да, пожалуй, и в СССР, сосредоточение основных интрузий в рамках одной региональной структуры внутри геосинклинальной зоны.

Безусловно единый в структурном отношении пояс прослеживается от 56° до $64^{\circ}40'$ с. ш. на протяжении свыше 950 км. Дальнейшее продолжение его на север проблематично. Общая площадь основных и подчиненных им средних пород пояса составляет около 6000 км^2 , что близко к 40% по отношению к площади всех основных интрузивных пород Урала (включая габбро-диабазы). Площадь, занятая в поясе ультраосновными породами, не превышает 400 км^2 , в том числе дунитами — 100 км^2 . На долю гранитоидов — производных основной магмы — приходится около 1300 км^2 , которые примерно поровну распределяются между плагиогранитами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами. На долю сиенитов и связанных с ними сиенито-диоритов приходится несколько меньше — 200 км^2 . Таким образом, основные породы составляют около 80% площади, занятой интрузиями пояса.

В описываемых границах (южнее 62° с. ш.) расположена наиболее важная в промышленном отношении и наиболее изученная часть пояса длиной около 650 км, в которой сосредоточены все связанные с ним месторождения платины, титаномагнетита, магнетита и меди.

Пояс давно привлекал внимание исследователей. В его изучении принимали участие крупнейшие ученые — А. П. Карпинский, посвятивший пироксеновым породам горы Качканар свою диссертационную работу, Ф. Ю. Левинсон-Лессинг, Е. С. Федоров, Л. Дюпарк, Н. К. Высоцкий, В. В. Никитин, А. Н. Заварицкий, А. Г. Бетехтин, Е. П. Молдавцев, Е. А. Кузнецов, Б. М. Романов, А. К. Болдырев, В. М. Сергиевский, Г. А. Падалка. В числе наиболее интересных исследований следует отметить работы О. А. Воробьевой и др. (Воробьева, 1946, 1961; Воробьева, Самойлова, Свешникова, 1962), С. А. Кашина (1948), Д. С. Штейнберга (1953, 1958, 1960), Н. В. Бутырина (1958), С. В. Москалевой (1960), Г. М. Виноградской (1954), А. А. Ефимова (1963) и др.

Пояс в пределах описываемой территории целиком охвачен геологическими, гравитационными и магнитометрическими съемками. Все это позволило в сочетании с тематическими исследованиями в последние годы значительно продвинуться вперед в познании геологической позиции, условий залегания, внутреннего строения, истории формирования и металлогении интрузий пояса. Однако, несмотря на длительную историю изучения и достигнутый в последнее время прогресс, далеко не все коренные вопросы геологии и петрологии пояса полностью ясны. Это объясняется сложностью и длительностью формирования интрузий пояса, в котором наряду с магматическими процессами важную роль играл разнообразный метаморфизм, сложностью состава и происхождения магматических пород.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ВОЗРАСТ

Интрузии пояса большей частью располагаются между амфиболитами и зелеными сланцами на западе и основными эффузивами на востоке, что послужило основанием для возникновения представлений об

их межформационном характере и залегании на границе складчатого основания, сложенного древними метаморфическими сланцами Центральной зоны Урала (свита «М») и палеозойскими осадочно-вулканогенными толщами Тагильского мегасинклиория. Эти представления господствовали в 30—40-х годах, а ряд исследователей (Воробьева и др., 1962) разделяет их и сейчас.

Однако более детальными исследованиями последних лет установлено, что массивы пояса залегают в едином ордовикско-нижнесилурийском комплексе осадочно-вулканогенных (главным образом, вулканогенных) толщ значительно восточнее границы доордовикских отложений Центрально-Уральского поднятия и не могут рассматриваться как межформационные интрузии. Гравиметрические данные также исключают представления об интрузиях пояса как о маломощных, пологопадающих межформационных залежах. Наконец, ряд массивов (Княсьпинский, Ивдельский, Кумбинский, Денежкин Камень) целиком лежит среди малоизмененных эффузивов или соприкасается с зелеными сланцами лишь на отдельных участках.

Долгое время амфиболиты и часть зеленых сланцев, примыкающие к основным массивам пояса, рассматривались как продукт метаморфизма габбро (Н. К. Высоцкий, А. Н. Заварицкий, Е. А. Кузнецов). В связи с этим на геологической карте Урала издания 1939 г., на которой амфиболиты были объединены с габбро, геологическая структура, форма и залегание массивов сильно искажены, особенно это относится к Качканарскому массиву, который на этой карте совершенно утратил характерную для него округлую форму, несомненно не случайную, совпадающую с его внутренним строением.

Однако уже Л. Дюпарк и Е. П. Молдаванцев четко отделили зеленые сланцы и амфиболиты от габбро, совершенно правильно рассматривая их как метаморфизованные преимущественно вулканогенные породы, вмещающие интрузии пояса. Е. П. Молдаванцев высказал также соображения об образовании амфиболитов до габбровых интрузий, которые оказали на них уже налаженное метаморфизирующее влияние. Он установил уменьшение степени метаморфизма к западу по мере удаления от основных интрузий от амфиболитовой до зеленосланцевой (филлитовой) ступени и одновременное увеличение интенсивности пластической деформации, которая проявляется в появлении и усилении плейчатости, мелких складок, усиления сланцеватости. Все это подтвердилось позднейшими исследованиями, проведенными в пределах Кытлынского (А. А. Ефимов) и Ревдинского массивов (В. Г. Варганов и др.). Есть основание полагать, что интрузии габброидов и ультрабазитов происходили после регионального метаморфизма, зона наивысшей ступени которого совпадает примерно с осью пояса. Во всяком случае несомненно, что амфиболиты и зеленые сланцы в основном произошли не за счет габбро, и их образование не является результатом контактового воздействия основных и ультраосновных интрузий, которое ограничивается узкими зонами роговиков.

Таким образом, массивы пояса расположены внутри Тагильского мегасинклиория вблизи его западной границы. С запада к поясу в виде узкой полосы шириной в 5—10 км, иногда всего в 1—2 км, примыкают вулканогенно-осадочные толщи, с известной степенью условности относимые к верхнему ордовику. Эти толщи превращены большей частью в зеленые сланцы или амфиболиты; западнее они постепенно сменяются метаморфизованными, преимущественно осадочными отложениями, также, по-видимому, ордовикского возраста.

С востока к поясу примыкают мощные преимущественно раннесилурийские (ландоверы — венлок) вулканогенные толщи, представленные

ные диабазами, спилитами, кварцевыми альбитофирами, серией порфиритов базальт-андезит-дацитового состава.

На отдельных участках (Тагило-Кушвинский район, Северо-Сосьвинский и Ляпинский Урал) к поясу примыкают верхнесилурийские толщи — базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, трахитовые и андезито-трахитовые порфиры. Более молодые толщи (средне-верхнедевонские, нижнекаменноугольные и подчиненные им эффузивы) залегают восточнее и с интрузиями пояса нигде не соприкасаются.

Тагильский мегасинклинорий, к западной части которого приурочен Платиноносный пояс, представляет собой западную структурно-фациальную зону внутренней (эвгеосинклиальной) части уральской палеозойской геосинклинали. Для этой структурно-фациальной зоны характерно длительное и интенсивное развитие офиолитового и собственно базальтоидного магматизма, охватывающего с несомненностью интервал времени от позднего ордовика до раннего карбона. Более древние проявления магматизма не обнаружены, хотя существование их вероятно.

Наиболее интенсивный магматизм имел место в зоне Тагильского мегасинклинория шириной до 50 км, непосредственно примыкающей к Платиноносному поясу с востока; он целиком представлен различными по составу дифференциатами основной магмы в эффузивных и интрузивных фациях. Зона характеризуется значительными положительными гравитационными аномалиями, что свидетельствует о большой мощности вулканогенных толщ, богатых основными эффузивами и их интрузивными комагматами.

Здесь, а также к западу от интрузий пояса на современном эрозионном срезе мы наблюдаем в основном продукты каледонского магматического цикла, охватившего период поздний ордовик — ранний девон.

Уже первые исследователи обратили внимание на тесную ассоциацию близких по составу интрузивов пояса и эффузивов Тагильского мегасинклинория — плагиогранитов и кварцевых альбитофиров, сиенитов и трахитовых порфиритов, габбро и основных эффузивов (диабазов, порфиритов). Это послужило основанием для выводов о комагматичности основных и связанных с ними кислых интрузий пояса и эффузивов Тагильского мегасинклинория. Представление о происхождении тех и других в результате дифференциации единой исходной базальтовой магмы давно стало общепринятым среди уральских геологов и сформулировано в работах А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, Б. М. Романова, В. М. Сергиевского и др. Более детальные исследования последних лет подтверждают сходство, даже в деталях, состава интрузивных и эффузивных серий, а не только отдельных пород, а тем самым подтверждают и указанные выше представления.

Ранние типично геосинклиальные стадии базальтоидного вулканизма в Тагильском мегасинклинории, представленные натровыми сериями, находят себе интрузивных комагматов — габбро, кварцевые диориты, плагиограниты в южной части платиноносного комплекса (в тагильском комплексе). Обломки плагиогранитов были обнаружены в нижнелудловских отложениях (Логинов, Ломейко, 1955), чем доказывалось допозднесилурийский, по-видимому, раннесилурийский возраст начала формирования основных пород Платиноносного пояса.

Позднелудловская — раннедевонская базальто-трахитовая эффузивная формация, представленная в Тагильском мегасинклинории бедными железом и титаном порфиритами и диабазами, трахибазальтами, андезито-трахитами и щелочными трахитами, а также эпилейцитовыми порфирами, находится в Платиноносном поясе интрузивных комагматов в ряду габбро-сиенит-нефелиновый сиенит.

Основные интрузивные породы в некоторых пунктах прорывают нижнелудловские отложения, а сиениты интродуцируют нижнедевонские образования. В эйфельских конгломератах находятся обломки эффузивов, метаморфизованных под влиянием сиенитовых интрузий, чем определяется верхний предел их возраста. Определения абсолютного возраста сиенитов дают около 360—380 млн. лет. Абсолютный возраст габбро, по единичным определениям, составляет 400—450 млн. лет, что соответствует по современной геохронологической шкале силуру.

Главная масса основных пород пояса по возрасту относится к интервалу поздний силур — ранний девон и примерно одновременно по образованию с эффузивами калинатровой серии.

СТРОЕНИЕ

Пояс представляет сложный комплекс различных по составу, возрасту и морфологии интрузивных массивов. В первом приближении в нем можно выделить: цепь массивов основных и подчиненных им ультраосновных пород, составляющих основу пояса; пояс мелких тел ультрабазитов — дунитов, пироксенитов, перидотитов, расположенных к западу от главных массивов, и, наконец, цепь массивов гранитоидов, сиенитоидов, расположенных к востоку от главных массивов и местами примыкающих к ним. Все указанные зоны составляют единое структурное целое, хотя и подчинены отдельным частным структурам; еще более частным структурам подчинены отдельные комплексы и массивы.

В состав пояса входят следующие главные интрузивные комплексы и массивы (с юга на север, рис. 40).

Ревдинский комплекс, линейный, общей длиной 95 км. Содержит в южной части вблизи западного контакта (с толщей амфиболитов по диабазам) небольшой Омутнинский массив дунитов. Сопровождается с запада пластообразными телами пироксенитов и перидотитов среди метаморфических сланцев.

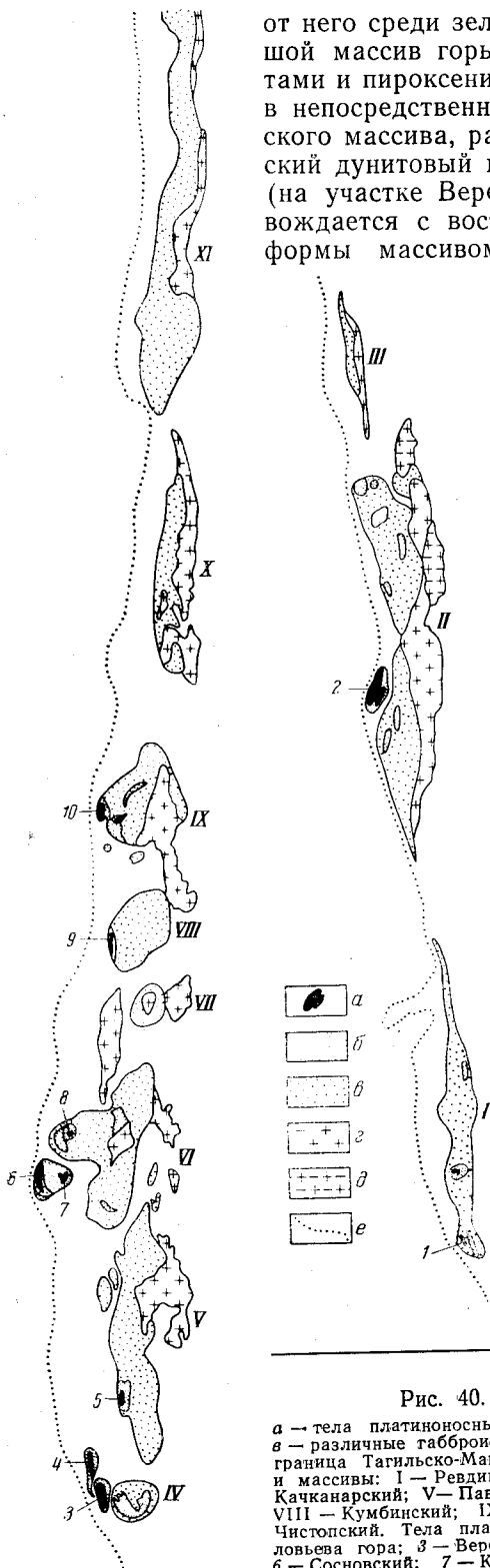
Тагильский комплекс, общей длиной почти 120 км. В большей своей части он линейный, лишь на севере на участке длиной около 10—15 км состоит из ряда концентрических структур, сложенных на западе ультрабазитами (Баранчинская группа массивов), а на востоке габброидами (Волковский диорит — габбровый массив). С запада комплекс сопровождается дунитовым массивом горы Соловьевой и мелкими телами пироксенитов, а с востока — плагиогранитоидным массивом на юге и Тагильским и Кушвинским сиенитовыми массивами на севере.

Арбатский массив, линейный, сравнительно небольшой, состоящий из габбро, кварцевых диоритов и плагиогранитов. Общая длина его около 50 км.

Качканарский массив, имеющий концентрическое внутреннее строение. Сложен пироксенитами, оливиновыми пироксенитами, подчиненными им верлитами и оливинитами и габброидами, преимущественно оливиновыми.

К западу от него расположены два дунитовых массива (Светлоборский и Вересовоборский), залегающие среди метаморфизованных вулканогенных толщ верхнего ордовика, а к востоку — небольшой Елкинский массив ортоклазовых габбро-диоритов и граносиенитов.

Павдинский массив сложен в основном габбро-норитами и оливиновыми габбро, в подчиненном количестве — роговообманковыми габбро. Форма залегания и внутренняя структура неясны. Возможно, состоит из ряда соприкасающихся концентрических структур. К западу



от него среди зеленых сланцев расположен небольшой массив горы Шора, сложенный габбро-норитами и пироксенитами с ядрами дунитов. Здесь же, в непосредственной близости от контакта Павдинского массива, расположен небольшой Каменушинский дунитовый массив с пироксенитовой каймой (на участке Вересовой и Соколиной гор). Сопровождается с востока изометричным неправильной формы массивом плагиогранитоидов (кварцевых диоритов, плагиогранитов, местами микроклинсодержащих).

Кытлымский комплекс состоит из пяти концентрических соприкасающихся между собой структур. Две западные сложены пироксенитами, тылаитами, дунитами. Три восточные структуры (Сухогорская, Серебрянская и Валенторская), расположенные примерно меридионально, сложены в основном габбро-норитами, оливковыми габброидами и продуктами их метаморфизма. Серебрянская структура в середине прорывается плагиогранитоидами с образованием интрузивных брекчий.

Княспинский габбровый массив имеет в плане округлую форму (9×11 км). Ядро — оливковое габбро, периферия — габбро-нориты с полосами пироксенита, концентрическими по отношению к ядру. Эксцентрично, ближе к северу, массив прорван плагиогранитами. На востоке габбро прорываются примыкающим к ним изометричным массивом кварцевых диоритов.

Кумбиский (Золотой Камень) массив имеет концентрическое строение. Сложен габброидами. В западной

Рис. 40. Схема Платиноносного пояса

a — тела платиноносных дунитов; *b* — верлиты и клинопироксениты; *c* — различные габброиды; *d* — гранитоиды; *e* — сиениты; *g* — западная граница Тагильско-Магнитогорского прогиба. Интрузивные комплексы и массивы: I — Ревдинский; II — Тагильский; III — Артяшский; IV — Качканарский; V — Павдинский; VI — Кытлымский; VII — Княспинский; VIII — Кумбиский; IX — Денежкин Камень; X — Ивдельский; XI — Чистопольский. Тела платиноносных дунитов: 1 — Омутнинский; 2 — Соловьева гора; 3 — Вересовый Бор; 4 — Светлый Бор; 5 — Каменушка; 6 — Сосновский; 7 — Косьвинское; 8 — Ивовское; 9 — Гладкая Сопка; 10 — Желтая Сопка

части вблизи контакта с вмещающими толщами содержит небольшое дунитовое тело Гладкой сопки. С северо-востока сопровождается сложным по составу Покровским массивом (диориты, роговообманковое габбро, кварцевые диориты, граносиениты).

Денежкин Камень — массив преимущественно концентрического строения сложен оливиновыми габброидами, габбро-норитами, пироксенитами, дунитами. Наиболее крупное тело дунитов (массив Желтой Сопки) расположено на западе, в контакте с вмещающими зелеными сланцами. На юго-востоке прорывается массивом гранитоидов (гранодиоритов, сиенито-диоритов, диоритов). Общая площадь около 400 км², в том числе: гранитоиды — 100 км², ультрабазиты (преимущественно пироксениты) — 80 км².

Ивдельский комплекс линейной формы, имеет длину 50 км. Ширина его в большей части около 6 км. В основном сложен роговообманковым габбро, вдоль восточного контакта — местами габбро-норитами. На западе прорывает метаморфизованные основные эффузивы ландовери. С востока сопровождается и прорывается гранитоидным массивом общей длиной 67 км, состоящим из двух разорванных частей. Южная сложена преимущественно гранодиоритами, северная часть состоит из кварцевых диоритов, частью сиенито-диоритов, плагиогранитов. Гранитоиды прорывают эффузивы венлока — диабазы, кварцевые альбитофиры.

Чистопский комплекс протягивается на север за пределы границ описываемой территории (62° с. ш.). Общая длина свыше 120 км, ширина до 15 км. В южной части массива расположен хребет Чистоп, севернее — возвышенности Хой-Эква, Яллинг-Ньер. На западе граничит с зелеными сланцами ордовика и амфиболитами, частью (на севере) — с филлитами и другими парасланцами. Сложен преимущественно нормальным габбро, содержащим участки оливинового габбро, в том числе меланократового (типа тылаита), габбро-норитов, роговообманкового габбро. На востоке сопровождается двумя массивами преимущественно калишпатовых гранитоидов.

Первые с юга интрузивные комплексы — Ревдинский, Тагильский, Арбатский — располагаются несколько кулисообразно. Каждый из них, имея примерно меридиональное простирание, отступает к западу от южнее расположенного примерно на 10—20 км. Кулисообразное залегание двух самых южных комплексов (Ревдинского и Тагильского) Е. А. Кузнецов объяснял существованием грандиозного северо-западного сдвига, разобщившего первоначально единый массив. Последующие детальные съемки подтвердили существование смещений в зоне, выделенной Е. А. Кузнецовым, но эти смещения имеют преимущественно сбросовой характер и небольшие амплитуды.

Качканарский и более северные массивы и интрузивные комплексы — Павдинский, Княсьпинский, Кумбинский, Денежкина Камня, Чистопский — располагаются точно на одной прямой линии почти меридионального простирания, общая длина которой превышает 400 км. Кытлымский интрузивный комплекс расположен целиком к западу от указанной линии, причем его крайняя западная точка — Сосновский дунитовый массив — находится на меридиане 59°, или в 30 км западнее указанной линии. Одновременно это и самая западная точка границы Тагильского мегасинклинария, которая образует здесь заметный выступ к западу, огибая Кытлымский комплекс.

Почти на всем своем протяжении Платиноносный пояс сопровождается с запада узкой зоной тонких инъекций ультрабазитов, отстоящей от пояса не больше чем на 5, редко 10 км, а местами примыкаю-

шей к нему непосредственно. Эта зона хорошо прослеживается на 160 км вдоль Ревдинского и Тагильского комплексов, где представлена в основном пироксенитами, оливиновыми пироксенитами, реже перидотитами (верлитами), залегающими среди амфиболитов, зеленых сланцев, кварцитов и слюдяных сланцев (филлитов). Севернее тонкие инъекции неизвестны, возможно, они еще не выявлены в связи с плохой обнаженностью.

На продолжении зоны, к западу от Качканарского массива, залегают дунитовые массивы Светлого и Вересовского Бора, расположенные целиком среди зеленых сланцев. Несколько севернее, к западу от Павдинского габбрового массива, расположен небольшой изометричный в плане габбро-ультрабазитовый массив горы Шоры. После значительного перерыва севернее р. Ваграны, в 2 км к западу от Гладкой сопки (Кумбинский массив габбро), появляется небольшой массив хребта Кривский Чурок, сложенный габбро, пироксенитами и серпентинитами, залегающими среди зеленых сланцев (размеры 1×4 км).

Еще севернее начинается зона ультрабазитов, сложенная пластообразными, согласными с вмещающими породами крутопадающими на восток (до вертикальных) телами серпентинитов, гарцбургитов, дунитов, прерываемых изредка и сопровождаемых мелкими телами габбро и габбро-диабазов. Мощность пластообразных тел ультрабазитов колеблется от нескольких десятков метров до 1—2 км, длина отдельных непрерывных тел достигает 40 км. Отдельные тела часто располагаются параллельно, будучи отделены тонкими прослоями вмещающих сланцев. Вмещающими породами являются обычно зеленые сланцы, иногда с прослоями типичных углистых парасланцев (углисто-серицитово-кварцевых и др.). Пироксениты располагаются большей частью на контакте серпентинитов (по перидотитам) с габбро. Характерно обилие жил хлорито-гранатовых пород, возникших на месте жильных габброидов и диабазов. Зона прослеживается почти непрерывно до Приполярного Урала, сохраняя свое геологическое положение и состав. По наиболее крупному и наиболее известному пластообразному массиву, слагающему хребт Салатим (в верховьях р. Вижая к юго-западу от хребта Чистоп), зона получила название Салатимского пояса. По химическому составу серпентиниты и ультрабазиты полностью аналогичны дунит-гарцбургитовым интрузиям восточного склона Урала. Единственное отличие пород Салатимского пояса от восточных дунит-гарцбургитовых формаций — это их платиноносность, впрочем, далеко не выясненная и во всяком случае весьма незначительная.

Таким образом, несмотря на одинаковую геологическую позицию, ультрабазиты собственно Салатимского пояса, начинающегося примерно от 60° с. ш., существенно отличаются от ультрабазитов южной части того же пояса, примыкающей с запада к Ревдинскому и Тагильскому массивам. Поэтому по имеющимся данным можно выделить две части Салатимского пояса, если под ним понимать узкую зону ультрабазитов, сопровождающую Платиноносный пояс с запада: северную дунит-гарцбургитовую, в основном неплатиноносную, и южную дунит-пироксенитовую — платиноносную. Первая по своему составу отвечает дунит-гарцбургитовым фациям, вторая — ультрабазитам Платиноносного пояса. Примерной границей между ними является кытлымский интрузивный комплекс.

Несмотря на указанные различия состава и принадлежность как будто бы к различным типам ассоциаций интрузивных горных пород, Салатимский пояс в целом должен рассматриваться как структурное дополнение к Платиноносному поясу основных интрузий. Таким образом, этот последний сопровождается с запада узким поясом ультраба-

зитов, с востока — поясом гранитоидов. В сумме получается сложный единый крупный пояс интрузий, производных, по-видимому, как перидотитового, так и базальтового слоев, общая ширина которого в большей части составляет 20—30 км, достигая местами 40 км (на участке кытлымского интрузивного комплекса) и снижаясь до 10—15 км и менее.

Если справедливы предположения об ордовикском или раннесилурийском возрасте ультрабазитов собственно Салатимского пояса (северной, дунит-гарцбургитовой его части), то эти ультрабазиты относятся к самым ранним проявлениям интрузивной деятельности в Платиноносном поясе, примерно одновременным с базальтами и спилитами позднего ордовика — раннего силура. Ультрабазиты южной платиноносной части Салатимского пояса, напротив, связаны, по-видимому, с главной позднесилурийской — раннедевонской фазой формирования комплекса. Они секут габброиды ранней фазы и являются посттектоническими.

Цепь гранитоидных и сиенитоидных массивов, расположенных к востоку от основных интрузий Платиноносного пояса и местами примыкающих к ним, была названа Б. М. Романовым в 1926 г. первым поясом плагιοгранитной формации Урала. Под таким условным, не совсем точным названием были объединены кислые дифференциаты Платиноносного пояса. В действительности, как было отмечено выше, плагιοграниты слагают не более 30% их общего объема. Остальная часть приходится на долю гранодиоритов, сиенитов, сиенито-диоритов, гранитов, кварцевых диоритов. Некоторая обособленность кислых дифференциатов в виде отдельных массивов в свое время являлась основанием для выводов о самостоятельности кислых интрузий, оторванных от габбровых интрузий и значительно более поздних. Однако пространственная близость, связь с коагматическими эффузивами, особенности металлогении, нередко наблюдаемые постепенные переходы не оставляют сомнений в генетической связи кислых интрузивов с габбро. Полоса кислых интрузивов прорывается на широте Нижнего Тагила сиенитовой интрузией, состоящей из двух обособленных сиенитовых массивов Тагильского (южного) и Кушвинского (северного), разделенных Волковским габбровым массивом. Общая длина сиенитовой интрузии, считая до северного окончания Кушвинского массива, около 45 км. Севернее продолжение сиенитовой интрузии фиксируется дайками сиенито-порфиров в районе д. Мостовой в 20 км к северу от Кушвы и Елкинским массивом габбро-сиенитов — в 45 км от Кушвы. Таким образом, общая длина меридиональной зоны проявления сиенитовой интрузии составляет около 90 км. К северу от Кушвы эта зона располагается в 20 км к востоку от полосы основных интрузий пояса, представленного здесь Арбатским габбро-плагιοгранитоидным массивом. Таким образом, налицо резкое обособление сиенитовой интрузии от плагιοгранитоидной как по простиранию, так и вкрест него.

ФОРМА ЗАЛЕГАНИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ

Среди габбровых, габбро-ультрабазитовых и ультрабазитовых массивов выделяются массивы изометричные, почти круглые или овальные в плане и линейные, вытянутые вдоль простирания пояса.

В первом типе по внутреннему строению выделяются две группы массивов. К одной из них относятся дунитовые массивы, окруженные пироксенитовыми каймами, расположенные либо среди вмещающих вулканогенных толщ к западу основных интрузий пояса, либо внутри последних вблизи западного контакта. К другой группе относятся

габброидные, ультрабазитовые или сложные по составу массивы, входящие в состав главных интрузий пояса, сложенные одной или несколькими концентрическими структурами. Максимальные размеры массивов первой группы 6×12 км, второй — 15×30 км.

Второй тип массивов — линейный характеризуется общим меридиональным простираем пород и элементов протектоники, параллельным простираем пояса. Массивы такого типа наблюдаются наиболее часто во всех зонах пояса.

Некоторые интрузивные комплексы пояса имеют комбинированное строение. Например, в Тагильском интрузивном комплексе габбровый массив в южной части имеет линейное простираем, а в северной слагается серией концентрических структур.

Округлые или овальные в плане массивы. Пироксенит-дунитовые массивы всегда вытянуты меридионально; ширина их, включая пироксенитовую кайму, колеблется от 1 (массив Гладкой Сопки) до 6 км (массив горы Соловьевой), длина от 3,5 (массив Гладкой Сопки) до 12 км (массив горы Соловьевой). Отношение длины к ширине варьирует от 2,1 (массив горы Соловьевой) до 5,5 (массив Вересовского Бора). Форма горизонтального сечения массивов всегда овальная с плавными контурами.

Наиболее крупный массив горы Соловьевой (Тагильский) залегает между апорфировыми альбито-эпидотовыми амфиболитами на западе, падающими на восток под углом 50° согласно с контактом массива, и полосчатым инъекционным комплексом на востоке, имеющим также восточное, но более крутое падение. Вмещающие толщи огибают массив с запада и востока, залегая согласно с контактом. Таким образом, массив имеет форму линзы, наклоненной круто на восток и с глубиной утоняющейся. Более точные сведения о пространственной форме дунитового массива отсутствуют. По последним данным гравиметрии, вертикальная мощность массива значительна, что исключает предположение о приуроченности его к ядру брахисинклинальной складки. Судя по взаимоотношениям с вмещающими толщами и горизонтальному сечению, остальные дунитовые массивы, по-видимому, имеют аналогичные формы.

Общая площадь массивов рассматриваемого типа составляет 140 км² (табл. 31), из которых на долю дунитов приходится 80 км²; общая площадь всех ультрабазитов пояса (южнее широты 62°) 330 км², в том числе дунитов 85 км². Таким образом, большая часть дунитов пояса сосредоточена в рассматриваемых обособленных пироксенит-дунитовых массивах. С ними же связана и почти вся платина, добытая из россыпей и коренных месторождений. Напротив, большинство тел пироксенитов (180 км² из 240 км²) расположено вне этих массивов. В свою очередь, основная масса дунитов (50 км² из 80) сосредоточена в трех массивах, залегающих вне основных интрузий пояса во вмещающих вулканогенных толщах — Тагильском (горы Соловьевой), Светлоборском и Вересовоборском. Последние два массива расположены на одном простираем и настолько близко, что могут рассматриваться как части единого целого.

Как уже было отмечено Дюпарком и Высоцким, все дунитовые массивы имеют стандартное концентрическое внутреннее строение. Ядро в них сложено дунитами, окруженными, как правило, каймой пироксенитов и оливиновых пироксенитов. Между дунитами и пироксенитами всегда располагается узкая переходная зона верлитов и богатых оливином пироксенитов. Изредка наряду с верлитами встречаются небольшие участки гарцбургитов (Кытлымский массив — Ефимов, 1963;

Таблица 31

**Площадь массивов ультраосновных горных пород
Платиноносного пояса (южнее широты 62°)**

Название массивов	Площадь, км ²		
	Дуниты	Пироксениты, верлиты, горнблендиты	Все ультра- основные гор- ные породы, вместе взятые

I. Округлые и овальные в плане массивы (массивы первой группы)

Дунитовые массивы, залегающие во вмещающих толщах к западу

от пояса

Горы Соловьевой	28	16	44
Светлого Бора	13	7	20
Вересового Бора	7	8	15
Итого	48	31	79

Дунитовые массивы, расположенные в западной части пояса,
в непосредственном контакте с вмещающими породами

Омутнинский	3	6	9
Каменушинский (Вересово-Соколиной горы) . .	7	13	20
Сосновского Увала (Сосновский)	11	9	20
Гладкой Сопки	1,5	0,5	2
Желтой сопки	8	1	9
Итого	30,5	29,5	60

Дунитовые тела в пироксенитах

Каменно-Косьвинское	3	22	25
Конжаковское (Иовское)	1	15	16
Вересовского Увала и др. (Массив Денежкина Камня)	2	13	15
Итого	6	50	56

Пироксенитовые массивы и тела

Качканарский	—	53	53
Баранчинская группа	—	25	25
Итого		78	78
Итого по массивам первой группы . .	84,5	198,5	283

II. Линейные массивы (массивы второй группы)

Тагильский	—	20	20
Ревдинский	—	35	35
Итого по массивам второй группы . .	—	55	55
Всего в целом по поясу	84,5	243,5	328

Денежкин Камень — Воробьева и др., 1962). По наблюдениям А. А. Ефимова, в узкой зоне дунитов на контакте с верлитами наблюдается увеличение содержания фаялитового компонента в оливине до 12—15% против 6—10% в нормальном дуните, коррозия и постепенное исчезновение хромита.

Еще Н. К. Высоцкий обратил внимание на плавность наружных контуров пироксенитовой каймы и ультрабазитовых массивов в целом и извилистость и неправильность границы между пироксенитами и дунитами. А. Н. Заварицкий подметил развитие пироксенитов по системе диагональных трещин внутри дунитов, из чего сделал вывод о более позднем и частью метасоматическом их образовании. Очень часто в дуните можно наблюдать мелкие жилки пироксенита с неправильными нечеткими контурами или цепочки зерен пироксена. Все эти структурные особенности допускают только одно толкование — пироксениты, верлиты, оливиновые пироксениты образовались в результате метасоматического преобразования дунитов. Этот вывод подтвержден и последними детальными исследованиями А. А. Ефимова.

В пироксенитах, окружающих дуниты, наблюдается неравномерно распределенная примесь сидеронитового, иногда октаэдрического титаномагнетита, нередко в ассоциации с железистым плеонастом. Местами пироксениты в результате развития роговой обманки переходят в горн-блендиты.

В наружной части пироксенитового кольца нередко появляется плагиоклаз, большей частью близкий к анортиту, в результате чего происходит переход к тылаитам (меланократовым габброидам), содержащим обычно примесь биотита. Форма нахождения плагиоклаза (тонкозернистые агрегаты, жилки, согласные инъекции по сети параллельных трещин пластовой отдельности) говорят в пользу его метасоматического развития. Таким образом, выделяются дунитовое ядро, пироксенитовая, габброидная зоны, связанные взаимными переходами. Есть основания, учитывая приведенные выше данные, полагать, что все зоны возникли на месте первичного дунита в результате метасоматического преобразования от периферии к центру. Зональность не зависит от того, залегает массив внутри габбровой интрузии или среди вулканогенных толщ, превращенных в зеленые сланцы или амфиболиты, т. е. она не связана с непосредственным воздействием габбровых интрузий, как это предполагал А. Н. Заварицкий.

Ширина пироксенитовой каймы варьирует, местами она отсутствует, и тогда меланократовые габброиды непосредственно примыкают к дунитам, будучи связаны переходами через полосчатые инъекционно-метасоматические зоны (дуниты Сосновского Увала в Косьвинском массиве Кытлымского комплекса, дуниты Желтой Сопки в массиве Денежкина Камня и Гладкой Сопки в Кумбинском массиве). Тылаитовая кайма большей частью располагается к востоку от массивов, т. е. висячем боку; на западе при отсутствии пироксенитов дуниты соприкасаются нередко непосредственно с зелеными сланцами, амфиболитами или рассланцованными диабазами (массив Вересовского Бора, Сосновского Увала, Гладкой Сопки, Желтой Сопки). Характерно, что в ряде массивов ширина пироксенитовой каймы на востоке значительно шире, чем на западе, где она местами даже отсутствует. Таким образом, зональность носит часто асимметричный характер, обусловленный, по-видимому, приуроченностью явлений метасоматоза в большей степени к висячему боку ультрабазитовых массивов. Обращает на себя внимание также большая мощность пироксенитов на южных окончаниях некоторых массивов — Тагильского, Гладкой Сопки, Желтой Сопки, приуроченность дунитовых ядер в пироксенитовых массивах к северной их

части (Кытлымский массив — комплекс). Поэтому есть основания предполагать южное склонение указанных массивов. С этим согласуется крутое южное склонение линейно вытянутых тел хромита в дунитовом массиве горы Соловьевой.

Габброидная кайма, так же как и пироксенитовая, местами прерывается. В таких случаях пироксенит непосредственно соприкасается с вмещающими породами. Это наблюдается во всех трех дунитовых массивах, залегающих среди вулканогенных толщ.

Массивы концентрического строения. Если общая площадь массивов первой группы составляет около 140 км^2 , то во второй группе она близка к 1000 км^2 , из которых 75% приходится на Кытлымский комплекс. Пироксениты и подчиненные им перидотиты, горнблендиты занимают около 130 км^2 от общей площади в 1000 км^2 , тылаиты и близкие к ним породы около 100 км^2 , дуниты — 6 км^2 . Остальное, примерно $\frac{2}{3}$ общего объема, составляют габброиды в основном магматического происхождения.

Простейшим элементом в рассматриваемой группе является концентрическая центриклинальная структура, обрисованная расположением внутренних структурных поверхностей — полосчатости, плоскостей ориентировки табличек плагиоклаза, пластообразной отдельности. Элементарные структуры сложены пироксенитами и подчиненными им другими ультрабазитами, метасоматическими и магматическими габброидами — оливиновыми и базальтовыми, габбро, габбро-норитами.

Нередко концентрические структуры, непосредственно примыкающие друг к другу, расположены группами, в результате чего внешний контур массива приобретает сложную форму, как например Кытлымский массив, в котором выделяется пять структур. В других случаях они значительно вытянуты по меридиану и массивы принимают форму, внешне напоминающую форму линейных интрузий (Павдинский массив). Поэтому иногда без знания внутренней структуры по общей конфигурации нельзя с уверенностью отнести массив к тому или иному типу.

Ширина отдельных структур колеблется преимущественно от 5 до 15 км, длина достигает 20—30 км. Наиболее крупными моноструктурами такого типа являются Качканарская (диаметр 13 км) и Кумбинская ($13 \times 25 \text{ км}$), полиструктурами — Кытлымский комплекс (5 моноструктур общей площадью 750 км^2), Баранчинская группа в северной части Тагильского массива (4 моноструктуры), массив Денежкина Камня (2 моноструктуры). В центральном участке пояса длиной около 280 км от Баранчи до Денежкина Камня включительно все массивы имеют изометричную форму и концентрическое внутреннее строение с крутым падением структурных поверхностей к центру.

Плоскостная ориентировка часто несогласна по отношению к структуре вмещающих толщ; вблизи контактов она нередко близка к вертикальной, в центре иногда выполаживается и фиксирует систему коаксиальных конических или близких к цилиндрическим поверхностей, нередко не замкнутых, местами асимметричных, с неодинаковым падением западных и восточных крыльев, варьирующим от вертикального или даже чуть опрокинутого до пологого ($20\text{—}30^\circ$).

Существовавшее долгое время представление об унаследованности складчатого строения вмещающих вулканогенно-осадочных толщ в морфологии и внутреннем строении основных массивов детальными исследованиями не подтверждается. Сейчас накопилось много данных, говорящих в пользу того, что внутренняя структура основных массивов рассматриваемого типа, внешне напоминающая иногда брахисинклинали, не связана со складчатостью. Она обусловлена механизмом фор-

мирования самих интрузий, вследствие чего несогласна по отношению как к структуре вмещающих толщ, так и к контактам.

Против складчатого происхождения этих структур говорит прежде всего отсутствие антиклинальных складок, которые дополняли бы синклинальные; в сложных массивах отдельные структуры соприкасаются непосредственно друг с другом. Во вмещающих толщах складчатые структуры такой морфологии и таких размеров неизвестны. Если в них и встречаются небольшие брахискладки, в частности брахисинклинали, то слагающие их слоистые толщи имеют обычно пологое или очень крутое падение. Для многих массивов установлено крутое до вертикального падение контактов к центру, загиб слоев вмещающих толщ вблизи контактов книзу, т. е. все признаки конической воронкообразной формы. Крутые падения контактов и внутренних структурных поверхностей исключают представление не только о факолитовой, но и о лополитоподобной форме интрузивных тел.

Преобладающие среди ультрабазитов пироксениты имеют сложную историю формирования и весьма неоднородный состав. Во-первых, среди них встречаются ядра оливиновых пород — типичных платиноносных дунитов с хромитом (Иювское тело среди пироксенитов Конжаковского массива, Каменно-Косьвинское тело среди пироксенитов Косьвинского массива, дуниты среди пироксенитов Денежкина Камня) и метаморфизованных дунитов, утративших хромит (Качканарский массив). В последнем случае оливиновые породы слагают небольшие изометричной формы тела, измеряемые долями метра, метрами, максимум первыми десятками метров.

При тесном переслаивании пироксенитов, дунитов, оливинитов, промежуточных по составу пород — верлитов образуются полосчатые ультрабазитовые комплексы, названные А. А. Ефимовым эпидунитовыми. Ранее такие полосчатые комплексы относились к продуктам магматической дифференциации.

Полосчатые ультрабазитовые комплексы в результате развития плагиоклаза постепенно переходят в составляющие с ультрабазитами одно геологическое целое также полосчатые тылаитовые комплексы, впервые описанные Дюпарком в Косьвинском и Конжаковском массивах, где они наиболее типичны.

Параллельно полосчатости в пироксенитах развивается метасоматический титаномагнетит, местами проникающий и по секущим трещинам. Несомненно существование оливина более поздней генерации, развивающегося метасоматически по пироксену, местами в ассоциации с титаномагнетитом. В целом, однако, роль его второстепенна по сравнению с оливином, сохранившимся при метасоматическом преобразовании первичных дунитов.

Габброидная часть массивов концентрического внутреннего строения также неоднородна по составу и структуре. Как указывал еще Н. К. Высоцкий для этих массивов, в состав габброидов входят, с одной стороны, разнообразные оливиновые габбро, содержащие прослой ультрабазитов, в том числе полосчатые и меланократовые, с другой — габбро-нориты, связанные переходами с нормальными габбро. Роговообманковые габбро, столь распространенные в линейных массивах, здесь не характерны и нередко полностью отсутствуют.

Многие исследователи, начиная с Н. К. Высоцкого, обращали внимание на отсутствие полосчатых текстур среди габбро-норитов и, напротив, их распространенность среди оливиновых габбро, особенно меланократовых (рис. 41). А. А. Ефимов связывает образование большей части оливиновых габбро в этих массивах с преобразованием ультра-

базитов, считая магматическими породами только габбро-нориты. Это мнение пока разделяется не всеми геологами.

Однородность габброидов помимо полосчатости нарушается присутствием ксенолитов пород кровли, в различной степени перекристаллизованных. Они имеют угловатую форму и отделены от окружающих габбро резкой границей. Минеральный состав ксенолитов обычно такой же, как и окружающих габбро: в габбро-норитах они содержат ги-



Рис. 41. Полосчатое оливиновое габбро; Денежкин Камень
(Фото А. А. Ефимова)

перстен, в оливиновых габбро — оливин, в роговообманковых — роговую обманку. Одинаков большей частью и состав плагиоклаза. По-видимому, это объясняется установлением равновесия между породами, слагающими ксенолиты, и окружающей магмой на стадии ее кристаллизации. Крупность зерна в ксенолитах нередко значительно повышается в периферической их части вблизи непосредственного контакта с габбро. В результате в центральных частях ксенолитов породы имеют облик контактово-термальных роговиков, а в периферической — мелкозернистых или даже среднезернистых габбро (Свешникова, 1959).

Е. А. Кузнецова, Е. В. Свешникова и другие исследователи рассматривают эти ксенолиты как обломки габбро ранней фазы интрузии, слагавшего периферическую эндоконтактовую часть массива и приобретшего поэтому мелкозернистую структуру в результате быстрого охлаждения. Однако, судя по нахождению аналогичных пород вне габбровых массивов в тесной связи с вмещающими вулканогенными толщами, скорее всего они являются результатом преобразования вмещающих толщ.

Разнообразные изменения габбро, обусловленные метаморфизмом, в какой-то степени контролируются плоскостными текстурами, обуславливающими концентрическое строение массивов, и тогда резко его усиливают, вызывая псевдостратификацию вторичного порядка (в частности, в размещении титаномagnetитового и сульфидного оруденения), либо приурочены к ослабленным направлениям другого ряда. Тогда возникают совершенно неправильные или жилородные, секущие по отношению к псевдостратификации, контуры измененных габброидов —

гигантозернистых (пегматоидных), мелкозернистых (гранулированных, ороговикованных), замещенных плагиоклазом (анортозитов), гнезд роговой обманки, пироксена, титаномагнетита. Наконец, при метаморфизме нередко возникает вторичная зональность состава, по-видимому, температурная (Серебрянская, Волковская структуры).

Линейные массивы. К этой группе можно отнести ряд крупных массивов пояса — Ревдинский, Тагильский, Арбатский, Ивдельский. С другой стороны, несомненно, к линейным по форме залегания следует отнести маломощные пластообразные тела ультрабазитов, залегающие среди метаморфизованных вулканогенных толщ к западу от пояса, по геологической позиции аналогичные Салатинскому поясу и представляющие сателлиты пояса. И крупные и малые интрузивные тела в основном являются согласными, хотя местами и секут вмещающие толщи. В значительной степени секущими и дайкоподобными являются ультрабазитовые тела пластообразной формы, залегающие внутри Ревдинского массива, так же как и западные сателлиты, вытянутые меридионально. Таким образом, среди линейных массивов выделяются те же две группы, что и среди овальных или округлых в плане — малых ультрабазитовых интрузивных тел и крупных — смешанных, сложенных преобладающими габброидами и подчиненными им ультрабазитами. Главные отличия: среди линейных массивов дуниты почти отсутствуют и встречаются в виде незначительных по объему реликтов среди перидотитов и пироксенитов; среди малых тел преобладают перидотиты, что давало повод рассматривать их как относящиеся к перидотитовым формациям, более молодым, чем габбро пояса, тем более, что среди перидотитов есть не только верлиты, которые преобладают, но и лерцолиты и даже гарцбургиты, хотя и в небольшом объеме. Ультрабазиты линейных массивов платиноносны в очень незначительной степени. С ними связаны небольшие платиновые россыпи среди кристаллических сланцев водораздельного хребта в верховьях р. Кедровой и ряд мелких россыпей на площади Тагильского массива по р. Облейской Каменке и речкам, впадающим в Черноисточинский пруд с востока. В общей добыче платины на Урале роль этих россыпей ничтожна и не поддается оценке, измеряясь килограммами.

Залегание западного контакта крупных массивов линейного типа — Ревдинского, Тагильского и других — сомнений не вызывает. Этот контакт безусловно интрузивный, он сопровождается инъекциями габбро и ультрабазитов во вмещающих толщах. В свою очередь, внутри габбро вблизи западного контакта прослеживаются тонкие полосы переработанных вмещающих пород, захваченных габбровой интрузией. Точно так же не вызывает сомнения и согласный характер контакта со слоистостью и сланцеватостью вмещающих толщ, совпадающих здесь друг с другом и падающих на восток под углами $45-60^\circ$.

Что касается восточного контакта, то достоверных данных об его залегании мало прежде всего потому, что на востоке габбро большей частью прорываются более молодыми гранитоидами и не соприкасаются с вмещающими толщами. Единственный участок, где габбро на значительном протяжении на востоке прорывают вулканогенные толщи, — это южная половина Ревдинского массива. Здесь, по данным Н. А. Спасского и А. А. Яроша, намечается секущая форма контакта и его крутое, почти вертикальное падение. С достоверностью это устанавливается для апофиз массива, образующих штокообразные тела к востоку от него с крутыми стенками среди полого залегающих основных лав ландшавери. Согласно с вмещающими вулканогенными толщами восточное падение установлено Н. А. Сириным для линейных габбровых массивов на Приполярном Урале, за пределами описывае-

мой территории. Гравиметрические данные подтверждают крутое восточное падение западного контакта линейных массивов, вернее поверхности, отделяющей толщу диабазов ордовика от нижележащих существенно осадочных толщ, ибо плотность диабазов и габбро очень близка и на гравитационное поле те и другие действуют одинаково.

Внутреннее строение и состав, а также история формирования линейных массивов очень сложны и во многих важных частях еще не выяснены, несмотря на длительную историю изучения. Среди габброидов преобладают первично роговообманковые габбро, содержащие иногда некоторую примесь клинопироксена. Наблюдаются постепенные переходы от габбро через кварцсодержащие разности к кварцевым диоритам (Тагильский массив). Оливиновое габбро, нормальное габбро и габбро-нориты пользуются подчиненным распространением и большей частью тяготеют к ультрабазитам, отделяя очень часто их от роговообманковых габбро. Габбро-нориты, оливиновое габбро выделяются своей свежестью, в габбро-норитах отсутствует полосчатость. Распределение различных пород подчинено линейным структурам, вытянутым субмеридионально вдоль простирания массивов. Внутри массивов в связи с этим выделяются полосы различного состава, сложенные ультрабазитами и различными видами габбро. Правильной зональности, однако, не наблюдается — одинаковые породы повторяются в широтном разрезе не один раз. В Тагильском массиве, например, намечаются две полосы ультрабазитов и тяготеющих к ним оливиновых, нормальных габбро и габбро-норитов шириной каждая (включая упомянутые виды габбро) до 4 км. Одна из этих полос располагается вблизи восточного контакта габбро (с гранитоидами). Некоторые полосы протягиваются на несколько десятков километров. На отдельных участках наблюдаются отклонения от полосчатого строения — ультрабазиты (пироксениты, подчиненные им верлиты, оливиновые породы и в том числе дуниты) образуют иногда внутри габбро изометричные тела, не подчиняющиеся линейным структурам (Западная половина Ревдинского массива к юго-востоку от пос. Мариинского в среднем течении р. Широкой). Тела ультрабазитов среди оливиновых и нормальных габбро принято в литературе рассматривать как шпиры. Что касается ультрабазитов, залегающих среди роговообманковых габбро, то в Ревдинском массиве устанавливается их более молодой по отношению к габбро возраст и дайкоподобная форма залегания.

Полосчатость в габброидах вблизи шпироподобных тел ультрабазитов в общем параллельна им и круто падает на восток, залегая иногда вертикально. Согласно с ней залегают полосчатость среди ультрабазитов, выражающаяся в расположении оливина, титаномагнетита.

ТИПЫ АССОЦИАЦИИ ПОРОД И ИХ ВЗАИМООТНОШЕНИЯ

В состав пояса входят, как уже отмечалось, разнообразные породы — от ультрабазитов до гранитоидов, сиенитов и нефелиновых сиенитов, взаимоотношения между которыми довольно сложны. Все эти породы до недавнего времени рассматривались как производные единой исходной основной магмы.

Расхождения во взглядах различных исследователей касались лишь возрастной последовательности пород, места и механизма дифференциации магмы (на глубине, на месте, кристаллизационная, ликвационная дифференциация, «фильтр прессинг» и т. д.), времени отщепления рудных расплавов.

Главное расхождение во взглядах касалось возрастных и генетических взаимоотношений ультрабазитов и базитов. Л. Дюпарк,

Н. К. Высоцкий, Е. А. Кузнецов считали, что ультрабазиты внедрились в уже затвердевшие базиты (габброиды), успевшие претерпеть пластическую деформацию и некоторый метаморфизм. Доказательства они видели в дайках ультрабазитов, в габброидах, обтекании полосчатыми габброидами и габбро-амфиболитами массивов ультрабазитов, меньшей деформированности ультрабазитов по сравнению с вмещающими их габброидами. А. Н. Заварицкий, напротив, доказывал, что дуниты являются результатом накопления кристаллов из базальтовой магмы и, будучи твердыми, реагировали с магматическим расплавом с образованием кайм и жил клинопироксенитов. Б. М. Романов видел доказательства более молодого возраста базитов по сравнению с ультрабазитами в интрузивных брекчиях с габбровым цементом и обломками ультрабазитов, в дайках габброидов в ультрабазитах. Представление о стандартной последовательности формирования ультрабазиты — базиты — ацидиты и существовании соответствующих трех разорванных во времени групп (ассоциаций) интрузивных пород-дифференциатов базальтовой магмы постепенно стало общепринятым и было положено в основу современных геологических построений.

Однако тщательный анализ всех имеющихся к настоящему времени фактических данных о взаимоотношениях пород, деталях вещественного, в том числе химического, состава показывает, во-первых, что возрастные взаимоотношения базитов и ультрабазитов в Платиноносном поясе в действительности двойкие, чем и объясняются противоречия во взглядах исследователей, во-вторых, что сейчас нет объективных данных в пользу происхождения значительных масс ультрабазитов из основной магмы в результате ее дифференциации. В одних случаях габбро действительно прорывают ультрабазиты, дают с ними типичные интрузивные контакты, интрузивные брекчии, оказывают метаморфическое воздействие, однако в других, наоборот, ультрабазиты, по-видимому, моложе окружающих габброидов, образуют с ними резкий контакт, отличаются массивностью от деформированных вмещающих пород, секут их полосчатость. Первый тип взаимоотношений наблюдался многими исследователями в массивах центрального типа (Денежкина Камня, Кытлымском, Баранчинской группе), второй — в Ревдинском массиве. В результате метасоматического развития плагиоклаза в ультрабазитах в первом случае иногда создается ложное впечатление о существовании единой дифференцированной серии, от ультрабазитов до габбро.

В обоих случаях ультрабазиты и базиты выступают в виде разновременных фаз. Несомненно существование ультрабазитовых фаций габброидов, которые известны во всем мире, но роль их в Платиноносном поясе, по-видимому, невелика. Этот вопрос также требует изучения. Двойкие возрастные взаимоотношения базитов и ультрабазитов пояса, возможно, объясняются тем, что существуют две фазы интрузий габбро: ранняя — раннесилурийская и поздняя — позднесилурийско-раннедевонская.

Разнообразие состава ультрабазитов, по последним данным, в значительной степени обусловлено явлениями высокотемпературного метасоматоза. С достоверностью установлено повсеместное метасоматическое развитие клинопироксена по дуниту, впервые отмеченное А. Н. Заварицким (1928) для массива горы Соловьевой. В результате образуется непрерывный ряд дунит — пироксенсодержащий дунит — верлит — оливниновый пироксенит — пироксенит (рис. 42). Пироксениты, оливниновые пироксениты и верлиты в этом ряду нередко содержат ядра дунитов самых различных размеров, начиная от нескольких дециметров и метров до целых геологических тел. Очень редко по ду-

ниту развивается ромбический пироксен с образованием перидотитов типа гарцбургита (Кытлымский массив, Денежкин Камень) или в со-

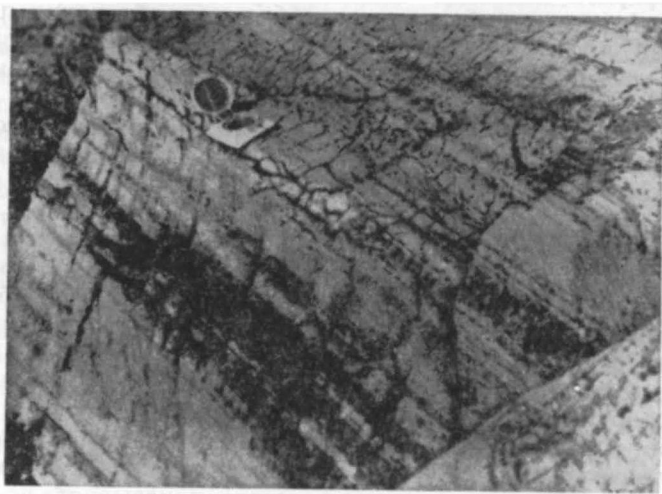


Рис. 42. Полосчатое чередование дунита и клинопироксенита в переходной зоне. Кытлымский массив
(Фото А. А. Ефимова)

четании с клинопироксеном образуются перидотиты лерцолитового состава (рис. 43). Точно так же несомненно развитие роговой обманки



Рис. 43. Энстатитовые скопления в дуните. Кытлымский массив. Иовская пропасть
(Фото А. А. Ефимова)

по пироксену, иногда по оливину и наиболее молодой возраст горн-блендитов по отношению ко всем ультрабазитам, если не считать некоторых маломощных жил пироксенитов и других ультрабазитов. Несомненно также эпигенетическое развитие плагиоклаза (преимущественно

анортита) на месте ультрабазитов с образованием полосчатых пород, имеющих облик габбро. По О. А. Воробьевой и др. (1962), это результат инъекции плагиоклазового расплава; по А. А. Ефимову (1963) — известково-глиноземистого метасоматоза.

Если возрастные взаимоотношения различных видов ультрабазитов и наличие явлений метасоматоза в основном ясны, то этого нельзя сказать об их генезисе. Пока нет достоверных данных о том, что все ультрабазиты возникли на месте дунитов, которые тогда можно было бы рассматривать как единственные первичные породы в этой группе. Поэтому генезис значительных масс пироксенитов типа качканарских продолжает оставаться неясным.

Несомненно также, что стандартная последовательность образования различных видов ультрабазитов в деталях нарушается метасоматическим развитием оливина по пироксену (оливинизацией), впервые описанным С. В. Москалевой в Баранчинском районе, а еще ранее Г. М. Виноградской (1952) для перидотитового массива Рай-Из на Полярном Урале.

Довольно сложен состав и наиболее лейкократовых пород пояса — кварцевых и бескварцевых, а также их взаимоотношения с базитами.

Четко выделяется группа сиенитов, в целом комагматичных трахитовой группе эффузивов верхнего лудлова — нижнего девона. Постепенные переходы от сиенитов к гранитоидам и от трахитов к липаритам отсутствуют. Поэтому есть основания выделять в самостоятельную группу сиениты и тесно с ними связанные сиенито-диориты, а также лейкократовые, щелочные и нефелиновые сиениты. Сиениты, как правило, прорывают расположенные рядом габбро, образуя местами интрузивные брекчии.

Сложны и не всегда ясны взаимоотношения внутри группы пород, содержащих кварц, к которым относятся кварцевые диориты, гранодиориты, плагиограниты, кварцевые сиенито-диориты. В южной части пояса — в Тагильском интрузивном комплексе, в восточной его части — наблюдается непрерывный переход от роговообманкового габбро через кварцевые габбро до кварцевых диоритов; эта серия прорывается плагиогранитами, содержащими иногда примесь калиевого полевого шпата. Интрузивной серии соответствует комагматичная раннесилурийская эффузивная формация, представленная андезитовыми, андезито-дацитовыми, дацитовыми порфиритами и кварцевыми альбитофирами. По-видимому, рассматриваемая интрузивная серия является наиболее древней в поясе и прорывается ультрабазитами.

В северной части пояса широко развиты гранитоиды калинатрового ряда, содержащие большей частью заметное количество калиевого полевого шпата. Эти гранитоиды прорывают позднесилурийские габбро и по возрасту, очевидно, не древнее сиенитов. Однако эффузивные комагматы их, в отличие от сиенитов и плагиогранитов, пока не выявлены. Возрастные взаимоотношения с сиенитами не устанавливаются ввиду их пространственной обособленности. Калинатровые гранитоиды сближает с сиенитами продуктивность их в отношении контакто-метасоматических магнетитовых месторождений. По-видимому, можно выделить три группы лейкократовых дифференциатов базальтовой магмы: одну наиболее древнюю — плагиогранитовую и две более молодые — сиенитовую и гранитоидную. Первая группа обычно отличается более сильно выраженным зеленокаменным метаморфизмом.

Таким образом, среди интрузивных горных пород пояса выделяются две главные генетические группы — ультрабазиты, производные перидотитового (дунитового) слоя, и базальтоиды, представленные габброидами, диоритами, гранитоидами, сиенитами и связанными

Химический состав интрузивных пород Платиноносного пояса, в %

№№ анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Cr ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	FeO'	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	V ₂ O ₅	П. п. п.	Сумма
1	36,61	0,03	0,33	0,63	3,13	5,22	0,16	8,20	45,00	Следы	—	—	—	—	—
1а	40,00	0,03	0,36	0,70	3,56	5,94	0,18	9,32	49,30	Следы	0,33	—	—	8,70	100,34
2	51,01	—	1,24	1,13	1,62	3,77	—	5,23	18,74	22,11	0,30	—	—	—	100,00
3	50,70	0,29	1,61	—	2,02	4,89	0,05	6,76	17,82	22,45	—	—	—	—	99,62
4	45,00	0,92	5,81	0,08	8,39	5,98	0,15	13,68	12,15	19,80	0,15	0,04	—	1,16	101,18
5	45,08	0,54	6,76	0,04	3,80	7,27	0,18	10,87	17,13	17,58	0,65	0,23	0,11	—	99,27
6	39,50	0,50	5,94	Следы	13,66	8,10	0,16	20,55	12,15	19,50	0,18	0,30	0,09	—	99,95
7	37,30	1,70	15,9	—	7,22	9,10	—	15,60	13,10	11,10	0,32	—	—	—	99,83
8	29,23	1,30	2,26	0,80	12,20	20,75	0,58	32,31	31,95	0,36	1,60	0,04	0,14	2,73	99,93
9	47,43	0,83	20,43	—	1,95	8,23	0,05	10,03	3,85	11,58	20,2	—	—	—	99,85
10	38,95	1,17	17,03	0,02	7,21	8,64	0,22	15,35	8,49	12,11	2,60	1,00	—	—	98,96
11	48,18	0,97	19,78	—	3,75	4,93	0,11	8,41	5,83	12,29	2,49	—	0,11	3,96	100,07
12	50,69	0,81	19,09	0,02	4,12	5,79	0,18	9,68	3,93	9,61	3,45	0,82	0,05	0,21	100,16
13	50,24	—	19,48	—	5,45	5,02	Следы	9,92	4,84	11,02	3,58	1,10	0,03	0,32	98,95
14	52,40	0,65	17,58	—	4,26	5,92	0,30	10,05	5,34	10,21	3,33	0,77	—	—	100,70
15	40,32	0,74	17,95	Следы	5,56	7,03	0,07	12,10	9,00	15,00	2,47	0,76	—	—	100,53
16	43,58	—	28,18	—	1,73	1,84	0,21	3,51	4,82	18,34	1,28	0,15	0,12	—	98,85
17	42,04	—	33,45	—	2,11	1,52	—	3,42	3,82	16,78	0,10	0,23	—	—	100,01
18	42,48	—	29,69	—	2,27	2,92	—	4,96	6,32	15,90	0,56	0,18	—	—	100,85
19	44,26	—	29,35	—	1,38	2,45	—	3,69	3,79	17,60	0,55	0,12	—	—	100,76
20	43,81	—	17,27	—	3,25	5,43	—	8,35	11,08	17,36	0,10	0,94	—	—	100,37
21	44,63	—	21,19	—	4,26	2,33	0,38	6,54	8,36	17,26	0,45	0,13	—	—	100,21
22	43,86	0,60	19,98	—	6,41	4,88	0,14	10,79	7,93	15,29	0,60	0,38	—	—	100,17
23	36,98	1,99	13,42	1,01	10,67	13,65	0,26	23,51	8,66	13,06	1,17	0,30	0,11	—	101,22
24	42,43	0,97	11,29	—	7,44	8,94	0,16	15,80	13,34	13,26	0,57	0,22	0,12	—	99,89
											0,49	0,11	—	—	100,78

Продолжение таблицы 32

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	П. п. п.	Сумма
25	72,48	0,35	13,47	1,05	1,85	0,17	0,59	1,32	3,05	5,21	—	—	—
26	71,91	0,40	13,89	0,73	2,32	0,16	1,36	2,69	3,34	0,21	0,24	0,12	99,66
27	72,74	0,73	11,86	3,53	1,75	0,22	0,82	1,03	5,81	0,24	0,60	1,02	98,27
												0,98	100,31

28	71,04	0,17	14,60	0,64	1,72	0,02	1,28	1,33	6,25	0,54	—	2,18	99,85
29	72,28	0,13	16,34	0,40	0,86	0,07	0,36	0,46	7,36	0,79	—	0,55	99,60
30	66,76	0,41	16,19	2,08	1,92	0,08	0,99	3,68	4,13	2,35	0,91	—	99,50
31	63,88	0,66	16,65	2,68	2,56	0,18	1,74	2,52	3,87	3,97	—	1,53	100,35
32	66,32	0,23	16,47	2,40	3,30	0,22	1,11	4,09	4,16	1,42	—	0,44	100,52
33	61,44	0,12	17,88	2,95	2,73	0,14	1,61	4,43	4,92	1,79	1,77	—	100,08
34	64,36	0,73	14,09	5,18	3,04	0,10	1,34	2,93	4,79	0,64	—	1,72	99,55
35	61,80	0,54	16,78	4,26	3,72	0,13	1,11	4,63	4,25	0,62	—	1,98	100,20
36	51,86	1,13	18,63	1,94	5,72	0,21	4,56	10,40	2,48	0,85	—	1,88	99,81
37	47,10	0,61	15,26	3,17	6,98	0,19	9,47	12,03	1,45	0,82	—	2,05	99,82
38	45,30	0,63	20,09	6,56	5,17	0,14	4,46	11,79	2,49	0,77	—	2,49	99,89
39	60,36	0,39	19,60	2,96	0,97	0,07	0,44	2,12	9,50	3,24	0,70	—	100,44
40	54,70	0,48	23,24	1,47	2,94	0,08	1,61	7,04	4,39	2,69	0,82	—	99,46
41	56,42	0,80	18,16	7,29	1,23	0,25	2,56	6,97	5,79	0,42	0,73	—	100,84
42	51,22	0,68	19,72	2,89	3,90	0,45	3,13	9,19	4,88	2,03	1,99	—	100,52
43	64,80	0,28	17,01	2,72	1,29	0,05	0,08	3,21	3,64	4,61	0,92	—	99,54

1 — дуниты обособленных массивов, окруженных каймами пироксенитов. Среднее. 1а — то же, в пересчете на безводную часть. Пироксениты (диаллагиты), тесно связанные с дунитами: 2 — гора Соловьева; 3 — Вересовая гора. Пироксениты, тесно связанные с габбро, слагающие крупные массивы: 4 — нормальные (Кумбинский массив); 5 — оливковые (Кумбинский массив); 6 — оливковые, обогащенные титаномагнетитом (г. Качканар). Горнblendиты: 7 — Первоуральское титаномагнетитовое месторождение (Ревдинский массив). Среднее из четырех близких между собой анализов. Магнетитовые оливиниты, связанные с пироксенитами: 8 — гора Южный Качканар (Качканарский массив).

Лабрадоровые габбро и габбро-нориты: 9 — уралитизированные и соссори-тизированные (Тагильский массив, по 4 анализам) габбро; 10 — габбро с повышенной вкрапленностью титаномагнетита (Первоуральское месторождение, Ревдинский массив); 11 — с гиперстеном (Кумбинский массив); 12 — с гиперстеном (Кумбинский массив); 13 — габбро-норит (Кытлымский массив, Серебрянский Камень); 14 — кварцевое габбро (Тагильский массив, район Нижнего Тагила). Нормальные битовнитовые габбро: 16 — Тагильский массив. Группа оливковых габбро и троктолитов: 17 — лейкократовый анортитовый троктолит (Качканарский массив); 18 — лейкократовый анортитовый троктолит (Кытлымский массив); 19 — лейкократовое оливковое анортитовое габбро (Качканарский массив); 20 — оливковое анортитовое габбро (Качканарский массив); 21 — оливковое битовнитовое габбро (южная часть Тагильского массива); 22 — оливковое битовнитовое габбро (Кумбинский массив, г. Кумба); 23 — рудное оливковое битовнитовое габбро (Кумбинский массив, гора Золотой Камень); 24 — меланократовое оливковое битовнитовое габбро (Кумбинский массив, гора Кумба).

25 — микропегматитовый порфириовидный гранит. Платиноносный пояс. Восточная часть массива горы Чистоп — Хой-Эква, гора Томрат, 26 — плагиогранит. Северососьвинский Урал. Река Июутыня. Платиноносный пояс. 27 — Плагиогранит-порфир (краевая фация плагиогранита). Тот же район, р. Лопсия. 28 — Альбит-олигоклазовый плагиогранит. Второй пояс гранитоидов, связанных с габбро, Лобвинский массив. 29 — Плагиоаласит. Платиноносный пояс. Восточная окраина массива горы Чистоп. 30 — Биотито-амфиболо-диоритовый гранодиорит. Массив Денежка Камня. 31 — Микропегматитовый порфириовидный гранодиорит. Там же, где анализ 25. 32 — Гиперстен-роговообманковый гранодиорит. Платиноносный пояс. Помурский массив (район 3-го Северного рудника). 33 — Биотитопироксено-амфиболовый гранодиорит. Второй пояс гранитоидов, связанных с габбро. Ауэрбаховский массив. 34 — Амфиболо-пироксеновый кварцевый диорит (краевая фация гранодиоритового массива). Восточная окраина массива горы Чистоп. 35 — Пироксеновый кварцевый диорит (краевая фация гранодиоритового массива). Там же, где 34. 36 — Габбро-диорит. Краевая фация Ауэрбаховского гранодиоритового массива. 37 — Лабрадоровое нормальное габбро с гиперстеном. Краевая фация Ауэрбаховского гранодиоритового массива. 38 — Амфиболо-пироксеновое лабрадоровое габбро. Краевая фация Помурского гранодиоритового массива (зона восточного контакта). Там же, где 32. 39 — Лейкократовый сениит. Восточная зона Тагильского сениитового массива. 40 — Мезократовый сениит. Тагильский сениитовый массив. 41 — Сениито-диорит. Западная зона Тагильского сениитового массива. 42 — Сениито-диорит. Кушайнский сениитовый массив. 43 — Роговообманковый граносениит. Северо-восточная окраина Кумбинского габбрового массива.

с ними породами. Вторая группа сопровождается эффузивными коагматами, входящими в состав вулканогенных формаций Тагильского мегасинклинория, первая — нет. Несомненно первичными породами первой группы являются весьма выдержанные и простые по составу дуниты, состоящие из оливина Fa_5 — Fa_{10} , чаще всего Fa_3 , с незначительной примесью (1—1,5%) хромита, бедного глиноземом (8—12% Al_2O_3). Первичные породы второй группы — в основном продукты дифференциации исходной толеитовой базальтовой магмы, реже продукты взаимодействия кислых базальтоидных дифференциатов с боковыми породами. На первичное разнообразие пород накладываются различные весьма сложные процессы метасоматоза, значительно меняющие состав как в первой, так и во второй группах.

Химический состав важнейших представителей интрузивных пород Платиноносного пояса приведен в табл. 32.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ниже приводятся краткие описания Ревдинского, Тагильского и Кытлымского интрузивных комплексов Платиноносного пояса Урала. В этих наиболее крупных, сложно построенных важных в промышленном отношении и лучше изученных комплексах можно найти все основные черты строения, состава и взаимоотношений пород, присущие всем интрузивным комплексам и массивам пояса.

Ревдинский интрузивный комплекс

Самый южный в Платиноносном поясе Ревдинский интрузивный комплекс имеет длину 95 км, максимальную ширину 10—11 км, площадь 500 км². Габброиды занимают площадь 420 км², ультрабазиты около 60 км², диориты и гранитоиды около 20 км².

Комплекс контактирует на северной половине на западе и на востоке со сланцами первично осадочно-вулканогенного происхождения, в южной — с толщей диабазов, превращенных на западе в амфиболиты, на востоке же претерпевших только зеленокаменное преобразование. На западе и северо-востоке интрузия имеет согласные взаимоотношения с вмещающими толщами и сопровождается приконтактовыми инъекционными зонами, а на востоке контакт представляется несогласным, и сопровождающие массив мелкие интрузии имеют штоковый характер. На юге массив обрывается широтным смещением, по которому соприкасается с зелеными сланцами, что наблюдается непосредственно в скалистых обнажениях.

С точки зрения морфологии и внутреннего строения Ревдинский и Тагильский массивы представляют собой несколько разобщенные части единого целого. Форма окончания обоих массивов в виде узких клиньев, вытянутых навстречу друг другу вдоль тектонического контакта двух различных толщ, интенсивная пластическая деформация габбро, обусловившая развитие типичных волокнистых текстур течения, — все это позволяет высказать предположение о разрыве и смещении первично непрерывного массива. Детали внутреннего строения Ревдинского массива также как бы находят свое продолжение в Тагильском массиве. Так, в северной части Ревдинского массива начинается цепь титаномagnetитовых месторождений, приуроченных к узкой зоне ультрабазитов — перидотитов (верлиты, дуниты), пироксенитов, горнблендитов, связанных взаимными переходами. Эта зона продолжается, сохраняя крутое восточное падение, согласное с полосчатостью вмещающих габбро и габбро-амфиболитов, в южной части Тагильского массива. В Ревдинском массиве к ней приурочены Первоуральское и

ряд мелких месторождений, в Тагильском — Спорное, Висимское и Егорово-Каменское.

Вместе с тем впервые высказанное в 1926 г. Е. А. Кузнецовым и Е. Е. Захаровым предположение о смещении массивов по громадному сдвигу северо-западного направления не полностью подтвердилось, так как в районе предполагавшегося смещения последующими геологическими работами были обнаружены разрывные нарушения только типа сбросов и небольшой амплитуды.

Так или иначе общая структура, характер западного контакта, состав габброидов (преобладание амфиболо-соссюритовых разностей), внутреннее полосчатое строение, обрисовывающееся полосами гипербазитов, состав гипербазитов в обоих массивах аналогичны.

Ревдинский массив в основном сложен среднезернистым соссюритовым или цоизитовым роговообманковым габбро; на незначительных неправильной формы участках встречаются оливинные биотитовые габбро, габбро-нориты и нормальные габбро с моноклинным пироксеном. Судя по химическим анализам, в массиве широко распространены, а возможно, и преобладают (достаточно систематические данные отсутствуют) габбро с повышенным содержанием извести (11, 13, 15, 16%) и пониженным — кремнезема (37, 41, 43, 44, 46%), т. е. битовнитовые или анортитовые.

Роговообманковое габбро, особенно в западной части массива, интенсивно деформировано и обнаруживает как плоскостные, так и линейные, а иногда и полосчатые текстуры пластического течения. Характерна свежесть оливиновых габбро и габбро-норитов, отсутствие в них полосчатости, резко отличающие их от остальных габброидов. Это послужило основанием Е. А. Кузнецову для предположения о более молодом возрасте указанных видов габбро. Химический состав габбро-норитов отвечает мировому типу толеитовых базальтов (SiO_2 около 50%, CaO около 10%, FeO 10—12% и т. д.). Анортитовое число в них близко к 50.

Характерным элементом внутреннего строения интрузии является обилие ультрабазитовых тел, преимущественно пластообразных, вытянутых в меридиональном или близком к нему направлении.

Крупнейшими телами гипербазитов являются Омутнинский платиноносный пироксенит-дунитовый массив «стандартного» типа (площадь 9 км²), дунит-перидотит-пироксенитовый массив р. Широкой (площадь около 10 км²), а также Первоуральская меридиональная полоса гипербазитов (горнблендиты, пироксениты, верлиты, дуниты) в северной части массива длиной 20 км (площадь 10 км²), дугообразная полоса пироксенитов длиной около 10 км, шириной от 200 до 700 м к западу от Дегтярки (площадь около 5 км²), линзовидное меридионально вытянутое перидотит-пироксенитовое тело в центральной части Ревдинского массива (1,5 × 8 км, площадь около 10 км²).

Среди ультрабазитов массива намечается общий для всего Платиноносного пояса ряд: хромитсодержащие дуниты (или оливиниты) — лерцолиты (редкие) — верлиты — оливиновые клинопироксениты — клинопироксениты — горнблендиты. Большей частью отдельные разности ультрабазитов залегают в тесной ассоциации, хотя встречаются далеко не всегда все сразу. Обычно дуниты и оливиниты наблюдаются в виде незначительных участков — полосок или ядер среди верлитов и оливиновых пироксенитов. Исключение — Омутнинский массив, где площадь выхода дунитов составляет около 3 км². В целом среди ультрабазитов преобладает серия верлит — пироксенит. В одних полосках преобладают пироксениты, в других — верлиты. В северной части массива широко развиты горнблендиты, почти целиком слагающие рудо-

носную полосу ультрабазитов, к которой приурочено Первоуральское титаномагнетитовое месторождение. Горнблендитам подчинены отдельные небольшие участки перидотитов, пироксенитов, связанных взаимными переходами.

Взаимоотношения линейных — пластообразных тел ультрабазитов и вмещающих их габброидов удается наблюдать в северной части массива. Там, в зоне габбро, примыкающей с востока к главной (рудоносной) полосе горнблендитов в карьере Первоуральского магнетитового рудника и в близ расположенных естественных обнажениях, наблюдается выдержанная плоскостная ориентировка деформационной полосчатости северо-западного простирания с падением на юго-запад под углом 50—60°. Эти элементы залегания сохраняются и в непосредственной близости от тела горнблендитов, восточный контакт которого залегает меридионально и круто падает на запад. Вдоль трещин отдельности, параллельных плоскостной ориентировке, а местами и по секущим трещинам, вблизи контакта с горнблендитовым телом в восточных уступах карьера наблюдаются жилы горнблендитов, являющиеся апофизами главного тела. Более того, геологу В. А. Шилову удалось наблюдать в карьере ксенолит полосчатого (деформированного) габбро в горнблендитах.

Таким образом, секущее положение горнблендитов и их более молодой возраст по отношению к вмещающим габброидам подтверждается весьма убедительными данными. Какие-либо признаки тектонических подвижек вдоль контакта горнблендитов с габбро отсутствуют: горнблендиты имеют массивное изотропное сложение, лишены следов пластической деформации в отличие от интенсивно деформированных вмещающих габбро. Единственное влияние контакта заключается в развитии в горнблендитах крупнокристаллического плагиоклаза, замещенного розоватым соссюритом, или гнезд роговообманково-плагиоклазового пегматита. По данным разведочных скважин, тело горнблендитов с глубиной сужается: западный контакт падает круто на восток, восточный на запад. Последнее видно и в карьере.

Несколько севернее Первоуральского месторождения специально пройденной канавой вскрыт западный контакт меридионального тела ультрабазитов, расположенного к западу от горнблендитового тела и, возможно, примыкающего к нему. Контакт здесь совершенно резкий; падает круто на восток (75—80°) и простирается примерно меридионально; признаки какого-либо взаимодействия ультрабазитов и габбро отсутствуют; плагиоклаза в ультрабазитах нет совершенно; габбро в непосредственном контакте имеет нормальный состав и структуру. В габбро отчетливо выражена линейная деформационная ориентировка с почти вертикальным южным падением; плоскостная ориентировка выражена значительно хуже и залегает широтно с вертикальным падением. Параллельно ей расположена неясно выраженная отдельность.

Ультрабазиты в контакте с габбро сложены крупнокристаллическим массивным пироксенитом, который восточнее сменяется апоперидотитовыми, а затем аподунитовыми серпентинитами. Первые преобладают и содержат неравномерно распределенные зерна клинопироксенов различных размеров.

Еще севернее, на северной окраине г. Первоуральска, в скалистом берегу р. Ельничной виден переход по мере движения на восток от пироксенитов с ядрами нацело серпентинизированного дунита (оливинита) через серпентинизированные перидотиты с участками пироксенита к горнблендитам главной полосы. Горнблендиты развиваются также в виде тонких меридиональных вертикальных метасоматических жил на месте пироксенитов.

Таким образом, вдоль западного контакта главного тела горнблендитов в нем прослеживается полоска ультрабазитов ряда дунит — верлит — пироксенит, более древних, чем горнблендиты.

Титаномagnetитовое оруденение наложено на горнблендиты; оно моложе собирательной перекристаллизации, приводящей к образованию гигантокристаллических горнблендитов и обогащения роговой обманки железом. Часть титаномagnetита замещает плагиоклаз в интерстициях между зернами роговой обманки и в пегматоидных обособлениях. Оруденение и гигантокристаллические разности тяготеют к восточному контакту горнблендитовой полосы.

Вертикальные жилы ультрабазитов северо-восточного простирания, представленных крупнокристаллическими, богатыми magnetитом вебстеритами, залегают среди массивных габбро-норитов в 5 км к югу от г. Ревды, жилы сопровождаются тонкими апофизами среди вмещающих габброидов.

Таким образом, более молодой возраст пластообразных тел ультрабазитов по отношению к габброидам Ревдинского массива и их посттектонический характер, отмечавшиеся многими исследователями, подтверждаются многочисленными фактами.

Омутнинский дунитовый массив расположен внутри Ревдинского габбрового массива близ его южного окончания около западного контакта с амфиболитами по эффузивам ордовика. Размеры массива дунитов 1200 × 2600 м. Со всех сторон он окружен каймой крупнозернистых оливиновых клинопироксенитов шириной от 200 до 600 м, богатых magnetитом и переходящих местами в горнблендиты. Общая площадь всего ультрабазитового массива 8,6 км², в том числе дунитов 2,6 км². Массив рассечен обильными мелкими дайками амфиболовых пироксенитов, в том числе с анортитом или лабрадором, роговообманковых габбро-пегматитов и плагиоаплитов. Вмещающими массив являются меланократовые габбро, большей частью роговообманковые. Из россыпей, связанных с массивом, за все время разработки (1904—1922 гг.) добыто около 0,5 т платины.

В северо-восточной части Ревдинской интрузии в районе Дегтярска отмечены участки диоритов, кварцевых диоритов и гранодиоритов, связанных переходами и секущих габбро с образованием интрузивных брекчий.

Жильные породы в интрузивном комплексе, в общем, пользуются небольшим распространением. Среди габбро известны широтные и меридиональные жилы неметаморфизованных микрогаббро-норитов (Т. Г. Тресвятская) роговообманкового микрогаббро; среди роговообманковых габбро — жилы анортозитов; среди габбро-норитов — жилы вебстеритов. Среди дунитов и пироксенитов Омутнинского массива установлены жилы роговообманковых габбро-пегматитов, местами с кварцем, анортитовых и лабрадоровых иситов, плагиоаплитов. Роговообманковые анортозиты состоят из анортита, цоизита и роговой обманки в кристаллах длиной до 15—20 см.

Тагильский интрузивный комплекс

Тагильский интрузивный комплекс протягивается вдоль меридиана 59°45' от 57°19' до 58°16' с. ш., имея общую длину около 120 км, наибольшую ширину 20 км (включая кислые дифференциаты).

Комплекс имеет наиболее сложный состав и строение во всем Платиноносном поясе. Здесь можно встретить дуниты, оливиниты, верлиты, разнообразные пироксениты, горнблендиты, нормальные, роговообманковые, оливиновые, биотитовые, кварцевые габбро с битовнитом

или лабрадором, габбро-нориты, нориты, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, сиенито-диориты, сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты, граниты.

С ним связано разнообразное оруденение: знаменитые коренные и россыпные месторождения платины, имеющие главным источником дунитовый массив горы Соловьевой; не менее известные контактово-метасоматические магнетитовые месторождения гор Высокой и Благодати, связанные с сиенитовой интрузией, и другие, менее крупные; контактово-же Меднорудянского месторождение, известное своими малахитами; титаномагнетитовые месторождения в габбро и ультрабазитах; меднованадиевые вкрапленные руды Волковского месторождения; гидротермальные месторождения родохрозита, золота, россыпные и недавно открытые коренные месторождения демантоида по р. Бобровке.

Внутри комплекса можно выделить:

1. Дунитовый массив горы Соловьевой, с окружающими его пироксенитами и подчиненными им габброидами. Залегает несколько западнее габбрового массива.

2. Габбровый массив с подчиненными ему ультрабазитами, с линейной внутренней структурой, согласной с вмещающими толщами. Слагает южную, большую часть комплекса.

3. Группу изометричных или овальных интрузивных тел концентрического внутреннего строения (Баранчинская группа массивов) на севере комплекса, из которых три западных сложены ультрабазитами, а четвертое, восточное — габброидами.

4. Полоса средних и кислых интрузивов, примыкающая к комплексу с востока. Внутри нее, в свою очередь, выделяются на юге кварцево-диорит-плагиогранитный массив (южнее Нижнего Тагила), а севернее Тагильский и Кушвинский сиенитовые массивы, составляющие части единой сиенитовой интрузии.

Дунитовый массив горы Соловьевой (Нижнетагильский дунитовый массив). Массив является самым крупным и наиболее богатым платиной из всех дунитовых массивов пояса. С 1825 по 1870 г. россыпи, связанные с массивом, являлись главным источником платины на Урале и давали ее до 3,5 т в год (Н. К. Высоцкий, 1913, 1925). Всего в районе добыто платины, по подсчетам Н. К. Высоцкого, около 150 т.

По представлениям первых исследователей (Дюпарк, Высоцкий, Заварицкий, Кузнецов) массив залегает среди габбро, превращенных в амфиболиты. Позднейшие наблюдения показали, что на западе непосредственно вмещающими массив породами являются тонкозернистые эпидото-альбитовые амфиболиты с реликтовыми вкрапленниками плагиоклаза и пироксена (апопорфиритовые амфиболиты), разбитые трещинами отдельности, параллельными контакту массива и падающими под углом 50° на восток, т. е. под массив (рис. 44). К ним с запада примыкают параамфиболиты с графитом и углистые филлиты. С востока массив граничит с толщей полосчатых иногда пльчатых расланцованных мелкозернистых пород неустойчивой крупности зерен амфибол-плагиоклазового состава, инъецированных амфиболо-сосюритовыми габбро, кварцево-полевошпатовыми породами — пегматитами и аплитами. Еще восточнее эта толща довольно резко сменяется амфиболовым сосюритовым габбро Тагильского массива (гора Белая), содержащим ксенолиты амфиболо-сосюритовых роговиков, иногда тонкополосчатых, близких по составу к породам толщи.

Дунитовый массив горы Соловьевой по своему строению является типичным в ряде массивов такого рода. Дунитовое ядро окружено пироксенитовой и тылаитовой каймами, причем между дунитами и пи-

роксенитовой каймой наблюдается переходная верлитовая зона. Ширина этих кайм висячем боку и на южном фланге массива несколько шире, чем в остальных местах, что обусловило некоторую эксцентричность в зональности массива.

Наряду с обычным преобразованием дунитов в верлиты, пироксениты и тылаиты отмечается в меньших масштабах проявление щелочного метасоматоза и вторичной оливинизации.



Рис. 44. Амфиболит из толщ, вмещающих дунитовый массив горы Соловьевой, инъецированный кварцево-плагноклазовыми жилками (Фото Л. В. Малаховой)

В северо-восточной части массива вдоль речки Зотики наблюдаются магнетитсодержащие оливиновые пироксениты, подвергшиеся дроблению и щелочному метасоматозу, выражающемуся в развитии каемок красноватого биотита вокруг магнетита, а также микрозернистого нерешетчатого калиевого полевого шпата и кислого плагноклаза (олигоклаза), образующих местами между собой микрографические срастания, цементирующие блоки пироксенита и зерна пироксена.

В пироксенитах, окаймляющих дунитовый массив, наблюдается неравномерно распределенный оливин второй генерации, развивающийся в виде тонких жилок по пластообразной отдельности, параллельной контакту с дунитами. Под микроскопом этот оливин отчетливо цементирует зерна пироксена, нередко в ассоциации с титаномagnetитом (в виде сидеронитовых выделений или цепочек идиоморфных октаэдрических зерен) и мелкими зернами зеленой в шлифе шпинели (плеонаста). Титаномagnetит развивается часто в тех же формах независимо от оливина.

Среди вмещающих толщ на запад от главных интрузий комплекса кроме дунитов горы Соловьевой наблюдаются многочисленные мелкие инъекции пироксенитов. С одним из таких тел пироксенитов, залегающим в кварцитах водораздельного хребта в верховьях р. Кедровки (приток р. Выи), связаны платиноносные россыпи. Сами пироксениты, по Л. Дюпарку, содержат платину.

Н. К. Высоцкий (1913, 1925) отмечает два главных типа выделений платины в дунитах, связанных и несвязанных с хромитом. В последнем типе платина цементирует более ранний и нередко идиоморфный хромит. Второстепенное значение имеют выделения платины в пироксенитах, цементирующей пироксен или титаномagnetит, нередко хромсодержащий (хромомagnetит).

Коренные месторождения платины, представляющие шпирь платиноносного хромита, впервые были обнаружены в 1892 г. в центральной части массива. В 1898 г. было открыто коренное месторождение платины, вкрапленной непосредственно в дуните без хромита. В 1909 г. открыто самое богатое коренное месторождение платиноносного хромита («Господская шахта», или «Госшахта») в виде крутопадающего трубообразного тела, прослеженного до глубины 150 м. Всего обнаружено свыше 150 коренных месторождений, расположенных в середине южной, самой широкой части массива.

Как отмечает Н. К. Высоккий в расположении и форме выделений хромита в дунитах горы Соловьевой, несмотря на их неправильность и прихотливость, наблюдается некоторая закономерность: преобладают трубообразные тела, крутопадающие на восток или юго-восток или почти отвесные. Это создает своеобразную внутреннюю линейную структуру массива, которую нельзя объяснить магматическим течением, так как хромитовые тела эпигенетичны по отношению к дунитам. Скорее всего, это объясняется приуроченностью тел хромита к пересечениям крутопадающих трещин.

Тагильский габбровый массив. По морфологии и внутреннему строению Тагильский габбровый массив аналогичен Ревдинскому.

Наиболее распространенной породой в массиве являются рогово-обманковые габбро с первичной роговой обманкой и обычно соссюритизированным плагиоклазом офитовой, реже габбровой структуры. Они местами содержат кварц и в восточной части массива в таких случаях связаны постепенными переходами с кварцевыми диоритами, полевошпат в которых полностью превращен в соссюрит. Темноцветные минералы кварцевых диоритов — роговая обманка, пироксен, биотит. С увеличением количества кварца пироксен исчезает.

Среди поля соссюритовых и кварцевых габбро наблюдаются участки оливиновых габбро и габбро-норитов, которые резко выделяются своей свежестью. Они в свою очередь, содержат участки норитов и меланократовых оливиновых габбро. Содержание анортита в плагиоклазе колеблется от 60% в габбро-норитах до 85—90% в меланократовых оливиновых габбро.

Среди поля габбро довольно четко выделяются две меридиональные зоны ультрабазитов — центральная и восточная (западной зоной ультрабазитов в комплексе считаются уже описанные дунитовый массив горы Соловьевой и сопровождающие его мелкие инъекции пироксенитов).

К центральной зоне, наиболее выдержанной, относятся ультрабазиты, включающие Висимское (Билимбаевское) и Егорово-Каменское титаномагнетитовые месторождения. Южным её продолжением являются, по-видимому, горнblendиты Спорного месторождения, а еще южнее — главная (центральная) полоса ультрабазитов Ревдинского массива, к которой приурочена группа титаномагнетитовых месторождений, в том числе Первоуральское. Северным продолжением центральной зоны, по-видимому, является полоса перидотитов и пироксенитов, протягивающаяся вдоль западного контакта габбро с амфиболитами к северу от пос. Елизаветинского, через гору Елевую до горы Баклушиной.

Восточная зона, представленная мелкими телами ультрабазитов, протягивается в восточной части габбрового массива, вблизи контакта с диоритами (гора Облейская, восточный берег Черноисточинского пруда, северная окраина Черноисточинска). К северу от Черноисточинска полоса срезается интрузией кислых пород. Как северное про-

должение зоны можно рассматривать ультрабазиты горы Васильевской к северо-западу от г. Нижнего Тагила и примыкающие к ним нормальные габбро и габбро-нориты.

Ультрабазиты обеих зон сопровождаются с востока и запада полосами нормальных (пироксеновых) габбро, в различной степени сосюритизированных и уралитизированных, содержащих местами биотит, оливин и пироксен, вследствие чего они иногда переходят в оливиновые габбро и габбро-нориты. Габбро центральной зоны полосчатые, благодаря неравномерному распределению темноцветных и плагиоклаза, а также титаномагнетита. Полосчатость в габбро восточной полосы отсутствует.

Ширина полосы нормального габбро в центральной зоне на участке уральского водораздела (горы Билимбаиха, Широкая и др.) достигает 4—5 км, севернее она сужается до 1 км, местами совершенно исчезает. В таких случаях ультрабазиты залегают непосредственно в роговообманковых габбро. В восточной зоне ширина полосы нормального габбро составляет 1—2 км.

В общем, закономерного изменения состава пород с запада на восток в Тагильском габбровом массиве, так же как и в Ревдинском, не наблюдается. Ультрабазиты и наиболее основные разновидности габброидов — оливиновые габбро — встречаются как на крайнем западе, в центре, так и на востоке интрузии в непосредственном ее контакте с диоритами и кварцевыми диоритами, что уже отмечал Н. К. Высоцкий. Закономерное понижение основности пород к востоку происходит только в полосе кислых интрузивов, примыкающих к габброидам.

Залегание ультрабазитовых тел и полосчатости в габбро, как установил еще Н. К. Высоцкий, в целом согласное и характеризуется крутым до вертикального падением. Однако в деталях, как это видно и на карте Н. К. Высоцкого и по последним, более точным данным Т. Г. Тресвятской, иногда наблюдается секущее положение полосчатости по отношению к границам ультрабазитов и габброидов.

Взаимоотношения ультрабазитов и габброидов в связи с недостаточной обнаженностью с достоверностью не выяснены. Однако все исследователи (И. Д. Соболев, Н. В. Пояркова и др.) отмечают свежесть габбро-норитов и оливиновых габбро, тесно ассоциирующих с ультрабазитами, и высказывают предположение о более молодом возрасте ультрабазитов по сравнению с сосюритовыми роговообманковыми габбро. Ультрабазиты местами (в районе Черноисточинска) залегают даже среди кварцевых диоритов, связанных с указанным габбро взаимными переходами.

Таким образом, взаимоотношения роговообманковых сосюритовых габбро и ультрабазитов в Тагильском массиве (в его южной линейной по строению части) такие же, по-видимому, как и в Ревдинском массиве.

На западе массив в южной части граничит непосредственно с филлитами, содержащими прослой кварцитов. Севернее массив образует местами инъекционный интрузивный контакт с альбит-эпидотовыми амфиболитами и амфибол-плагиоклазовыми роговиками, возникшими на месте вулканогенно-осадочных толщ верхнего ордовика — ландовери. Местами в этих толщах сохранились участки пироксен-плагиоклазовых порфиритов (район с. Елизаветинского).

Самая южная и наиболее узкая (ширина ее не достигает местами 500 м) часть Тагильского массива сложена породами, названными габбро-амфиболитами (И. Д. Соболев и др.). Судя по описанию, это раздробленные, катаклазированные, рассланцованные габбро очковой структуры, претерпевшие зеленокаменный метаморфизм с превраще-

нием обыкновенной роговой обманки в бесцветную актинолитовую. По-видимому, называть такие породы амфиболитами не следует. Аналогичные породы слагают западную зону Ревдинского массива, где они Е. А. Кузнецовым были также названы габбро-амфиболитами (см. Ревдинский массив).

Баранчинская группа массивов. Северная часть Тагильского комплекса отличается от южной появлением серии концентрических структур.

В северо-западной части комплекса располагаются несколько изометричных, неправильной формы концентрических структур, сложенных в центре пироксенитами и оливиновыми пироксенитами, а по периферии габброидами, относящимися к меланократовым, полосчатым оливиновым разностям и габбро-пегматитам. Переход от пироксенитов к габброидам характеризуется развитием плагиоклаза и бурой роговой обманки с образованием местами горнблендитов (Воробьева и др., 1962). В центральной части пироксенитового тела горы Синей обнаружены небольшие выходы платиноносного дунита (Высоцкий, 1925).

Наиболее крупными из указанных структур являются структуры гор Голой, Синей и Толстой с площадями развития в них пироксенитов соответственно 6, 4 и 15 км². Все ультрабазитовые тела группы платиноносны и являются источниками многочисленных мелких россыпей платины. Всего из россыпей этого района добыто, по данным Н. К. Высоцкого, около 1,5 т платины, в основном по речке Орулихе, левому притоку р. Баранчи.

Полосчатость в породах, слагающих указанные структуры, падает к центру; во вмещающих породах также отмечается крутое падение полосчатости в сторону структур. Таким образом, концентрические массивы имеют воронкообразную форму и строение.

Вмещающими обычно являются мелкозернистые породы габброидного состава, обильно инъецированные габбро и в меньшей степени гранитоидами, а также содержащие множество мелких перидотитовых, пироксенитовых и горнблендитовых тел. Указанные породы долгое время (Р. Ю. Левинсон-Лессинг, Л. Дюпарк, Н. К. Высоцкий) относились к габбро, частью к амфиболитам. О. А. Воробьева (1946) обратила внимание на их специфичность и дала этим породам обобщающее название «инъекционный комплекс», рассматривая их как продукт рассланцовки и преобразования габброидов вдоль региональной тектонической зоны. С. В. Москалева (1960) и В. А. Артамонова пришли к выводу, что указанный комплекс возник в результате метаморфизма вулканогенных толщ, их постепенного превращения в габброидные породы. Последняя точка зрения представляется наиболее правильной. Мелкозернистые породы габброидного состава возникли, по-видимому, на месте силурийских вулканогенных толщ в условиях процесса метаморфизма пироксен-плагиоклазовой ступени, унаследовали слоистое, складчатое строение первичных пород, были инъецированы габбро и подверглись разнообразному метасоматозу — окварцеванию, фельдшпатизации, амфиболизации и пр. (рис. 45).

К востоку от Баранчинской группы ультрабазитовых тел располагается Волковский массив нормальных битовнитовых и лабрадоровых габбро и диоритов, состоящий из двух концентрических центриклинальных структур: северной — Волковской (к ней приурочено одноименное месторождение медно-железо-ванадиевых вкрапленных сульфидных руд) и южной — Ключевской.

С северо-запада, севера, северо-востока этот массив прорывается сиенитами Кушвинской интрузии, а на востоке граничит с толщей тра-

хитовых порфиров верхнего лудлова. Характер контакта в связи с плохой обнаженностью неясен. Во всяком случае продукты разрушения габбро в обломочных породах толщи не обнаружены. Весьма вероятен поэтому нижнедевонский возраст габбро.

К Баранчинской группе массивов в ее западной части с юга примыкает описанная выше главная (центральная) полоса ультрабазитов и сопровождающих ее нормальных габбро.

К западу и юго-западу от Волковского массива среди мелкозернистых пород габбрового состава залегает цепочка линейно вытянутых в север-северо-западном направлении пироксенитовых тел, к которым приурочена Баронская группа титаномагнетитовых месторождений. Еще южнее среди нормальных габбро в районе горы Васильевой расположено крупное тело пироксенитов, оливиновых пироксенитов и подчиненных им узких полос серпентинизированных перидотитов (верлитов) с отчетливо выраженным полосчатым строением север-северо-восточного простирания (Воробьева и др., 1962).

Таким образом, к югу от Баранчинской группы интрузивных тел вплоть до южного окончания Тагильского комплекса располагается область линейных субмеридиональных структур, которым подчинено распространение ультрабазитов, нормальных и роговообманковых габбро.

Полоса кислых интрузивов. Тагильский гранитоидный массив ограничен параллелями $57^{\circ}20'$ и 58° , длина около 65 км, максимальная ширина 6—7 км. На западе массив граничит с габбро, на востоке — в основном с вулканогенными толщами рудоносной

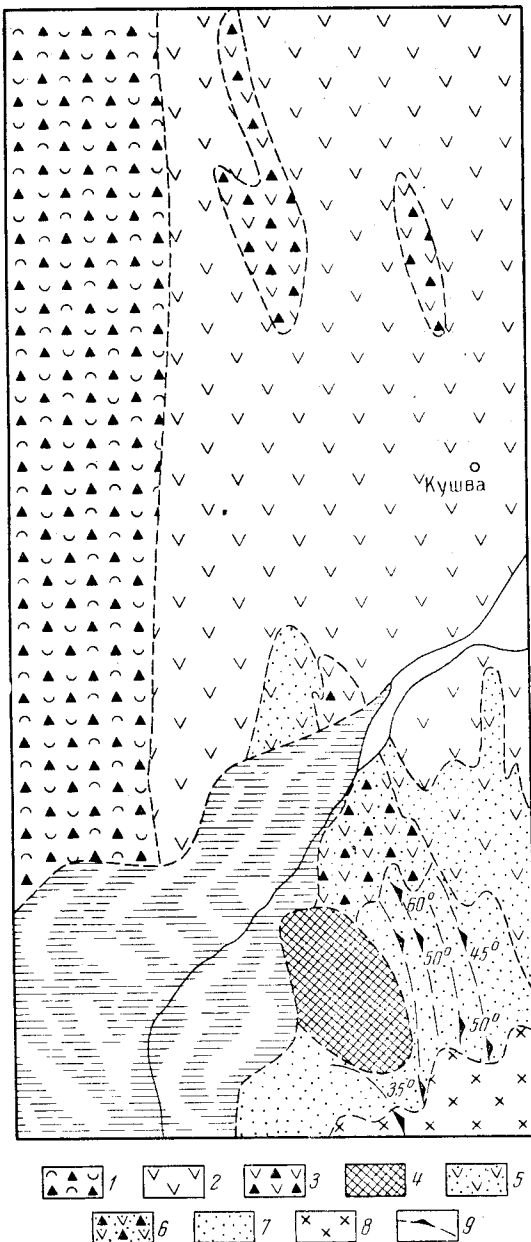


Рис. 45. Схема переходов от пироксен-плаггиоклазовых базальтовых порфиров именной свиты к мелкозернистым габбро и габбро-норитам. Район ст. Гороблагодатская (По В. А. Артамоновой, 1963)

1 — грубо- и мелкообломочные туфы смешанного состава, с прослоями туфитов и порфиритов; 2 — порфириты с прослоями туфов и туфитов; 3 — лавовые брекчи порфиритов; 4 — пироксениты, местами оливиновые, фельдшпатизированные и амфиболитизированные; 5 — ороговикованные порфириты; 6 — ороговикованные лавовые брекчи порфиритов; 7 — роговики амфибол-плаггиоклазовые, амфибол-диопсид-плаггиоклазовые, диопсид-гиперстен-плагноклазовые с наложенным метасоматозом; 8 — мелкозернистые габбро и габбро-нориты; 9 — элементы залегания реликтовой слоистости, метасоматической полосчатости, плоскостной ориентировки минералов и пластовой отдельности

свиты нижнего силура (венлок, частью нижний лудлов) — кварцевыми альбитофирами и андезитовыми порфиритами, на севере — с сиенитами Тагило-Кушвинской интрузии. Массив сложен преимущественно кварцевыми диоритами — биотито-роговообманковыми, реже биотито-амфиболо-авгитовыми, связанными постепенными переходами через кварцевое габбро, с амфиболовым, местами пироксенсодержащим сосюритовым габбро.

В восточной части массива по контакту с вулканогенными толщами залегает узкая, местами исчезающая полоска плагиогранитов шириной от 200 м до 1 км. Плагиограниты не дают постепенных переходов к кварцевым диоритам, слагают среди последних дайки и, по-видимому, представляют более молодую интрузивную фазу, хотя точных данных о взаимоотношениях этих пород нет. На востоке плагиограниты граничат с различными породами рудоносной свиты венлока — нижнего лудлова — порфиритоидами, порфириоидами, кварцево-серицитовыми сланцами. Контакт плагиогранитов с вмещающими толщами согласный, круто падающий на восток, местами вертикальный секущий, но всегда резкий и, безусловно, интрузивный, как особенно ясно показывают данные бурения.

Полоса плагиогранитов сопровождается появлением кварцевых альбитофиров, причем плагиограниты, с одной стороны, оказывают метаморфизирующее воздействие на эффузивные кварцевые альбитофиры, сопровождающиеся туфами, с другой — секутся дайками кварцевых альбитофиров, неотличимых от эффузивных. В. П. Логинов полагает на основании этого, что излияния кварцевых альбитофиров были как до интрузий плагиогранитов, так и после них.

Тагило-Кушвинская сиенитовая интрузия состоит из двух обособленных массивов — Кушвинского (северного) и Тагильского (южного), разделенных Волковским габбровым массивом. Оба массива являются акордантными. На востоке они в основном согласно граничат примерно с одним горизонтом толщи трахитовых порфиров, содержащим прослойки известняков, местами магнезиальных, с фауной верхов верхнего лудлова.

Северный контакт Кушвинского и юго-восточный Тагильского массивов имеют крутое до вертикального залегание, довольно неправильную форму и секут местами почти под прямым углом вмещающие слоистые толщи, падающие моноклинально на восток.

Обрывки этих толщ продолжают внутри сиенитовых массивов в виде ксенолитов, сохраняющих первичное залегание, вытянутых согласно с общей структурой. Особенно обильны ксенолиты в Тагильском массиве, где они располагаются строго на продолжении слоистых толщ, пересеченных в районе Высокогорского месторождения секущим контактом сиенитового массива. Ксенолиты вытянуты в северо-западном направлении и падают на северо-восток, фиксируя все изгибы складок доинтрузивных толщ.

Ксенолиты сложены мраморами, тесно связанными с ними скарнами и магнетитовыми рудами, разнообразными массивными или полосчатыми роговиками, преимущественно пироксен-плагиоклазовыми и плагиоклазовыми, возникшими в результате метаморфизма пирокластических и эффузивных пород основного и среднего состава, габбро и диоритами.

Сиенитовые массивы имеют четко выраженное зональное строение. Крайняя восточная зона сложена лейкократовыми субщелочными сиенитами, большей частью мелкозернистыми, нередко имеющими облик микросиенитов или сиенит-порфиров. Характерной является красноватая окраска пород и присутствие аксессуарного фиолетового флю-

орита. Среди лейкократовых сиенитов вдоль зоны контакта широко развита альбитизация, захватывающая как интрузивные, так и вмещающие их эффузивные и осадочные породы.

Лейкократовые сиениты довольно резко сменяются к западу мезократовыми сиенитами, что заставляет предполагать некоторую разновременность в образовании этих двух групп пород. Мезократовые сиениты относятся к известково-щелочным разностям; плагиоклаз в них содержит от 25 до 35—40% анортита; темноцветные минералы представлены светло-зеленым в шлифе диопсидом, буро-зеленой роговой обманкой и биотитом в различных количественных соотношениях.

По мере движения на запад количество калиевого полевого шпата, представленного ортоклазом и микроклином, постепенно, хотя и очень неравномерно уменьшается, увеличивается количество темноцветных минералов при очень незначительном повышении основности плагиоклаза (до 40—45% анортита). В результате происходит смена сиенитов сиенито-диоритами и далее диоритами. Характерной чертой сиенито-диоритов и диоритов является широкое распространение в них гнейсовидной текстуры явно деформационного происхождения, ориентированной параллельно контактам с расположенным западнее габбро.

По наблюдениям Н. Д. Знаменского, Л. В. Малаховой, З. М. Дмитриевой (1955—1957 гг.), форма нахождения калиевого полевого шпата в сиенитах и сиенито-диоритах свидетельствует о его метасоматическом развитии за счет плагиоклаза.

Жильные породы среди сиенитовых массивов представлены мелкозернистыми сиенито-диоритами и сиенито-диорито-порфиридами, диоритовыми и диабазовыми порфиридами, сиенито-пегматитами с меланитом, ортитом, изредка с аксессуарным редкоземельным цирконием, сиенито-порфирами и микросиенитами, а также нефелиновыми сиенито-пегматитами, встреченными только в Кушвинском массиве.

Сиенито-порфиры и микросиениты широко распространены за пределами массива среди вмещающих толщ, слагая местами довольно крупные штокообразные тела (Осокино-Александровское месторождение).

Тагило-Кушвинская сиенитовая интрузия наиболее богата калиевым полевым шпатом из всех дифференциатов Платиноносного пояса. С ней же связана наибольшая концентрация железорудных контактово-метасоматических месторождений, группирующихся в два рудных района около Тагильского и Кушвинского массивов, в которых выделяются наиболее крупные месторождения этого типа на Среднем и Северном Урале — Высокогорское и Гороблагодатское.

Месторождения залегают во вмещающих толщах либо вблизи контакта сиенитов, либо непосредственно в контакте. Наиболее крупные месторождения — Высокогорское и Гороблагодатское расположены вблизи секущего крутопадающего контакта сиенитов и приурочены в основном к дорудным дизъюнктивам. Сульфиды — пирит, халькопирит развиваются позже магнетита, их количество резко увеличивается по мере удаления от контакта с массивом, местами обуславливая появление промышленного медного оруденения.

К сиенитовым массивам тяготеют также не имеющие промышленного значения концентрации марганца в виде бустамитовых скарнов, а также гидротермального железистого родохрозита в известняках (Сапальское месторождение).

Повышенная концентрация марганца в метасоматитах обусловлена повышенным содержанием этого элемента в сиенитах и трахитах, т. е. в исходной сиенитовой магме. Как известно, это характерная особенность многих сиенитов вообще, особенно богатых щелочами.

Представляет интерес наложение на контактово-метасоматические руды и сопровождающие их метаморфические породы зон расланцевания, к которым приурочены серицитизация, карбонатизация, развитие альбитовых роговиков, джаспероидов, линзочек пирита, незначительной вкрапленности барита (южная часть Александровского месторождения).

Кытлымский интрузивный комплекс

Кытлымский массив, описание которого приводится ниже, в основном по данным А. А. Ефимова, находится на широте г. Серова, в зоне современного уральского водораздела. Его площадь около 725 км². Он окружен с запада метаморфическими сланцами, относимыми обычно к ордовику, с востока — эффузивами нижнего силура, на севере и юге массив соприкасается с амфиболитами, среди которых преобладают альбит-эпидотовые разности. Амфиболиты являются продуктом метаморфизма осадочно-вулканогенных пород, что подтверждается наличием реликтовых структур и текстур.

Простираение слоистости в породах, окружающих комплекс с запада, в большинстве случаев согласное с направлением контакта; слоистость падает в сторону массива под углом в 50—60°. В тех местах, где контакт имеет широтное простираение, взаимоотношения массива и вмещающих пород менее ясны. Иногда устанавливается, что слоистость (например, в амфиболитах у юго-восточной оконечности массива) подходит к контакту почти под прямым углом. Прямолинейность восточного контакта дает некоторое основание предположить, что он крутой и, скорее всего, несогласный.

Полоса пироксен-плагноклазовых роговиков, ширина которой измеряется метрами, реже десятками метров, прослеживается по всей периферии комплекса. На западе она окаймляет пироксениты, на востоке — габбро-нориты. В последних обнаружены ксенолиты вмещающих пород, превращенных в такие же роговики. Роговиковая оторочка свидетельствует в пользу того, что первичный контакт массива был нормальным интрузивным.

Во многих случаях на первичные контактово-метаморфические явления наложился позднейший метаморфизм, в частности, процессы «кытлымитообразования». Мелкозернистые тонкополосчатые породы, иногда габброидного облика, названные Н. М. Успенским (1952) кытлымитами, слагают довольно большие площади в экзоконтактных зонах западной половины комплекса (рис. 46). Н. М. Успенский рассматривал их как промежуточный продукт процесса превращения зеленых сланцев в габбро. Детальное изучение кытлымитовых зон позволило А. А. Ефимову (1963) установить, что кытлымиты образовались позднее, чем сам массив и окружающая его оторочка роговиков, и что связь их с контактными зонами чисто пространственная.

В первом приближении Кытлымский массив может быть разделен на две половины, довольно резко различающиеся по составу пород: западную — дунит-пироксенит-тылайтовую и восточную — преимущественно габбровую. Внутри массива отчетливо выделяются отдельные концентрические структуры, создаваемые как полосчатостью, так и контурами зон различного петрографического состава. В западной части две такие структуры: Косьвинская с центром в районе Косьвинского Камня и Тылай-Конжаковская с центром в районе Конжаковского Камня. В восточной половине выделяется три структуры (с юга на север): Сухогорская с центром в районе Сухогорского Камня, Серебрянская с центром в районе Серебрянского Камня и Валенторская,

отличающаяся от всех других структур отсутствием внутреннего центра (рис. 47).

Структура Косьвинского Камня имеет в плане вид треугольника с закругленными углами. Центральная часть структуры сложена однообразными оливковыми пироксенитами с многочисленными мелкими и одним крупным, неправильной формы дунитовым телом — Косьвинским. Пироксениты с запада и юго-запада окаймляются полосой ты-

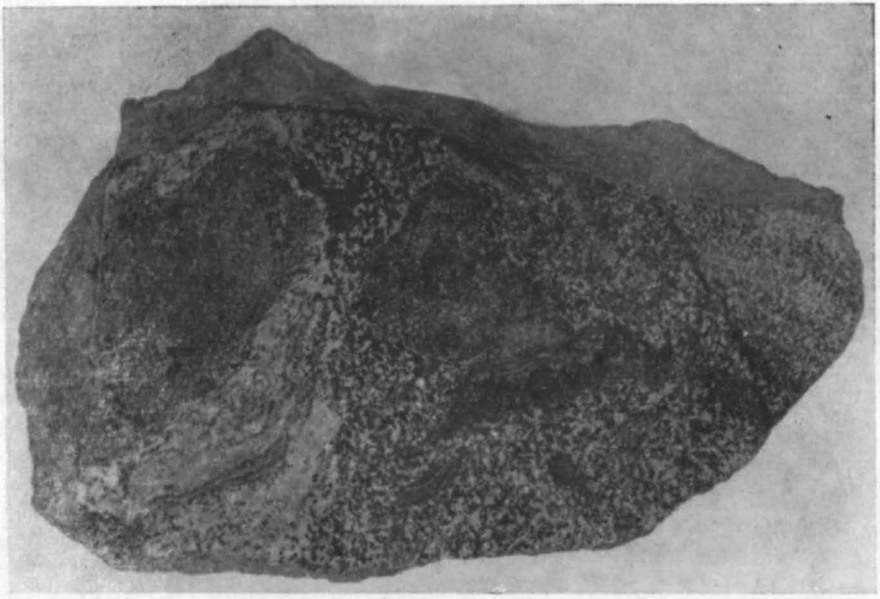


Рис. 46. Кытлымит. Кытлымский массив
(Фото А. А. Ефимова)

лаитов, которая, в свою очередь, окружена еще одной полосой пироксенитов, вмещающей вытянутое в меридиональном направлении дунитовое тело Сосновского увала. По полосчатости и по очертаниям центрального поля пироксенитов и окружающих его полос тылаитов, пироксенитов и дунитов устанавливается асимметричный концентрический рисунок структуры с падением полосчатости к центру, довольно пологим на западе ($50-40$ и даже 30°) и крутым ($60-80^\circ$) на востоке.

Косьвинская структура не составляет единого целого с собственно Кытлымским массивом и отделена от него Катышорским хребтом, сложенным кытлымитами. Поэтому она может рассматриваться как отдельное интрузивное тело, на современном эрозионном срезе отчлененное от материнской интрузии.

Тылай-Конжаковская структура сложена той же серией пород, что и Косьвинская. На востоке она контактирует с габбро-норитами периферии Серебрянской структуры. Простираение полосчатости у западного и северного контактов в общем совпадает с их направлением, изменяясь от северо-западного на южном окончании Тылайского хребта до широтного к северу от Конжаковского Камня. Полного облекания контактов полосчатостью не наблюдается — в большинстве случаев она подходит к контактам под острым углом, а иногда и под углом, близким к прямому (южное окончание Тылайского хребта).

Углы падения полосчатости увеличиваются в Тылай-Конжаковской структуре с запада на восток. Для района вершины Тылайского

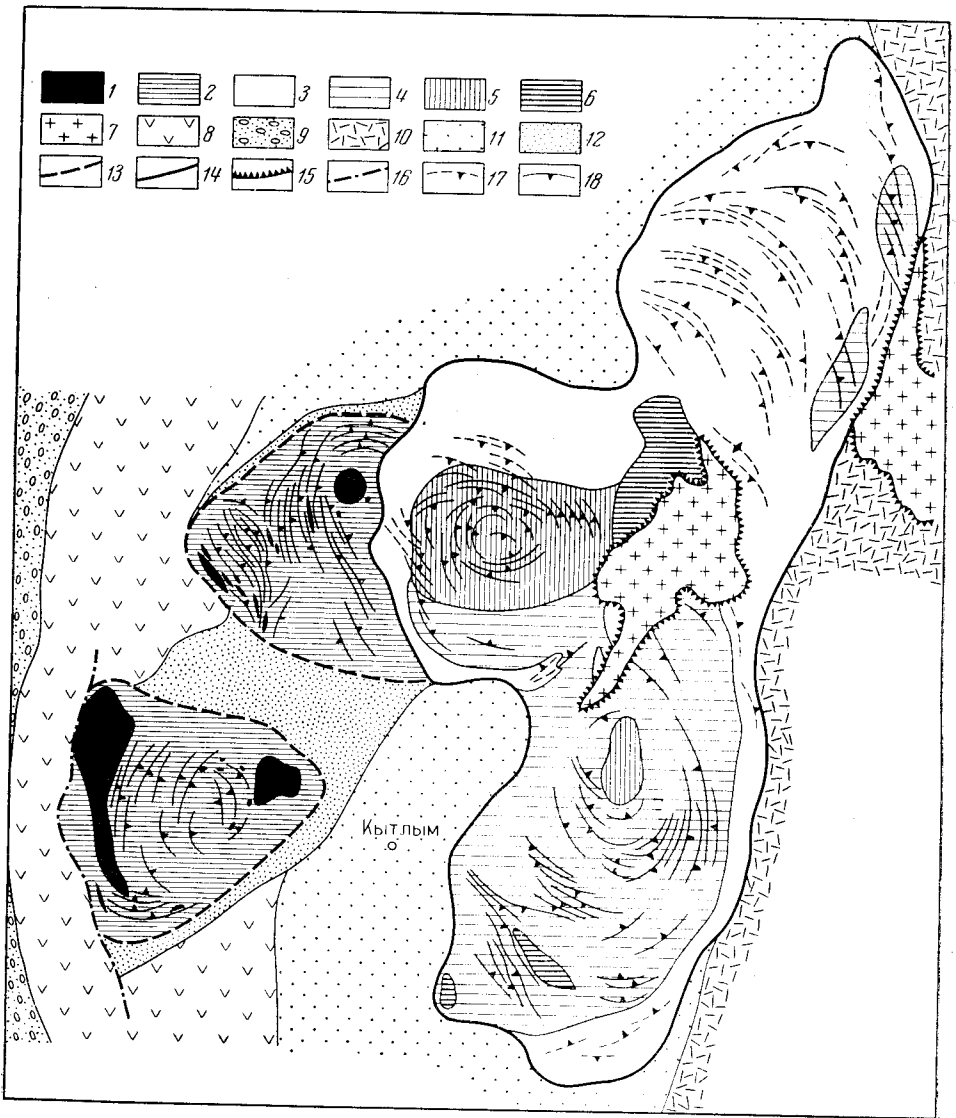


Рис. 47. Схема геологического строения Кытлымского массива
(По данным А. А. Ефимова и Л. П. Ивановой, 1955—1959 гг.)

Западная ассоциация: 1 — дуниты, 2 — пироксениты и тылаиты. Сухогорская ассоциация: 3 — оливковые габбро, 4 — пироксениты, верлиты, магнетитовые оливиниты. Валенторская ассоциация: 5 — габбро-нориты, 6 — оливковые габбро. Серебрянская ассоциация: 7 — амфибол-пироксеновые и амфиболовые габбро с анортитом; 8 — гранитоиды; 9 — зеленые сланцы и эффузивы ордовика; 10 — терригенные сланцы ордовика; 11 — эффузивы силура; 12 — амфиболиты ордовика — силура; 13 — кытлымиты; 14 — интрузивные контакты I и II интрузивных фаз; 15 — интрузивный контакт III интрузивной фазы; 16 — тектонические контакты; 17 — трахитоидность; 18 — полосчатость

Камня, верховьев рек Гаревой и Крутобереговой характерны пологие падения ($30-40^\circ$). На хребте, соединяющем вершины гор Конжаковский Камень и Тылайский Камень, углы падения постепенно увеличиваются к востоку до $60-70^\circ$. На водоразделе Северного Иова и Полудневой почти широтная полосчатость в тылаитах падает под углом в $60-70^\circ$ на север.

В целом Тылай-Конжаковская структура асимметрична в плане, с центром, расположенным в районе Иовской Площадки. Западное

крыло, судя по положению прекрасно выраженной полосчатости, очень пологое ($30-35^\circ$), восточное почти вертикальное. Структура не замкнута, ее внешние очертания частично не согласны с внутренним структурным рисунком.

Западная и восточная половины Кытлымского массива обнаруживают признаки структурного несогласия. Габбро-нориты Серебрянской структуры как бы срезают под прямым углом простирание полосчатых текстур в тылаитах Тылай-Конжаковской структуры; наблюдается резкое несовпадение контуров двух половин массива в пределах водораздела Северного Иова и Полудневой. Все это позволяло первоначально предполагать существование здесь крупного тектонического нарушения типа сброса, приведшего в соприкосновение породы нижних (дуниты, пироксениты, тылаиты) и верхних (габбро-нориты) горизонтов дифференцированной интрузии (А. А. Ефимов). Позднейшие наблюдения, сделанные на Денежкином Камне (Ефимов, 1963), дали основание говорить о разновозрастности дунит-пироксенит-тылаитовой и габбровой, точнее габбро-норитовой, части этого массива. Полнейшее сходство геологической ситуации, а также обнаруженные в 1961 г. ксенолитообразные включения пироксенита в габбро-норитах водораздела рек Конжаковки и Полудневой не оставляют сомнений в интрузивном характере контакта западной и восточной половин Кытлымского массива. Этот вывод предполагает самостоятельность габбро-норитов и служит основанием для выделения трех интрузивных фаз, сформировавших массив — дунитовой, габбро-норитовой и гранитоидной.

Серебрянская концентрическая структура в периферических частях сложена преимущественно габбро-норитами, в меньшей степени оливиновыми габбро и пироксенитами, в центральной части — амфиболо-пироксенитовыми габбро, горнблендитами, габбро-пегматитами и анортозитами. В амфиболо-пироксенитовых габбро обычна полосчатость, в подавляющем большинстве случаев падающая к центру структуры под умеренно крутыми углами ($50-70^\circ$). В самом центре полосчатость выражена плохо или вообще отсутствует. Контур площади, сложенной амфиболо-пироксенитовыми габбро, обнаруживает несогласие с концентрическим рисунком, создаваемым параллельными текстурами.

Сухогорская концентрическая структура ориентирована длинной осью по меридиану, протягиваясь более чем на 20 км от р. Кушвы на юге до р. Лобвы на севере. Ее периферия на востоке, юго-востоке и юге сложена габбро-норитами, большая же часть — полосчатыми оливиновыми габбро и троктолитами, среди поля которых наблюдаются многочисленные мелкие шширообразные тела гипербазитов (магнетитовых оливинитов, верлитов, пироксенитов), залегающих согласно с полосчатостью в габбро. В периферических зонах параллельные текстуры примерно следуют очертаниям контакта, подходя к нему под острым углом, но ближе к центру появляется некоторое общее направление, не учитывающее изгибы линии контакта. Преобладают крутые углы падения ($60-80^\circ$), реже наблюдается отвесное падение и очень редко пологое.

Валенторская структура — крайний северо-восточный выступ массива — сложена почти целиком габбро-норитами. В меньшем количестве здесь присутствуют оливиновые габбро и среди них редкие небольшие тела пироксенитов. Внутренний рисунок Валенторской структуры, устанавливаемый по трахитоидности, не совсем обычен — это серия концентрических дуг, ориентированных примерно поперек длинной оси структуры и подходящих под острыми углами к контактам. Тра-

хитоидность образует нечто вроде воронки, открытой на юго-запад, к центру массива. Углы падения колеблются в широких пределах, но преобладают крутые (от 60 до 90°). Тенденция падения к юго-западу лучше выражена в краевых частях структуры, чем в центральных.

Серебрянскую, Сухогорскую и Валенторскую структуры разделяют поля плагиогранитов и эруптивных плагиогранитовых брекчий. Наблюдающиеся взаимоотношения гранитоидов с породами массива убеждают в том, что внедрение кислой магмы сопровождалось образованием внутри массива разломов, блоковых подвижек и зон дробления.

В пределах кытлымского комплекса можно выделить несколько серий пород глубинного облика — гипербазитов и габброидов, представляющих собой естественные ассоциации, отдельные члены которых связаны пространственно и генетически. А. А. Ефимов и Л. П. Иванова выделяют четыре такие ассоциации: Западную, Сухогорскую, Валенторскую и Серебрянскую, различающиеся составом пород, их взаимоотношениями и другими особенностями. Гранитоиды (кварцевые диориты и плагиограниты), прорывающие породы всех перечисленных ассоциаций, представляют собой геологически самостоятельную группу глубинных пород, на современном эрозионном срезе не обнаруживающую тесной связи ни с габброидами, ни с гипербазитами.

Западная ассоциация целиком слагает западную половину комплекса (Косьвинскую и Тылай-Конжаковскую структуры). Для нее характерны три типа пород: дуниты, пироксениты с клинопироксеном и переменным количеством оливина и тылаиты — меланократовые габброиды. Меньшим распространением пользуются оливиновые породы с титаномagnetитом, верлиты и оливиновые габбро. В одном пункте встречены оливиновые породы с энстатитом (гарцбургиты).

Дуниты состоят из магнезиального оливина состава Fa_5 — Fa_{10} , серпентинизированного в той или иной степени, и небольшой примеси аксессуарного хромита. Они слагают три крупных тела и значительное количество более мелких и всегда окружены пироксенитами. Периферические зоны дунитовых тел всегда сложены оливиновыми породами, состоящими из более железистого оливина (Fa_{10} — Fa_{20}) и примеси аксессуарного титаномagnetита. Эти породы, называемые в дальнейшем метадунитами, макроскопически почти неотличимые от дунитов, представляют собой, по имеющимся данным, продукт диффузионного метасоматоза дунитов (Ефимов, 1963). При увеличении количества сидеронитового magnetита они переходят в magnetитовые оливиниты. Как правило, чем меньше дунитовое тело, тем большая его часть сложена метадунитами; маломощные прослои («дунитовые жилы») часто почти целиком состоят из метадунита. Контакты дунитов с пироксенитами в действительности всегда являются контактами метадунитов с пироксенитами. Одинаково часто встречаются как резкие, быстрые переходы к пироксениту, так и постепенные, с чередованием метадунитовых, пироксенитовых и верлитовых прослоев.

Пироксениты состоят из клинопироксена (обычно диопсида Hd_{10} — Hd_{20} , реже салита с железистостью до 25%), оливина Fa_{10} — F_{20} и титаномagnetита. Пироксениты, окружающие дунитовые тела, обычно содержат мало оливина, отличаются безрудностью и магнезиальным составом пироксена. Рудные пироксениты — косьвиты Л. Дюпарка — обычно безоливиновые, с наиболее железистым пироксеном и иногда значительной примесью зеленой шпинели.

Верлиты пользуются незначительным распространением и встречаются, главным образом, в краевых зонах дунитовых тел, а также образуют прослои в оливиновых пироксенитах.

Тылаиты — полосчатые, реже массивные габброиды, в абсолютном большинстве случаев меланократовые, часто с характерной криптовой или порфиroidной структурой, состоят из переменных количеств клинопироксена, оливина (более железистых, чем в пироксенитах), основного плагиоклаза (битовнита или анортита) и титаномagnetита. Тылаиты связаны с гипербазитами постепенными переходами и переслаиваются с ними, образуя полосчатые серии. В таких сериях чередуются прослои метадунитового, верлитового, пироксенитового состава с габброидными; среди последних преобладают меланократовые, но встречаются и приближающиеся к обычным оливиновым габбро и даже лейкократовые, близкие к анортозитам. Обычны также прослои, по структуре и составу близкие к пироксен-плагиоклазовому роговику.

Как уже отмечалось, в состав западной ассоциации входят три крупных дунитовых тела, описанных неоднократно в литературе (Л. Дюпарк, Н. К. Высоцкий, О. А. Воробьева и др.).

Конжаковский массив (Иовское тело) дунитов залегают среди поля пироксенитов внутри Тылай-Конжаковской структуры. Расположен на северо-восточном склоне Конжаковского Камня. Площадь, занятая дунитами, представляет заболоченное плато выше зоны лесной растительности, на высоте около 1 км над уровнем моря, с трех сторон окруженное скалистыми вершинами, сложенными пироксенитами (Тылайский и Конжаковский Камни), а с четвертой — почти отвесной стеной высотой около 300 м (истоки р. Южного Иова, «Иовская пропасть»). Размеры массива $1,3 \times 1$ км. Дунит наименее серпентинизирован из всех дунитов пояса, обнажающихся на поверхности. Местами степень серпентинизации близка к нулю. Сегрегации хромита иногда параллельны трещинам отдельности в дуните (преобладают трещины восток-северо-восточного и запад-юго-западного простираний с крутым падением). Хромит сильно магнитен и богат окисным железом по сравнению с аксессуарным (С. А. Кашин и др.). Других жил, кроме пироксенитовых, в дуните нет.

Каменно-Косьвинский массив (Косьвинская структура) залегают среди поля пироксенитов. Полностью обнажен. Выходит на поверхность выше лесной растительности. Площадь 2,7 км². Сопровождается пластообразными телами дунита среди окружающих пироксенитов. Сечется жилами роговообманковых верлитов, плагиоклазовых (лабрадорных) иситов, биотито-олигоклазовых плагиогранитов, альбититов. В одной из жил, сложенной моноклинным и ромбическим пироксенами (6% ферросилита) с примесью роговой обманки и апатита, Н. В. Бутыриным обнаружены скопления хром-титаномagnetита, содержащего 3% двуокиси титана, 21,5% трехоксида хрома, 6,3% глинозема, 5,5% окиси магния.

Сосновский массив (Косьвинская структура). С востока граничит с меланократовыми оливиновыми габбро («тылаитами»), на западе — с зелеными сланцами (рассланцованными диабазами). Длина его 7,5 км, ширина до 2 км, площадь 11 км². Жильных пород, кроме пироксенитов, нет.

Сухогорская ассоциация — поле развития преимущественно полосчатых оливиновых габбро и троктолитов, занимающее большую часть Сухогорской структуры. Гипербазиты пользуются в Сухогорской ассоциации меньшим распространением. Все породы связаны между собой постепенными переходами через разности промежуточного состава.

Оливиновые габбро — мезократовые или лейкократовые, реже меланократовые породы, состоящие из переменных количеств оливина Fe_{20} — Fe_{30} , клинопироксена (авгита) той же железистости, плагиок-

лаза Ap_{85} — Ap_{95} и титаномагнетита. Троктолиты — чаще всего лейкократовые породы, состоящие из анортита и оливина Fe_{20} — Fe_{30} .

Амфибол-пироксеновые габбро встречаются вместе с оливиновыми, переслаиваясь с ними. Они состоят из плагиоклаза Ap_{85} — Ap_{95} , клинопироксена с железистостью 20—30% и роговой обманки, замещающей пироксен.

Метадуниты и магнетитовые оливиниты в виде довольно многочисленных, но незначительных по размерам согласных тел (линз, прослоев, полос) наблюдаются среди оливиновых габбро и троктолитов, а также внутри более крупных по размерам пироксенитовых тел. В отличие от западной ассоциации преобладают обогащенные титаномагнетитом разности (магнетитовые оливиниты). По железистости оливина метадуниты и магнетитовые оливиниты не отличаются от соответствующих пород Западной ассоциации.

Пироксениты и верлиты образуют несколько крупных тел и большое количество мелких, согласных с полосчатостью в габброидных породах. По составу не отличаются от аналогичных пород Западной ассоциации.

Валенторская ассоциация отличается сравнительным однообразием слагающих пород. Преобладают габбро-нориты, гораздо реже наблюдаются оливиновые и амфиболо-пироксеновые габбро. Гипербазиты не свойственны этой ассоциации и встречаются как исключение. Породы Валенторской ассоциации слагают Валенторскую структуру, а также периферические части Серебрянской и Сухогорской структур.

Габбро-нориты — довольно однообразные, преимущественно среднезернистые породы, обычно офитовой или субофитовой структуры, с хорошо выраженной трахитоидностью, лишённые полосчатости. Состоят из лабрадора (преобладает лабрадор Ap_{50} — Ap_{60}), клинопироксена (авгита с железистостью 30—35%), ортопироксена (гиперстена с железистостью 35—40%) и небольшого количества акцессорного титаномагнетита. Иногда присутствует бурый биотит и оливин с железистостью около 40%, а также свободный кварц.

Оливиновые и амфиболо-пироксеновые габбро Валенторской ассоциации не отличаются от соответствующих пород Сухогорской ассоциации.

Серебрянская ассоциация — поле развития амфиболо-пироксеновых и амфиболовых габбро в центральной части Серебрянской структуры. Для Серебрянской ассоциации характерны тесная связь и переслаивание габбро с горнблендитами, огромное количество габбро-пегматитовых и анортозитовых жил, а также почти повсеместное распространение медносльфидной минерализации, по мнению С. А. Кашина (1918), близкой к волковскому типу оруденения.

Все породы Серебрянской ассоциации, независимо от структуры и количественных соотношений полевошпатового и темноцветного компонента, состоят из анортита, клинопироксена диопсидового ряда (салита с железистостью около 30%) и темно-зеленой роговой обманки. Преобладающий петрографический тип — средне- или крупнозернистое, часто полосчатое амфиболо-пироксеновое габбро, состоящее из переменных количеств анортита, салита, роговой обманки и титаномагнетита. Часты прослои, шпирсы, сгустки горнблендитового состава. Габбро-пегматиты — грубо- или гигантозернистые породы, состоящие из тех же минералов, что и габбро. Анортозиты сложены почти целиком анортитом. Жилы габбро-пегматитов и анортозитов более или менее равномерно пронизывают всю массу серебрянских габбро.

Гранитоиды представляют собой позднейшую интрузию, внедрившуюся тогда, когда платиноносный массив был уже твердым телом.

Они имеют состав кварцевого диорита, реже плагиогранита и состоят существенно из плагиоклаза Ap_{20} — Ap_{40} и кварца, к которому присоединяется небольшое количество роговой обманки или биотита. Калиевый полевой шпат не обнаружен; микроструктура — типа гранитовой с хорошо выраженным идиоморфизмом плагиоклаза.

В течение нескольких десятилетий, со времени опубликования классических работ Л. Дюпарка (Duparc et Pearce, 1902, 1905; Duparc et Grosset, 1916), Кытлымский массив рассматривался как прекрасный пример дифференцированной габброидной интрузии. Новый фактический материал позволяет, однако, предполагать, что магматическая или кристаллизационная дифференциация не была главной причиной образования разнообразных горных пород массива (Ефимов, 1963; Ефимов и Кууспалу, 1962).

Согласно новым данным внутри Кытлымского массива существуют две первичные породы, два субстрата, по которым метасоматически образуется серия ультраосновных и основных пород: первичный платиноносный дунит и первичномагматическое габбро — габбро-норит.

Таким образом, фактический материал позволяет выделить в Кытлымском массиве генетические комплексы пород, отвечающие трем интрузивным фазам, обособленные пространственно и во времени: эпидунитовый, включающий первичные дуниты и продукты их метаморфизма (метадуниты, верлиты, пироксениты, тылаиты, оливиновые габбро), эпигаббровый, включающий габбро-нориты и продукты их метаморфизма (серебрянские габбро и в меньшей степени оливиновые габбро), и, наконец, гранитоидный. На основании изучения взаимоотношений и состава пород к эпидунитовому комплексу могут быть отнесены Западная и Сухогорская ассоциации, к эпигаббровому — Валенторская и Серебрянская.

Малые интрузии габбрового и габбро-сиенитового состава внутри Тагильского мегасинклиория

В центральной части Тагильского мегасинклиория прослеживается серия небольших интрузивных тел габбродиабазов, иногда содержащих примесь калиевого полевого шпата и имеющих тогда состав габбро-сиенитов. Эти тела прорывают порфириды именовской свиты, а местами залегают внутри туринской свиты. По-видимому, учитывая сиенитовый уклон, пространственную и возрастную близость к трахитовому комплексу, эти интрузии можно рассматривать как комагматы базальт-трахитовой ассоциации верхнего силура — нижнего девона.

Ниже перечисляются и кратко характеризуются наиболее существенные из указанных малых интрузий. Перечисление сделано с юга на север.

В районе Ломовских гор (к северо-западу от Черноисточинска) в толще трахитовых порфиритов залегают небольшое интрузивное тело ($0,5 \times 2$ км) габбро-диабазов, содержащих характерные для ортофирмового комплекса пучки листочков бурого стильпномелана.

К северу от горы Барашинской наблюдаются мелкие интрузивные тела офитовых габбро-сиенитов (габбро-диабазов), вытянутых меридионально в виде узкой (большей частью до 600 м, местами до 1 км) полосы длиной около 15 км. По Н. В. Поярковой и другим, габбро-сиениты вертикально секут порфиритовую (именовскую) свиту и являются дайкоподобной интрузией. Они содержат до 25% темноцветных минералов (моноклинный пироксен, роговая обманка), 5—30% микропертита, иногда примесь кварца, вторичные образования — сосюрит, шахматный альбит, хлорит. По химическому составу это типич-

ные габброиды (SiO_2 —48%, FeO —8,5%, MgO —10,3%, CaO —3,9%, Na_2O —2,8%, K_2O —1,4%). Габбро-сиениты, по-видимому, фиксируют разлом, приуроченный к восточной границе порфиритов именной свиты и расположенный примерно в середине Тагильского мегасинклинария. Аналогичное положение занимают меридиональные диабазовые интрузии района Большой Лаи и севернее.

К востоку от Качканарского комплекса залегает серия мелких интрузивных тел основного и среднего состава, содержащих переменную примесь калиевого полевого шпата, прорывающих свиту трахитовых порфиритов или именовскую порфиритовую свиту. К ним относится Елкинский массив габбро-диоритов и сиенитов, Актайский массив габбро-диабазов с краевой фацией диабазовых порфиритов, серия мелких тел габбро-сиенитов, ассоциирующих с эффузивными базальтовыми пироксен-плагиоклазовыми порфиритами, входящими в свиту трахитовых порфиритов, к северу от прииска Маломальского, группа мелких согласных пологозалегающих тел габбро-диабазов (названных Р. А. Сюткиной и В. А. Потапьевым «габбро-диоритами») около Иса среди порфиритов верхнего силура.

Нязепетровский габброидный интрузивный комплекс

Комплекс расположен на западном склоне Урала в районе г. Нязепетровска. Состоит из ряда массивов, сложенных в основном габбро, в подчиненном количестве пироксенитами, горнблендитами, сиенитами и нефелиновыми сиенитами.

Массивы вытянуты с юга на север на протяжении около 30 км, наибольшая ширина их не превышает 4—5 км. Нефелиновые сиениты обнаружены впервые Г. А. Соколовым на восточном берегу р. Суroyм в 3 км выше впадения ее в р. Уфу (Соколов, 1935). А. С. Таланцев (1963) в результате детальных наблюдений установил, что сиениты и нефелиновые сиениты образуют серию пластообразных субмеридиональных тел, в изобилии инъецирующих пироксениты и значительно реже окружающие их ордовикские основные эффузивы.

Наиболее крупные тела сиенитов имеют длину до 100 м и мощность до 5—7 м. Форма тел неправильная, с многочисленными ответвлениями, нередко линзовидная. Сиениты имеют сложный непостоянный состав, обусловленный в значительной степени метасоматозом, главным образом альбитизацией. Главными минералами являются эгирин-авгит, плагиоклаз, микроклин, нефелин, второстепенными — андрадит, роговая обманка, биотит, сфен, ильменит, циркон. Количество эгирин-авгита колеблется от 2—10% в лейкократовых разностях до 20—50% в меланократовых. В зависимости от количества темноцветных и состава силикатных минералов выделяются сиенито-диориты, богатые плагиоклазом (содержание анортита 30—40%), часто сосюртитизированным, сиениты, богатые калиевым полевым шпатом, и нефелиновые сиениты, в которых андрадит часто является единственным темноцветным минералом.

Вмещающими породами комплекса являются диабазы, спилиты и андезит-базальтовые порфириты среднего — верхнего ордовика, образующие поле длиной около 40 км, шириной до 8 км, содержащие прослои бескварцевых кератофиров. Поле эффузивов сменяется к северу глинистыми туфогенными сланцами верхнего ордовика с прослоями известняков, спилитов, диабазов, кремнистых сланцев; выше залегают фтаниты ландовери, возраст которых с достоверностью определяется по фауне граптолитов.

Тесная связь габброидного комплекса с ордовикскими эффузивами базальтового и трахитового состава дает основания предполагать комагматичность и близость возраста интрузивов и эффузивов.

Абсолютный возраст сиенитов, по определениям лаборатории геохимии института геологии Уральского филиала АН СССР, составляет 450 млн. лет. По совокупности всех данных каледонский возраст габброидного комплекса сомнений не вызывает. Несколько западнее габброидного комплекса расположен узкий (шириной не более 2 км) пояс серпентинитов общей длиной 85 км, отклоняющийся, так же как и комплекс, несколько к северо-западу от меридионального простирания. Серпентиниты образуют узкие пластообразные тела, мощность которых не превышает 500 м, вытянутые вдоль пояса и залегающие на границе глинистых сланцев верхнего ордовика с фтанитами ландовери как в той, так и в другой толще. Главная часть пояса и слагающих его серпентинитовых массивов расположена севернее габброидного интрузивного комплекса вне поля эффузивов среди осадочных толщ. Серпентиниты и габброиды подчинены структурам одного направления, пространственно тесно ассоциирующимся и могут рассматриваться как члены единого Нязепетровского габбро-перидотитового комплекса, подчиненного вулканогенно-осадочным толщам верхнего ордовика — нижнего силура, перекрытым на западе, севере и частью на востоке более молодыми девонскими отложениями. В целом в Нязепетровском районе мы имеем типичную офиолитовую ассоциацию диабазов, спилитов, кремнистых сланцев, габброидов, серпентинитов.

Габбровая формация среднего — позднего девона

Формация включает в себя, с одной стороны, габбро, с другой — кислые производные основной магмы калинатрового ряда — преимущественно гранодиориты, в незначительном объеме граниты и аляскиты и известково-щелочного натрового ряда — кварцевые диориты, плагиограниты. И те и другие большей частью тесно связаны пространственно и в возрастном отношении с близкими по составу и, по-видимому, комагматичными эффузивами.

Формация распространена довольно широко. В Тагильском синклинории к ней относится пояс основных и тесно связанных с ними кислых интрузий, протягивающийся от Полевского завода на юге до Ивделя на севере, который условно может быть назван Серовско-Невьянским. К поясу в значительной его части непосредственно примыкает с востока одноименный пояс перидотитовых интрузий. Типичным представителем формации в этом сложном по истории формирования (далеко не полностью выясненном) интрузивном поясе является Ауэрбаховский габбро-гранодиоритовый массив, залегающий среди базальтовых и андезито-дацитовых эффузивов верхнего эйфеля и живетского яруса, аналогичных по химическому составу интрузивам и, по-видимому, близким к ним по возрасту. Таким образом, можно говорить о среднедевонском возрасте и самих интрузивов, входящих в состав формации в указанном поясе. Следует отметить, что и по абсолютному возрасту Ауэрбаховские гранодиориты очень близки к нижнедевонским сиенитам Тагило-Кушвинского района (Овчинников и др., 1957, 1964).

Не исключена возможность, что к рассматриваемой формации относятся и гранитоиды ряда гранит-гранодиорит, примыкающие к Платиноносному поясу с востока и также сопровождающиеся контактово-метасоматическими месторождениями магнетита (месторождения 2,3 Северных рудников, Покровское и др.), описанные выше.

Таким образом, в Тагильском синклинории намечается среднедевонская интрузивная формация базальтоидного происхождения, вклю-

чающая калинатовые гранитоиды, продуктивные в отношении контактово-метасоматических железорудных месторождений.

Близкая по составу и, по-видимому, по-возрасту, местами также продуктивная в отношении железорудных месторождений интрузивная формация намечается в Свердловском синклинории. Широкая зона основных и подчиненных им кислых интрузий протягивается в пределах синклинория от Свердловска на юге до Петрокаменска на севере, достигая в длину около 200 км.

В Магнитогорском синклинории среднедевонский базальтоидный магматизм представлен эффузивами известково-щелочного натрового ряда и незначительным объемом их интрузивных комагматов. Примером последних могут служить плагиограниты небольшого Россыпнянского массива, залегающего среди основных и кислых эффузивов среднего девона к северу от Гумбейской группы месторождений.

Калинатовые гранитоиды появляются в Магнитогорском синклинории только в позднем девоне. Они прорывают базальтовые порфириты франского яруса и, по-видимому, комагматичны с кое-где встречающимися кислыми эффузивами фамена. Позднедевонские гранитоиды аналогичны раннекаменноугольным, приурочены к тем же структурным зонам и в формационном отношении тяготеют больше к ним, чем к среднедевонским. В связи с этим они рассматриваются вместе с раннекаменноугольной интрузивной формацией базальтоидного происхождения.

В восточной синклинальной зоне к рассматриваемой формации относятся небольшие габбро-плагиогранитные массивы, подчиненные среднедевонским эффузивам (диабазам, кварцевым альбитофирам, андезито-дацитовым порфиритам). Такие массивы описаны Н. Ф. Мамаевым к северу от Челябинска.

Таким образом, полной аналогии в характере развития формации, объеме интрузивов, составе кислых производных в Тагильском и Магнитогорском синклинориях, в восточных зонах нет.

Серовско-Уфалейский пояс

Серовско-Уфалейский пояс интрузивных производных габбровой магмы хорошо выдержан по простиранию и мало чем уступает в этом отношении Платиноносному поясу, хотя он значительно меньше по объему слагающих его пород. Так же как в Платиноносном поясе, для него характерно сочетание габбро с гранитоидами различного состава — плагиогранитами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, гранитами. Точно так же с гранитоидами пояса связан ряд контактово-метасоматических месторождений железа и меди.

Пояс протягивается в меридиональном направлении, отчетливо прослеживается на расстоянии свыше 500 км в интервале $56^{\circ}21'$ — $61^{\circ}00'$ с. ш. Интрузивные тела пояса либо окаймляют с запада, реже с востока более крупные тела апоперидотитовых серпентинитов, либо вытягиваются в зоны, обособленные от них на расстояние до нескольких километров к западу.

Некоторые массивы пояса прорывают отложения нижнего девона и местами эйфельского яруса; их послераннедевонский возраст сомнений не вызывает. К ним относятся Гумешевский и Ауэрбаховский массивы, сопровождающиеся контактово-метасоматическими медно-железорудными месторождениями. В то же время ряд массивов по особенностям состава и пространственному положению имеет, по-видимому, силурийский возраст. Таким образом, представляется вероятным длительное формирование пояса, захватившее время с силура по

средний, а может быть, и поздний девон включительно, что определяет условность отнесения пояса в целом к образованиям средне-позднедевонского времени.

Многие исследователи неоднократно обращали внимание на симметричное расположение интрузивных массивов Платиноносного и Серовско-Невьянского поясов по обе стороны Тагильского синклинория. Эта симметрия в основном выражается расположением габбро и гранитоидов по обе стороны синклинория — гранитоиды внутри, габбро снаружи — и проявляется в некоторых деталях. В южной части синклинория симметрично расположены плагиограниты, в северной — гранодиориты. Плагиограниты тесно связаны с кислыми эффузивами нижнего силура, в расположении которых наблюдается та же симметричность. Есть основания полагать, что по обе стороны синклинория развиты одни и те же магматические формации базальтоидного происхождения, возраст которых в интрузивных разностях колеблется от нижнего силура до среднего девона. Больше того, симметрично по обе стороны синклинория в интрузивах располагаются одни и те же серии пород — амфиболовое соссюритовое габбро (реже кварцсодержащее), роговообманковый кварцевый диорит, затем плагиогранит. Симметрия, однако, далеко не полна. Так, сиениты в восточной части синклинория отсутствуют, хотя их эффузивные комагматы (трахитовые порфиры) прослеживаются. Нет симметрии в расположении и составе ультрабазитов. К востоку от синклинория залегает пояс типичных перидотитовых (дунит-гарцбургитовых) интрузий, к западу — пояс мощных габброидных интрузий и подчиненных им по объему ультрабазитов дунит-клинопироксенитового ряда.

Существование глубинных разломов, проводников ультрабазитовой магмы, по обе стороны синклинория сомнений не вызывает, причем условия формирования ультрабазитов, определявшиеся структурными особенностями, были различны.

В состав пояса входят (с юга на север) следующие массивы.

Гумешевский массив габбро и кварцевых диоритов, к которому приурочено одноименное контактово-метасоматическое меднорудное месторождение (вблизи Полевского завода), знаменито своим малахитом. По форме массив представляет пластообразную интрузивную залежь мощностью от 100—200 м в южной до 600—700 м в северной части, длиной около 6 км, имеющую залегание, в общем, согласное с вмещающими нижедевонскими слоистыми толщами. Строение массива сложное. Выделяются габбро, тесно ассоциирующие с серпентинитами, и гранитоиды — кварцевые диориты и типичные плагиограниты. Гранитоиды преобладают, они прорывают габбро, в свою очередь, те и другие прорывают нижедевонские осадочные отложения, представленные мраморами и в меньшем объеме кремнистыми и кремнисто-хлоритовыми сланцами. В массиве наблюдаются многочисленные ксенолиты мраморов в виде прослоев, залегающих параллельно контактам. Гумешевское меднорудное месторождение приурочено к средней части контакта габбро и массива. Гранитоиды представлены роговообманковыми разностями с нацело соссюритизированным плагиоклазом. Среди гранитоидов преобладают роговообманковые кварцевые диориты, в отдельных участках отмечаются типичные плагиограниты, бедные темноцветными минералами и богатые кварцем. В общем, ассоциация интрузивных пород массива аналогична ассоциациям в других гранитоидных массивах пояса.

Верх-Исетский габбро-плагиогранитный массив, вытянутый меридионально вдоль южной части западного контакта Верх-Исетского гранитного массива на расстоянии около 60 км при ширине до 5 км.

Сложен главным образом кварцевыми диоритами и плагиогранитами, в подчиненном объеме габбро. Залегают согласно с вмещающими вулканогенными толщами. Впервые гранитоиды этого массива были отделены от Верх-Исетского гранитного массива Б. М. Романовым в 1928 г. и отнесены как более древние к габбровой формации. С гранитоидами массива пространственно связаны небольшие контакто-метасоматические месторождения железа — Сиверское, Тарасковское и др.

Небольшие тела габбро, примыкающие с востока к Верх-Нейвинскому серпентинитовому массиву, частично залегающие внутри него.

Барашинский массив гранодиоритов и примыкающие к нему с севера мелкие тела габбро-сиенитов. Массив расположен к северо-западу от Верх-Нейвинского серпентинитового массива. Залегают на севере и западе среди порфиритоидов и зеленых сланцев порфиритовой (именновской) свиты нижнего лудлова, на востоке сечет под острым углом полосы габбро и плагиогранитов Красноуральского габбро-плагиогранитного массива.

Красноуральский габбро-плагиогранитный комплекс — непрерывная полоса основных, средних и кислых интрузивов шириной до 7 км, общей длиной около 100 км, примыкающих с запада к Красноуральскому ультрабазитовому массиву. Непрерывность комплекса несколько нарушается на крайнем севере. Здесь около Красноуральска среди вулканогенных толщ нижнего силура (рудоносная свита) расположен обособленный наибольший массив плагиогранитов. Комплекс сложен примерно в равных количествах габбро, диоритами и кварцевыми диоритами, плагиогранитами. В северной части гранитоидные тела комплекса значительно отклоняются к западу от перидотитового пояса.

Восточная часть комплекса, непосредственно примыкающая к Красноуральскому перидотитовому массиву, сложена офитовыми амфиболовыми габбро, содержащими местами небольшую примесь моноклинного пироксена, сохранившегося от амфиболитизации, изредка встречаются нормальные габбро. По мере удаления от перидотитов к западу в габбро появляется примесь кварца, постепенно увеличивающаяся и обуславливающая переход к кварцевым диоритам. На севере офитовые габбро переходят в габбро-диабазовые и мелкозернистые диабазовые фации. В западной части комплекса кварцевые диориты без видимых переходов сменяются типичными плагиогранитами с хлоритизированными биотитом и роговой обманкой, местами в них содержатся микропегматитовые участки, образованные альбитом и кварцем. По-видимому, в Красноуральском интрузивном комплексе, так же как и в Тагильском массиве, входящем в Платиноносный пояс, выделяется, с одной стороны, непрерывный ряд роговообманковое габбро — кварцевый диорит, с другой, — более молодые плагиограниты, прорывающие этот ряд. Первому в рудоносной свите нижнего силура соответствует эффузивная серия базальт-андезит-дацит, вторым — более молодые кварцевые альбитофиры.

Плагиограниты и граниты в зоне западного контакта комплекса чередуются и многократно переслаиваются с порфиритами и кварцевыми альбитофирами типично эффузивного облика. Эти плагиограниты, точно так же как кварцевые альбитофиры, затронуты гидротермальным метаморфизмом, сопровождающим колчеданное оруденение — серицитизированы, окварцованы, пиритизированы. В то же время обломки плагиогранитов встречены буровыми скважинами в основании именновской свиты. Тем самым поздний лудлов, возможно его начало, является верхним пределом возраста красноуральских плагиогранитов, как и плагиогранитов восточной окраины Тагильского интрузивного комплекса. По-видимому, плагиограниты, а также несколько более

древние серии — амфиболовое сосюритовое габбро, кварцевый диорит в обоих комплексах, окаймляющих Тагильский синклинорий с запада и востока, принадлежат к одной магматической формации базальтоидного происхождения, приуроченной к границе раннего и позднего силура, в основном допозднесилурийской.

Массив кварцевых диоритов в верховьях р. Крутой Латы — правого притока р. Лобвы (в 20 км от устья) — расположен в 10 км к западу от перидотитового пояса. Залегает в рудоносной свите венлока — нижнего лудлова.

Группа плагιοгранитных тел в районе пос. Верхней Лобвы, залегающих также среди силурийских эффузивов (Лобвинская группа гранитоидных массивов).

Ауэрбаховский гранитоидный комплекс. В состав комплекса входит Ауэрбаховский гранитоидный массив и серия расположенных севернее мелких секущих тел кварцевых диоритов, диоритов, роговообманково-пироксеновых габбро-диоритов. Общая длина комплекса около 18 км. Интрузивные тела комплекса имеют штокообразную форму с вертикальными или крутопадающими секущими интрузивными контактами. Вмещающие толщи Ауэрбаховского массива имеют кобленцкий возраст, на юге — известняки, а на севере и западе — амфиболо-плагноклазовые андезитовые и андезито-дацитовые и амфиболо-пироксено-плагноклазовые андезито-базальтовые порфириты с прослоями известняков. В северной части мелкие интрузивные тела комплекса прорывают нижнеэйфельские туфы пироксено-плагноклазовых базальтовых и амфиболо-пироксено-плагноклазовых андезито-базальтовых порфиритов. В то же время обломки кварцевых диоритов, похожих на слагающие интрузии тела, встречаются в обломочных породах эйфеля. По-видимому, формирование интрузий происходило в несколько этапов, близких по времени образования вмещающих вулканогенных толщ (данные Н. С. Лисова, Н. Ф. Коровина и др.) и более молодых по сравнению с трахитовыми и андезито-трахитовыми излияниями туринской свиты.

Наиболее крупный в составе комплекса Ауэрбаховский массив имеет в плане овальную, меридионально вытянутую форму; длина 13 км, ширина 5 км, площадь около 40 км². Строение концентрическое — периферия сложена габброидами, ядро — гранодиоритами. Данных в пользу ассимиляционного происхождения габброидов, предполагавшегося многими исследователями, нет, так как они встречаются на контактах как с известняками, так и с эффузивами андезитового и андезито-дацитового состава, более кислыми, чем габброиды. Диориты (габброиды) вблизи гранитоидов калишпатизированы и окварцованы, что дает основание предполагать формирование массива в две фазы — более древнюю диоритовую (габброидную) и гранодиоритовую.

Вдоль западного контакта массива во вмещающих толщах располагается серия контактово-метасоматических железорудных месторождений (с севера на юг) — Северо-Песчанское (наиболее крупное), Песчанское, Воронцовское, Гаревское, вдоль восточного — Ауэрбаховское. К северу от массива на продолжении Ауэрбаховского месторождения на протяжении свыше 4 км прослеживается зона развития меднорудных скарновых месторождений, вошедших в литературу под названием Турьинских.

Таким образом, с интрузивным комплексом связано обширное поле скарновых месторождений (медно-железорудных) с отчетливой обычной зональностью: магнетитовое оруденение тяготеет к интрузивным массивам и медно-сульфидное — концентрируется в удалении.

Масловский гранитный массив. С ним связано небольшое одноименное контактово-метасоматическое месторождение магнетита.

Пояс мелких интрузивных тел и даек габбро-диабазов. К нему приурочено контактово-метасоматическое магнетитовое месторождение I Северного рудника.

Габбровые и связанные с ними другие интрузии Свердловского мегасинклиория

В пределах Свердловского мегасинклиория известны (с юга на север) Уктусский габбро-пироксенит-дунитовый массив, Свердловский (Пышминский) габбровый массив, сложные габбровые и габбро-плагиогранитные массивы Березовского рудного поля и Благодатных рудников, габбровые тела, примыкающие к Первомайскому перидотитовому массиву, сложный Петрокаменский интрузивный комплекс. Наибольший интерес представляют Уктусский массив и Петрокаменский комплекс.

Уктусский габбро-пироксенит-дунитовый массив расположен к юго-западу от г. Свердловска, частично на территории его пригородов (поселки Уктус, Нижне-Исетск, Елизавет). Ультрабазиты массива слагают наиболее высокую в районе города возвышенность, известную под названием «Уктусских гор». Массив имеет форму овала, вытянутого в меридиональном направлении, с размерами 8×13 км, с площадью около 70 км². На западе, северо-западе, севере и юге вмещающими породами массива являются зеленокаменные пироксеновые порфириты силура. На юго-востоке и востоке массив граничит с более молодым интрузивным телом верхнепалеозойских гранитоидов — адамеллитов, плагиогранитов, известных в литературе как Шабровский массив.

По данным П. И. Аладинского, вмещающие породы круто падают в сторону массива, форма которого приближается к воронкообразной. Массив сложен стандартной серией пород: дунит — гарцбургит — лерцолит — верлит — оливниновый пироксенит — пироксенит — роговообманковое соссюритовое габбро. Перидотиты слагают весьма незначительные объемы, местами исчезают. Главными породами являются габбро, клинопироксениты, дуниты. Ультрабазиты образуют три тела: главное, слагающее северо-западную часть массива, южное — вдоль южного контакта массива и юго-восточное (самое незначительное) — в юго-восточном окончании массива. Все три тела разделены габбро. Главное тело содержит два дунитовых ядра. К южному, самому крупному приурочено Елизаветинское месторождение кобальтсодержащих порошковых бурых железняков в коре выветривания дунитов (дуниты — нонтронитовая кора — охристые руды с неравномерно распределенным кремнистым материалом — делювиальные глины). Северное тело дунитов разрабатывалось карьером как сырье для форстеритового огнеупора. Дуниты имеют обычный состав, значительно, но неравномерно серпентинизированы, отличаясь несколько повышенной железистостью (до 12—13% фаялита в оливине). Постоянно присутствует аксессуарный хромит, местами образующий мелкие шпилы.

Петрокаменский габброидный интрузивный комплекс представляет собой крупный, сложный по составу интрузивный комплекс шириной до 25 км, общей длиной свыше 60 км, с площадью выхода около 700 км². В его состав входят: Петрокаменский габбровый массив, вытянутый в север-северо-восточном направлении, наиболее длинный (свыше 60 км), расположенный в восточной и центральной частях комплекса, разделяющийся по середине меридиональной 2-километро-

вой полосой базальтовых порфиритов; Петрокаменский гранодиоритовый массив (в юго-восточной части комплекса), Северо-Коневский гранодиоритовый массив, расположенный несколько южнее, Таволжанский плагиогранитоидный массив, примыкающий к габбровому массиву с запада. Плагиогранитоиды Таволжанского и гранодиориты Петрокаменского массивов разделены более древним габбро и между собой не соприкасаются, вследствие чего возрастные взаимоотношения неизвестны.

Таволжанский плагиогранитоидный массив очень сложен по составу и внутреннему строению, содержит многочисленные линзы — прослои вмещающих вулканогенно-осадочных толщ. В основном массив сложен кварцевыми диоритами и кварцевыми диорито-порфиридами, содержащими местами обильные ксенолиты и шпилы габбровых пород и отдельные участки диоритов, тесно связанных с кварцевыми диоритами. В подчиненном количестве присутствуют сосюритизированные биотито-роговообманковые плагиограниты, в том числе микропегматитовые (кварцитовидные).

Петрокаменский гранодиоритовый массив, по М. А. Пояркову и Н. В. Поярковой, сложен, в основном, массивными среднезернистыми биотит-роговообманковыми, реже биотитовыми гранодиоритами. Биотитовые фации большей частью гнейсовидны и тяготеют к контактам с вмещающими основными породами, местами они залегают в виде узких небольших линз внутри массива. В юго-западной части массива незначительный участок сложен роговообманковыми кварцевыми диоритами. Массив содержит обильные ксенолиты габбро, кварцевого габбро, диоритов, пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов андезито-базальтового состава. Породы ксенолитов часто ороговикованы, местами скарнированы. Вмещающими породами являются на западе порфиридные габбро и габбро-порфиры. В контакте с массивом на протяжении около 8 км залегают зона скарнов с рудоносными участками. Габбро слагают крупный массив неоднородного состава: они содержат меридионально вытянутые полосы такситовых габбро, линзы оливинных габбро и пироксенитов. Контакт гранитоидов, вытянутый в север-северо-восточном направлении, сечет под острым углом меридионально вытянутую структуру габбрового массива. На севере гранодиоритовый массив раздваивается, разделяясь полей базальтовых пироксен-плагиоклазовых, местами плагиоклазовых порфиритов с участками лавовых брекчий, аналогичных по составу и структуре порфиритам именовской свиты. Такие же порфириты окружают массив с востока, будучи местами ороговикованы и скарнированы.

Раннекаменноугольная габбровая формация

Эта формация большей частью тесно связана пространственно с эффузивами раннекаменноугольного возраста — позднетурнейскими ранневизейскими, средневизейскими. Эффузивы представлены главным образом афировыми, реже порфиристыми базальтами (диабазами), иногда типичными спилитами, в меньшей степени кислыми разновидностями — липаритами, липарито-трахитами, редко трахитами. Излияния базальтов и липаритов нередко происходило одновременно, в соседних зонах, начиная с позднего турне и до конца вулканического цикла. В целом доля кислых эффузивов в верхних частях разреза выше. Наряду с контрастными базальт-липаритовыми эффузивами в нижнем визе известны непрерывные андезит-дацитовые серии (район г. Магнитогорска).

Характерной особенностью состава базальтов нижнего карбона является повышенное содержание титана и железа. Эта особенность состава распространяется и на некоторые габброиды (район г. Магнитогорска и др.). В состав формации входят габброиды, более молодые граниты и гранитоиды, местами сиенитоиды, непрерывные серии габбро — диорит — гранодиорит и габбро-пироксенит-дунитовые комплексы.

Наибольшее значение имеют габбро-гранитные комплексы, сопровождающиеся контактово-метасоматическими железорудными месторождениями; габбровые фазы содержат местами небольшие месторождения титаномагнетитов копанского типа, богатых титаном.

Выделяется несколько поясов развития раннекаменноугольных габбро-гранитных массивов и комплексов, приуроченных к синклинальным зонам крупных порядков.

В Тагильско-Магнитогорском прогибе таким поясом является Магнитогорский. Он прослеживается почти на 700 км ($54^{\circ}40'—48^{\circ}35'$ с. ш.). В северной части ($54^{\circ}40'—53^{\circ}50'$ с. ш.) пояс залегает среди девонских вулканогенно-осадочных толщ, в интервале $53^{\circ}50'—51^{\circ}45'$ с. ш. — среди комагматических раннекаменноугольных эффузивов базальто-липаритовой ассоциации; в интервале $51^{\circ}45'—50^{\circ}20'$ с. ш. вмещающими породами пояса являются силурийские вулканогенные, частью среднедевонские вулканогенно-осадочные толщи; в интервале $50^{\circ}20'—49^{\circ}25'$ с. ш. интрузии пояса залегают среди докембрийских метаморфических парасланцев западной окраины Мугоджарского антиклинория; наконец, южное окончание пояса ($49^{\circ}—48^{\circ}35'$) вновь выходит в пределы Магнитогорского мегасинклинория в его Мугоджарской части и залегает среди вулканогенных силурийских толщ и подчиненных им каледонских габбро-плагиогранитных интрузивных комплексов.

Таким образом, при общей длине около 700 км только в центральной части на протяжении 230 км пояс располагается среди комагматических и близких по возрасту эффузивов; в остальной части в связи с постепенным увеличением глубины эрозионного среза разница в возрасте интрузий пояса и вмещающих толщ увеличивается и достигает максимума в Мугоджарском антиклинории. При этом меняется и положение пояса в плане. Если в северной части он расположен в центре синклинория, то по мере продвижения к югу он постепенно перемещается на восток и в Мугоджарах на значительном участке залегает внутри Восточно-Уральского поднятия. Несомненно, что глубинный разлом, зафиксированный интрузиями пояса, занимает в плане кососекущее положение по отношению к складчатым структурам синклинория. Северное продолжение пояса теряется в Миасском районе Южного Урала.

Более мощным по масштабу связанного с ним магнетитового оруденения является Зауральский (Тургайский) пояс раннекаменноугольной базальтоидной интрузивной формации, который прослеживается в интервале $49^{\circ}—55^{\circ}$ с. ш. на протяжении свыше 600 км и уходит далее на север, скрываясь в большей своей части под покровом рыхлых послепалеозойских отложений. Пояс сложен интрузиями ряда габбро — диорит — кварцевый диорит — гранодиорит, которые некоторыми исследователями объединяются под названием Соколовско-Сарбайский комплекс (Е. А. Мазина, Т. В. Билибина). Породы пояса залегают большей частью среди нижнекаменноугольных эффузивов базальто-липарито-трахитовой ассоциации.

Аналогичные, но значительно меньшие по масштабам связанного с ними оруденения, поясы раннекаменноугольной габбровой формации прослеживаются в других синклинальных зонах Урала. Так, внутри

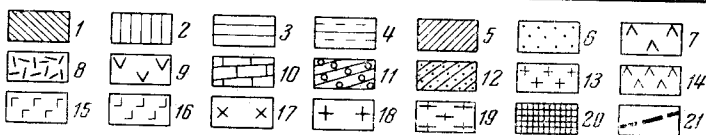
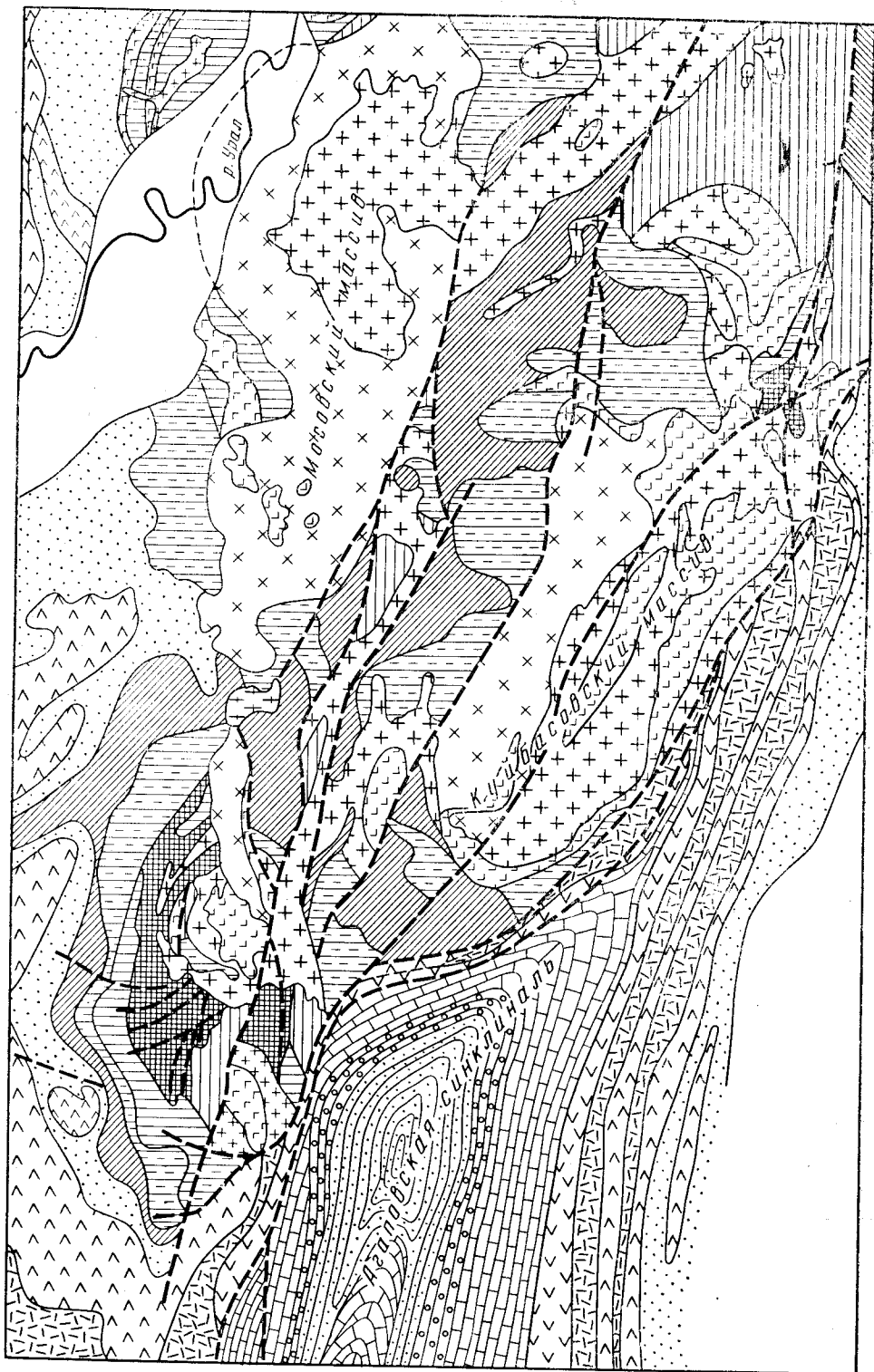
Алапаевско-Брединской синклиналильной зоны прослеживается пояс габбро-гранитных массивов, прорывающих визейские отложения и характеризующийся заметным развитием габбро-диабазовых фаций в породах габбрового состава. Наиболее крупными массивами пояса являются Новокатенинский (Карталинский), к которому приурочено одноименное медно-сульфидно-магнетитовое месторождение, и Рефтинский (Егоршинский), сложенный серией габбро-диорит-гранодиорит. Самым крупным месторождением в этой зоне является Теченское; к этой же зоне, по-видимому, относится Пийское месторождение, открытое недавно в результате разбуривания магнитной аномалии под покровом рыхлых послепалеозойских отложений.

В Сухтелинско-Арамилской синклиналильной зоне выделяется Маскайский пояс, в который входят Степнинский граносиенитовый, Кумлякские габбро-диабазовые и гранитные массивы, сопровождающиеся незначительными магнетитовыми рудопроявлениями контактово-метасоматического типа.

Магнитогорский комплекс

Впервые «граниты магнитогорского типа» как особая гипабиссальная интрузивная формация были выделены В. М. Сергиевским (1936), детально изучившим петрографически магматические породы западной части Магнитогорского синклинория на основе стратиграфии, разработанной Л. С. Либровичем. В. М. Сергиевский обратил внимание на тесную связь и близость состава кислых интрузивов и раннекаменноугольных эффузивов, на широкое развитие щелочных разновидностей среди основных и кислых магматических пород этого возраста — щелочных гранитов, гранит-порфиров, сиенитов и сиенит-порфиров, трахитовых и трахилларитовых порфиров с щелочными пироболами — эгирином, рибекитом, с щелочными полевыми шпатами (первичными, не метасоматическими) — анортоклазом, альбитом, анальцимовых диабазов. В. М. Сергиевский усматривал некоторую отдаленную аналогию магнитогорских гранитов с плагиогранитами, залегающими среди девоносилурийских спилито-кератофировых толщ и тесно связанных с эффузивными натровыми порфирами. В этом отношении взгляды В. М. Сергиевского совпали с мнением Б. М. Романова, отнесшего магнитогорские граниты к плагиогранитной формации (Романов, 1927).

Впоследствии В. М. Сергиевский выделил особый Магнитогорский интрузивный комплекс, формировавшийся на границе раннего и среднего карбона, включив в него наряду с интрузиями собственно Магнитогорской зоны, вытянутыми в виде меридионального пояса вдоль р. Урала, Верхнеуральскую и Гумбейскую группу гранитоидных массивов, расположенных значительно восточнее среди девонских и даже силуро-девонских вулканогенных толщ (Сергиевский, 1948, 1960 а, б). Однако особенности металлогении Гумбейской группы гранитоидных массивов, а именно — связь с ними шеелитовых месторождений, говорят против такого объединения и скорее сближают их с гранитоидами позднепалеозойской гранитной формации. Это подкрепляется и другими петрологическими данными — отсутствием габброидов, столь характерных в качестве ранних интрузивных фаз для гранитоидных массивов Магнитогорской зоны, отсутствием микропегматита в гранитоидах, обычного для магнитогорских гранитов, низким содержанием титана в акцессорном магнетите, характерным для гранитоидов гранитоидных формаций (Штейнберг и Фоминых, 1963). Что касается гранитоидных массивов Верхнеуральской группы, впервые детально зартированных и петрографически описанных Н. Н. Дингельштедтом,



то их отнесение к Магнитогорскому комплексу, как показали дальнейшие исследования, вполне обоснованно.

Д. С. Штейнберг обратил внимание на нахождение гранитоидов Магнитогорского типа (с порфиroidным плагиоклазом и микропегматитовой основной массой) далеко за пределами Магнитогорского района и Южного Урала — в Петрокаменской интрузии на Среднем Урале (к северо-востоку от г. Невьянска), точно так же сопровождающихся скарнами и контактово-метасоматическими железорудными месторождениями. Из этого вытекает вывод о сходстве условий образования и происхождения указанных пространственно разобщенных гранитоидов. Впоследствии все эти гранитоиды были отнесены к производным габбровой магмы, т. е. к габбровым формациям, так же как в свое время плагиограниты.

Термин Магнитогорский комплекс был применен В. М. Сергиевским и другими геологами ВСЕГЕИ для пояса кислых интрузий, протягивающихся вплоть до Мугоджар, а также для аналогичных по возрасту и петрографическим особенностям гранитоидов Прииргизской зоны в Мугоджарах (Т. В. Билибина).

Типичный и наиболее изученный представитель Магнитогорского комплекса — *Магнитогорский массив* (общая площадь выхода 83 км^2) — состоит из двух обособленных на поверхности тел, получивших название Мосовского и Куйбасовского массивов, по-видимому, на глубине соединяющихся. К последнему массиву приурочено железорудное месторождение горы Магнитной (рис. 48).

Ранняя интрузивная фаза сложена основными породами — габбро, габбро-норитами, габбро-диоритами, габбро-диабазами, иногда гиперстенсодержащими, составляющими 10% площади Куйбасовского массива. В Мосовском массиве она отсутствует. К этой фазе относятся многочисленные крутопадающие дорудные дайки габбро-диабазов, в изобилии секущие рудовмещающую толщу Магнитогорского месторождения, описанные А. Н. Заварицким под условным названием авгитовых диоритов, а также штокообразные секущие тела и силлы. Силлы габбро-диабазов, залегающие в средневизейской толще, рассекают дайками липаритовых порфиров, являющихся корнями вышележащих (в той же толще) излияний. Этим определяется средневизейский возраст габбро-диабазов. Резко преобладают интрузивные породы главной — второй фазы, сложенные разнообразными гранитами, граносенитами и явно гибридными кварцевыми диоритами, диоритами, гранодиоритами.

Гранодиориты и близкие к ним породы в Куйбасовском массиве занимают третью часть его площади, а в Мосовском почти отсутствуют. Гранодиориты в основном являются результатом взаимодействия гранитной магмы с более ранними основными интрузивными породами, реже с вмещающими основными эффузивами. Обычно гранодиориты — породы неоднородные, пятнистые, иногда представляют типичные брек-

Рис. 48. Схематическая карта Магнитогорского рудного поля
(Составили Г. Б. Ферштатер и А. Д. Штейнберг)

1 — улутауская свита (D_2); 2 — колтубанская свита (D_2^{if}); 3 — осадочная толща (C_1t-v_1); 4 — диабазовая толща (C_1v_1); 5 — андезитовая толща (C_1v_2); 6 — вулканогенно-осадочная толща (C_1v_2); 7 — андезито-базальтовая толща (C_1v_2); 8 — липаритовая толща (C_1v_2-3); 9 — базальтовая толща (C_1v_3); 10 — карбонатный комплекс (C_1v_3); 11 — толща обломочных известняков (C_2); 12 — алевролитовая толща (C_2); 13 — интрузивные залежи липаритовых порфиров, связанных с экструзивными вулканогенно-осадочной толщи; 14 — интрузивные залежи, штоки и лещки диабазов, связанных с экструзивами андезито-базальтовой толща; 15 — габбро, габбро-диабазы и габбро-диориты; 16 — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты; 17 — бедные кварцем граниты и граносениты; 18 — граниты; 19 — гранодиорит-порфиры (интрузивные залежи); 20 — скарны и магнетитовые руды; 21 — тектонические нарушения

чи с гранитным, в той или иной степени контаминированным цементом и основными, в различной степени переработанными обломками.

Самая молодая фаза, наименьшая по объему, представлена гранодиорит-порфирами, секущими граниты, диориты и габброиды вдоль меридиональных разломов и зон дробления с образованием типичных интрузивных брекчий, иногда очень богатых обломками.

Вмещающие массив вулканические и осадочные толщи верхнего девона — нижнего карбона залегают очень полого, а местами почти горизонтально. Это — характерная черта Магнитогорского комплекса в целом. Крутые до вертикальных углы падения появляются только вдоль крупных меридиональных нарушений, залежившихся до внедрения габброидов и гранитов. Характерно также широкое развитие блоковой тектоники как доинтрузивной, так и послеинтрузивной и послерудной. Этим обусловлено у гранитных массивов широкое развитие секущих интрузивных контактов наряду с пологими согласными.

Глубина формирования гранитных массивов, подсчитанная на основе мощности вышележащих толщ, составляет 1,5—3 км (Ферштатер, 1963). Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, 320—345 млн. лет (Овчинников и Гаррис, 1960; Овчинников и др., 1960).

Московский массив представляет, по-видимому, пологую согласную с вмещающими толщами интрузивную залежь, являющуюся ответвлением от крутопадающего штокообразного Куйбасовского массива, приуроченного к доинтрузивному тектоническому нарушению. Московский массив подстилается порфиритовой толщей верхнего девона (колтубанская свита франского яруса); в кровле его залегают нижневизейская вулканогенно-осадочная толща. Куйбасовский массив прорывает на уровне современного эрозионного среза либо те же порфириды, либо вулканогенно-осадочную толщу верхнего турне — нижнего визе, к которой и приурочена главная магнетитовая залежь Магнитогорского месторождения.

Центральные части массивов сложены нормальными по составу среднезернистыми гранитами гранитной структуры, в которых калиевый полевой шпат представлен нерешетчатыми разностями, преимущественно ортоклазом. В периферических частях развиты розовато-красные порфиридные граниты с колеблющейся крупностью зерна основной массы — от мелкозернистой до тонкозернистой и даже афанитовой. В эндоконтактных зонах нередко породы приобретают облик эффузивных или жильных порфиров. Основная масса состоит главным образом из микропегматита, содержащего 35—40% кварца и 65—70% ортоклаза. Порфиридные выделения сложены в основном плагиоклазом. Сочетание крупных зерен белого, зеленоватого, реже розоватого плагиоклаза и розовато-красной основной массы составляет характерную особенность гранитоидов магнитогорского типа. Эта особенность свойственна вообще многим гранитоидам габброидного ряда самого различного возраста — позднепротерозойским гранитам Кусинского интрузивного комплекса, средне-позднедевонским гранодиоритам Петрокаменской интрузии на Среднем Урале и многим другим.

В краевых зонах граниты иногда обеднены кварцем и приобретают состав граносиенитов или даже кварцевых и кварцсодержащих сиенитов. Граносиенитовые фации также составляют характерную особенность комплекса. Они имеют своих эффузивных аналогов в виде трахилипаритовых порфиров.

В результате ассимиляции ксенолитов боковых пород, захваченных при интрузии по зонам дробления, образуются гранодиориты, кварцевые диориты, нередко такситовые. По-видимому, аналогичное

происхождение имеют плагиогранитные фации, лишенные калиевого полевого шпата.

Темноцветные минералы в гранитоидах — биотит, роговая обманка, диопсид. Гранитоиды имеют массивное сложение, лишены каких-либо признаков пластической деформации и перекристаллизации.

Экзоконтактовый тепловой метаморфизм выражается в образовании узкой оторочки роговиков на месте основных эффузивов — пироксен-плагиоклазовых около основных интрузий и амфибол-плагиоклазовых около кислых. Метасоматоз, связанный с интрузией, исключительно разнообразен. В контактовых зонах он выражается в альбитизации и калишпатизации силикатных пород и пород интрузии, в развитии скарнов и оруденения в сфере взаимодействия силикатных и карбонатных пород.

Наиболее молодым является гидротермальный метаморфизм, приуроченный к тектоническим зонам. Одно из типичных его проявлений — вторичные кварциты и кварцево-серицитовые породы с светло-зеленоватым серицитом, развивающиеся на месте вмещающих толщ из самих гранитов.

Жильная свита представлена главным образом разнообразными породами гранитного, граносиенитового, гранодиоритового и сиенитового состава порфировой и мелкозернистой структуры, секущими как вмещающие толщи, так и породы интрузии. В незначительных по размерам дайках встречаются типичные лампрофиры малхитового ряда, впервые описанные А. Н. Заварицким (1935). Жильные диабазы, по-видимому, связаны с повторным внедрением базальтовой магмы и не должны рассматриваться как жильная свита гранитной интрузии.

К югу от г. Магнитогорска в границах описываемой территории (до 52° с. ш.) располагается серия интрузивных тел гранитоидов того же типа, сопровождаемая подчиненными по объему, более мелкими и более древними телами габбро и габбро-диабазов.

Наиболее крупные из них — Карабулакский массив в 50 км к югу от Магнитогорска такой же примерно площади, как и Магнитогорский, но более вытянутый (длина 25 км) и Бриентский в 120 км от того же пункта, длиной выше 50 км, площадью около 350 км².

К северу от Магнитогорска расположена Верхнеуральская группа гранитоидных массивов, среди которых Гвоздевский, Кассельский, Шеметовский, Краснинский наиболее крупные. Все массивы имеют зональное строение с диоритовыми, габбровыми и габбро-диабазовыми краевыми частями и характеризуются исключительной неоднородностью состава гранитоидов.

Наиболее ранние фазы гранитоидных интрузий Верхнеуральской группы имеют позднедевонский возраст. Они прорывают порфириты колтубанской свиты (D₃¹); в то же время галька гранитоидов обнаружена в фаменских отложениях (К. П. Плюснин, Ю. С. Емельянов).

Сахаровский (Куйсакский) габбро-пироксенит-дунитовый массив

Массив сложен примерно на $\frac{2}{3}$ габброидами, на $\frac{1}{3}$ ультрабазиитами, преимущественно дунитами; около 4 км² занимают сиенитоиды — сиениты, сиенито-диориты, монзониты, около 0,5 км² гранодиориты.

Преобладают габброиды; дуниты и тесно связанные с ними пироксениты расположены в середине массива по простиранию и сосредоточены в основном в восточной его половине, непосредственно контактируя с вмещающими толщами. Небольшая полоска пироксенитов с линзами дунитов залегает в центральной части зоны западного контакта, также непосредственно соприкасаясь с вмещающими толщами. Сиени-

тоиды образуют несколько незначительных участков в северной и южной частях массива, прорывая как габброиды, так и вмещающие толщи.

На востоке массив в своей центральной части примыкает к меридионально вытянутой интрузии, сложенной апогарцбургитовыми серпентинитами и частично талько-карбонатными породами. Гарцбургитовая интрузия прорывает нижне- и средневизейские отложения. Верхний предел возраста неизвестен. В дунитах Куйсакского массива вблизи примыкания к гарцбургитовой интрузии наблюдаются линзовидные меридионально вытянутые участки апогарцбургитовых серпентинитов, которые помимо присутствия бастиа резко отличаются от окружающих дунитов полной серпентинизацией. Все это позволяет рассматривать серпентиниты как ксенолиты в дунитах. Тем самым определяется нижний предел возраста Куйсакского массива, в котором дуниты являются самыми древними породами.

Массив пересекают складки, сложенные пироксен-плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами ирендыкской свиты верхнего силура — нижнего девона (на севере, северо-западе, западе и юго-востоке), диабазы карамалыташской свиты (на юго-западе), обломочными толщами улутауской свиты (на юго-западе). Таким образом, массив имеет секущую по отношению к вмещающим вулканическим толщам штокообразную форму. Судя по данным геофизики, массив падает на запад и северо-запад. Это означает, что главная масса дунитов приурочена к его лежащему боку.

Вблизи пироксенитов располагается обтекающий контуры ультрабазитов полосчатый комплекс, представленный тонким чередованием пироксенитов, горнблендитов, габброидов. Местами наблюдается явно метасоматическое развитие плагиоклаза по пироксену. Очевидно, полосчатый комплекс является результатом преобразования пироксенитов вблизи контакта с габбро.

Дуниты связаны переходами с пироксенитами через верлиты и оливиновые пироксениты; для последних двух видов пород характерна весьма слабая серпентинизация оливина, иногда отсутствующая. Сиенитоиды состоят из плагиоклаза, решетчатого, иногда пертитизированного микроклина, биотита, роговой обманки; иногда содержат кварц и переходят в кварцевые сиенито-диориты и гранодиориты. Аксессуарные минералы — сфен, магнетит, апатит. Плагиоклаз обычно сосюритизирован.

Среди габброидов преобладают роговообманковые сосюритовые габбро, а пироксеновые и уралитизированные габбро образуют небольшие участки и имеют подчиненное значение. В незначительном количестве наблюдаются сосюритизированные габбро-нориты, нориты, биотито-роговообманковые габбро, кварцевые габбро. Отдельные участки имеют порфириовидную или пегматоидную структуру. Полосчатая текстура в габброидах отсутствует, за исключением эндоконтактных зон вблизи пироксенитов. В целом массив аналогичен Уктусскому.

Рефтинский интрузивный комплекс

Рефтинский интрузивный комплекс расположен на Среднем Урале вблизи слияния рек Большого Рефта и Пышмы, имеет сложный состав, строение и историю формирования. Он вытянут меридионально, имея длину около 80 км, ширину до 20 км и общую площадь свыше 1000 км².

В его состав входят габбро с участками пироксенитов (около 30%), диориты и кварцевые диориты (около 40%), плагиограниты и плагиогранит-порфиры (около 30%). Габбро-диориты и кварцевые диориты

образуют единый непрерывный ряд, являющийся результатом дифференциации, и связаны постепенными переходами; габбро и диориты чередуются, образуя субмеридионально вытянутые полосы. Восточная половина поля габбро и диоритов сложена преимущественно габбро, западная — диоритами. На северо-западе у слияния рек Большого и Малого Рефта диориты прорываются крупнозернистыми биотито-роговообманковыми олигоклазовыми плагиогранитами, образующими небольшое интрузивное тело.

На западе диориты на всем протяжении секутся позднепалеозойскими биотитовыми микролиновыми гранитами. Вблизи контакта с гранитами в диоритах наблюдается образование полосчатых мигматитов в связи с мигматизацией по сети параллельных контакту крутопадающих (до вертикальных) трещин. На юге габбро-диоритовый массив прорывается плагиогранит-порфирами, образующими изометричное в плане тело, пространственная форма которого не ясна.

На севере к массиву примыкает поле микрогранитов нормального гранитного состава, известных в литературе под названием «Егоршинских фельзитов». Они одно время рассматривались как возможный эффузивный аналог верхнепалеозойских гранитов (Б. М. Романов).

Породы габбро-диоритового массива, плагиогранит-порфиры затронуты в значительной степени зеленокаменным изменением. В них широко развита сосюритизация, уралитизация. К более свежим породам относятся плагиограниты и особенно микрограниты.

Габбро содержит многочисленные мелкие ксенолиты диабазов и кварцевых альбитофигов, относимых к среднему девону. Комплекс залегает среди вулканогенно-осадочных толщ различного возраста: на юге он прорывает силурийские основные эффузивы, на востоке граничит с осадками нижнего карбона, прорывает авгитовые и авгит-плагио-оклазовые порфириты верхнего девона. По-видимому, возраст комплекса раннекаменноугольный.

Комплекс с востока сопровождается меридионально вытянутыми пластообразными телами пироксенитов, залегающими среди рассланцованных авгитовых порфиритов верхнего девона. Мощность интрузивных тел не превышает 100—150 м, длина достигает 10 км и более. Пироксенитовые интрузии протягиваются на 30—40 км к северу от комплекса. Пироксениты серпентинизированы и местами превращены в типичные серпентиниты. Наряду с пироксенитами среди песчаников и конгломератов визе к востоку от массива залегают многочисленные согласные пластообразные интрузии габбро-диабазов.

Караболская группа гранитоидных интрузий

К северу от Челябинского массива по р. Караболке, впадающей в р. Синару — правый приток Исети, располагается серия интрузивных тел гранит-порфиров, залегающих среди верхнедевонских основных эффузивов и осадков верхнего турне — нижнего визе. Ранее на геологических картах отдельные тела гранит-порфиров объединялись и показывались как поле кислых эффузивов нижнего карбона. Местами (по р. Караболке в ее субмеридиональном участке, по Челябинскому тракту) гранит-порфиры примыкают к небольшим интрузивным телам кварцевых диоритов.

Несколько южнее, в районе Теченского контактово-метасоматического магнетитового месторождения, располагаются два массива гранитоидов примерно того же возраста (абсолютный возраст 330—340 млн. лет) — Калдинский (около оз. Калды) и Теченский (Надырово-Мостовский) — около пересечения Челябинского тракта с р. Те-

чей. На площади распространения кислых интрузий располагается серия контактово-метасоматических магнетитовых рудопроявлений, образующих меридионально вытянутую цепочку общей длиной около 30 км. Самое крупное из них Теченское месторождение, открытое в 1950 г. и расположенное между Калдинским и Надырово-Мостовским массивами. Интрузивные горные породы, слагающие эти массивы, были описаны Н. Ф. Мамаевым и дополнительно более детально изучены В. А. Дунаевым.

В состав Калдинского массива входят биотито-роговообманковые гранодиориты, биотито-роговообманковые, иногда пироксенсодержащие диориты и кварцевые диориты, габбро. Более основные разности приурочены к краевым частям массива. Характерен пертитовый калиевый полевой шпат, метасоматически замещающий плагиоклаз в диоритах. Плагиоклаз в гранитоидах — зональный андезин. В Надырово-Мостовском массиве кроме упомянутых пород встречены биотитовые плагиограниты (альбитовые, олигоклазовые, андезитовые) и биотитовые граниты.

Гранит-порфиры представляют собой массивные желтоватые, иногда зеленоватые породы с вкрапленниками плагиоклаза, иногда серицитизированного, идиоморфного кварца. В основной массе под микроскопом обнаруживаются бурый в проходящем свете калиевый полевой шпат без двойниковой решетки типа ортоклаза, часто идиоморфный, кварц в неправильных зернах местами в гранулитовом или микропегматитовом срастании с калиевым полевым шпатом. Темноцветный минерал — биотит и роговая обманка — составляет около 10%, в значительной степени хлоритизирован. По составу породы приближаются к гранодиоритам или граносиенитам и напоминают магнитогорские гранитоиды.

Новокатенинский (Карталинский) габбро-габбро-диабазовый массив.

Массив вытянут по меридиану, имеет длину 60 км, ширину, включая гранитоиды, 10—12 км, общую площадь около 500 км² и является наиболее крупным интрузивным телом, сложенным основными породами на Южном Урале.

Залегает в основном среди диабазов и базальтовых порфиритов верхнего силура — нижнего девона, на северо-востоке — среди зеленых сланцев. В южной части массива среди габбро расположен ксенолит известняков верхнего турне — нижнего визе, содержащих прослой углистых кремнистых сланцев с силлами подчиненных им серпентинитов. Полоса основных эффузивов, вмещающих массив, продолжается на юг. К востоку от массива наблюдается последовательная смена диабазов верхнего силура — нижнего девона, среднего девона, базальтовых порфиритов фаменского яруса верхнего девона, основных эффузивов верхнего турне — нижнего визе. Таким образом, массив расположен в зоне длительного развития базальтоидного магматизма, преимущественно эффузивного.

Массив сложен в основном габбро-диабазами, в краевых частях более мелкозернистыми (до афанитовых) диабазовыми фациями; незначительные участки имеют облик нормального габбро. Гранитоиды представлены плагиогранитами, частью кварцевыми диоритами и образуют прерывистую полосу к востоку от габбро-диабазового массива.

Массив, по-видимому, протягивается на юг до р. Камышлы-Аята, будучи перекрыт несколько севернее на небольшом интервале палеоген-неогеновыми отложениями.

В районе пос. Ново-Николаевского на широте г. Карталы вдоль восточного контакта массива среди основных эффузивов прослежива-

ется зона медносульфидных руд, сопровождаемых гранатовыми скарнами, сочетающих особенности контактово-метасоматических и колчеданных месторождений.

Габбро и габбро-диабазы на юге прорываются более молодыми, нормальными по составу биотитовыми микроклиновыми гранитами, по-видимому, позднепалеозойскими. К юг-юго-западу от массива среди



Рис. 49. Скалы «Семь братьев». Формы выветривания гранитов. Верх-Исетский массив
(Фото И. Д. Соболева)

нижнекаменноугольных отложений (вдоль железной дороги) на 150 км протягивается серия небольших интрузивных тел габбро и габбро-диабазов.

Таким образом, оконтуривается довольно значительная Брединская зона раннекаменноугольных основных интрузий, протягивающаяся от $51^{\circ}35'$ до $53^{\circ}35'$ с. ш. на расстоянии свыше 200 км.

ГРАНИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ

Граниты сиалического происхождения и тесно с ними связанные гранитоиды различного состава играют большую роль в строении и истории формирования Уральского складчатого сооружения (рис. 49). Они слагают значительную часть его территории — в пределах восточного склона на их долю приходится около 25% площади развития магматических пород и свыше 50% площади, занимаемой интрузивами.

Изучением уральских гранитов занимались многие исследователи. Наиболее обстоятельными работами, посвященными описанию отдельных гранитовых массивов, являются исследования А. Н. Заварицкого по горе Магнитной и по Бердяушскому массиву; Н. Н. Смирнова, М. Е. Яковлевой, И. А. Коровякова и А. Д. Зиновкина — по Челябинскому массиву; Н. Н. Горностаева — по Джабык-Карагайскому массиву; В. В. Никитина, Б. М. Романова, И. Д. Соболева и др. — по Верх-Исетскому и Сысертскому массивам; И. В. Ленных — по Кочкарскому массиву; А. Н. Гейслера, Ф. И. Рукавишника, Н. И. Соустова и К. И. Дворцовой — по гранитам Южного Урала; Б. М. Куплетского — по Коневской группе массивов.

Гранито-гнейсовым комплексам посвящены работы Е. А. Кузнецова, А. Н. Заварицкого, Н. Н. Смирнова, Н. И. Скабичевского,

Г. А. Кейльмана, Г. М. Виноградской, Б. М. Роненсона, И. Д. Соболева и др.

Геология и петрография щелочных пород, связанных с гранито-гнейсовыми комплексами, описаны наиболее детально Д. С. Белянкиным, А. Н. Заварицким, Е. А. Кузнецовым, О. А. Воробьевой, Б. М. Роненсоном. В последние годы большой материал по миаскитовому комплексу Ильменских гор, его геологической позиции, истории формирования, составу получен В. Я. Левиным и Ю. Д. Панковым, В. П. Липатовым, А. Г. Баженовым и др. Березовский дайковый комплекс изучен и описан П. И. Кутюхиным, Н. И. Бородаевским и М. Б. Бородаевской.

Исследования акцессорных минералов в уральских гранитах выполнены Е. Д. Семеновой, Б. К. Львовым, П. В. Покровским, З. И. Комаровой, А. А. Краснобаевым и др.

Сводки данных по определениям абсолютного возраста горных пород Урала, в том числе гранитов и гранитоидов, опубликованы в трудах сотрудников УФАН СССР и Башфана СССР (Овчинников, Гаррис, 1960; Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Гаррис, 1964).

Результаты геологического картирования гранитовых массивов Урала подытожены в работах Б. М. Романова; краткие обобщения характеристики гранитов Урала, отражающие эволюцию в их познании, опубликованы в объяснительных записках к геологическим картам Урала различного масштаба; сводка по гранитовым интрузиям Среднего Урала сделана Б. М. Куплетским; сводки и обобщение петрохимического и петрографического характера выполнены Д. С. Штейнбергом и В. И. Мичкаревой. Д. С. Штейнберг на уральском материале сделал попытку разработать рациональную количественную классификацию гранитоидов, учитывающую как минералогический, так и химический состав. Эта классификация в последующем была применена на практике многими уральскими геологами.

Вопросам формационного расчленения гранитоидов Урала, проблемам субформаций, положения гранитовых интрузий в тектоно-магматических циклах, истории развития Уральской складчатой системы в геологических структурах посвящены работы Б. М. Романова и И. Д. Соболева.

В результате детальных геологосъемочных работ, специальных петрографических, минералогических и геохимических исследований эволюционировались и усложнялись представления о возрасте, геологической позиции, форме залегания, внутреннем строении, истории формирования, фазах, стадиях становления интрузий и отдельных массивов, составе гранитов и гранитоидов. По мере изучения на значительной площади породы, рассматривавшиеся как граниты, отнесены к мигматитам и гранито-гнейсам, сократилась площадь собственно гранитовых интрузий, часть гранитоидов оказалась тесно связанной пространственно и генетически с базальтоидным магматизмом — с габбровыми интрузиями, с вулканогенными зонами. В то же время, как будет видно из дальнейшего рассмотрения, многие вопросы продолжали и продолжают оставаться не выясненными.

ВОЗРАСТ

Долгое время гранитовые интрузии Урала рассматривались как разновозрастные, относящиеся к пермско-карбоновой эпохе. Однако уже Л. Дюпарк в 1906 г. отметил наличие гальки гранитоидов в девонских отложениях западного склона в районе пос. Троицкого, чем обосновы-

вал додевонский возраст Троицкого гранито-сиенитового массива. В 30-е годы ряд гранитоидных массивов Приполярного Урала был отнесен к среднему кембрию, поскольку галька их входит в состав конгломератов ордовика (Сирин, 1937). Эти данные в последующем неоднократно подтверждались, вместе с тем установлена принадлежность части гранитоидов Приполярного Урала к позднепалеозойскому возрасту.

В 1953 г. Г. А. Смирнов и Т. А. Смирнова привели данные в пользу досреднедевонского возраста Мариинского массива гранитоидов на восточном склоне Южного Урала. В дальнейшем эти данные оспаривались, однако доверхнепалеозойский (позднедевонско-раннекаменноугольный) возраст массива подтвердился. М. И. Гарань (1937, 1946) доказал существование в ядре Тараташской структуры раннепротерозойских гранитоидов — наиболее древних на Урале.

Таким образом, неопровержимые геологические данные давно уже подтверждали широкий возрастной диапазон гранитовых интрузий Урала. Этот вывод в последние 10 лет подтвержден многочисленными определениями абсолютного возраста. Однако расчленение гранитов Урала по возрасту продолжает наталкиваться на значительные трудности, так как достоверные геологические данные скудны и далеко не достаточны. Особые трудности вызывает приуроченность ряда гранитовых массивов к ядрам антиклинальных складок, т. е. к наиболее древним отложениям, что затрудняет определение нижнего возрастного предела. Далеко не всегда удается доказать тождественность гранитоидов из гальки, фаунистически охарактеризованных конгломератов и образцов из пород коренного залегания, что затрудняет установление верхнего возрастного предела. Значительно помогают определения абсолютного возраста, но и они нередко дают ненадежные и противоречивые результаты. Трудности обусловлены также неоднократным внедрением гранитов различных гранитовых формаций в одни и те же структурные зоны. Так, в Центрально-Уральском поднятии в непосредственной близости залегают доордовикские граниты и граниты, явно секущие и метаморфизирующие ордовикские отложения, а местами прорывающие и девон (Северный и Полярный Урал). По определениям абсолютного возраста, здесь встречаются граниты среднерифейские (1300 млн. лет), кембрийские (500 млн. лет), среднепалеозойские (400—300 млн. лет) и позднепалеозойские (280 млн. лет). В Восточно-Уральском поднятии известны в непосредственной близости друг к другу гранитоиды сиалического происхождения позднепалеозойского и среднепалеозойского (девон — ранний карбон) возраста.

В связи с этим при определении возраста уральских гранитоидов нередко приходится прибегать к косвенным методам, используя петрографические особенности и приуроченность гранитных интрузий к определенным элементам геологической структуры.

Геологическими основаниями для возрастного расчленения гранитов и связанных с ними пород Урала являются: активные интрузивные контакты с датированными толщами, стратиграфическое налегание датированных толщ на граниты, степень метаморфизма и в том числе деформации, в целом увеличивающиеся вместе с возрастом, пересечение гранитов дайками известного возраста.

Если первые два критерия сомнений не вызывают, то третьим приходится пользоваться очень осторожно, с учетом конкретной геологической обстановки. Достаточно сказать, что такие бесспорно древние граниты, как бердяушские рапакиви, не обнаруживают никаких признаков деформаций и метаморфизма, в то время как наиболее молодые на Урале позднепалеозойские граниты нередко превращены в гней-

сы. Это объясняется тем, что часть Урала, примыкающая к Бердяушскому массиву рапакиви не претерпела интенсивной складчатости после формирования массива.

Однако в отдельных случаях этот критерий помогает. На Среднем Урале среднепалеозойские гранитоиды, связанные с габбро, отличаются от примыкающих к ним позднепалеозойских гранитоидов отчетливо выраженным метаморфизмом зеленокаменной ступени и повсеместными, хотя и неравномерно распределенными признаками деформации. Нередко первые фазы позднепалеозойских гранитовых интрузий также обнаруживают явные признаки деформации, отличающие их от поздних недеформированных массивных гранитов. Так позднепалеозойские гранодиоритовые интрузии Джетыгаринского пояса (восточный склон Южного Урала) заметно метаморфизованы и нередко деформированы, в то время как расположенные вблизи них более молодые гранитовые массивы метаморфизмом и деформацией не затронуты.

Как критерий возраста гранитов может быть использован факт пересечения их дайками диабазов, входящих в состав габбро-диабазовых формаций. Пока на Урале неизвестно ни одного заведомо позднепалеозойского гранитового массива, который бы пересекался дайками диабазов. Между тем более древние, особенно докарбоновые, гранитоиды пересекаются системами диабазовых даек, не связанных в своем распространении с контурами массивов и безусловно представляющих самостоятельную магматическую серию. Этот критерий, в частности, является убедительным доказательством допозднепалеозойского возраста гранитоидов района Атамановский — Маринский — Андреевский на восточном склоне Южного Урала (реки Берсуат-Синташты), а также Магнитогорского комплекса, датируемого ранним карбоном (ранним визе). В других районах Урала известны многочисленные допозднепалеозойские гранитовые массивы, пересекаемые дайками диабазов (гранитоиды, связанные с габбро, граниты Бердяушского, Троицкого и других массивов на западном склоне Урала и многие другие).

Совокупность всех имеющихся данных о возрасте гранитов Урала позволяет с достаточной обоснованностью выделять раннепротерозойскую, позднепротерозойскую, среднепалеозойскую и позднепалеозойскую возрастные группы гранитов.

Эти возрастные группы гранитов далеко не равнозначны по распространению и по их роли в истории геологического развития Урала. Наиболее древняя гранитовая формация — раннепротерозойская не связана с формированием Уральского подвижного пояса и подчинена древним, неуральским структурам складчатого основания Русской платформы. Она обнажается в выступах этого основания на западном склоне Урала (Тараташская структура) и вскрыта скважинами в Предуралье. Абсолютный возраст гранитоидов, по последним данным, превышает 1600—1700 млн. лет (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964). Нахождение в низах айской свиты, относимой к низам верхнего протерозоя (нижнему рифею), обломков гранитов и инъекционных гнейсов тараташской свиты является геологическим основанием для выделения раннепротерозойских гранитоидов.

Позднепротерозойская формация рапакиви представлена Бердяушским массивом, прорывающим саткинскую свиту. Положение в зоне, разделяющей миогеосинклинальные и эвгеосинклинальные структуры древней уральской геосинклинали, свидетельствует о приуроченности массива к окраине Русской платформы. В отличие от раннепротерозойской формация является посттектонической. Абсолютный воз-

раст рапакиви, по многочисленным определениям различными методами, устанавливается со значительной точностью в 1400 ± 100 млн. лет. Для нефелиновых сиенитов, прорывающих рапакиви, М. А. Гаррис установлен возраст 730 млн. лет, что говорит о длительности формирования массива. Возможно, что рапакиви генетически связаны с базальтоидным магматизмом, интрузивные проявления которого в той же зоне представлены габбро-диабазами и рябиновскими микропегматитовыми гранитами с близким или практически аналогичным (учитывая погрешности) абсолютным возрастом (1300 млн. лет).

Самой ранней из связанных с уральскими структурами и сопряженных со складчатостью и динамотермальным метаморфизмом средних и высоких ступеней является позднепротерозойская гранитовая формация, представленная гнейсо-гранитами Губенского массива. Массив расположен в южной части Уфалейского антиклинория (Центрально-Уральское поднятие, Южный Урал), в непосредственной близости от упомянутой зоны стыка миогеосинклинали и эвгеосинклинали частей древней уральской геосинклинали. Гнейсо-граниты массива, по геологическим данным, прорывают и метаморфизуют рябиновские. Об их древности свидетельствуют многочисленные определения абсолютного возраста различными методами, давшие 1300—1400 млн. лет.

Очевидно, на стыке складчатого основания Русской платформы и подвижной части древней уральской геосинклинали в среднем рифее (в юрматинскую эпоху) имело место интенсивное развитие базальтоидного и сиалического магматизма различных типов. Эта позднепротерозойская, точнее среднерифейская, магматическая эпоха отделена от предшествующих и последующих длительными периодами осадконакопления, не сопровождавшимися магматической деятельностью. Образование этой магматической эпохи встречается только на западном склоне Южного Урала. Формирование гранитов, скорее всего, можно связывать с авзянской фазой складчатости, по М. И. Гараню.

Следующее проявление сиалического магматизма на Урале принято относить к салаирской фазе тектогенеза.

Интрузии салаирских гранитов, вскрытых на современной поверхности, ограничиваются районами Приполярного и Полярного Урала, т. е. находятся за пределами описываемой территории. Обломки гранита обнаружены в основании ордовика, абсолютный возраст их 500—550 млн. лет. Проявление гранитового магматизма в салаирское время косвенно подтверждается также определениями абсолютного возраста метаморфизма слюдяных сланцев, филлитов и других пород, развитых в центральной зоне. В пределах Северного, Среднего и Южного Урала достоверных раннепалеозойских гранитоидов в коренном залегании не установлено. Гальки доордовикских гранитоидов ближе неопределенного возраста были найдены Н. Ф. Мамаевым в отложениях нижнего ордовика в районе с. Кундравы на Южном Урале. Предположительно к раннепалеозойским Н. Ф. Мамаевым был отнесен Наследницкий гнейсо-гранитовый массив на Южном Урале, однако определения абсолютного возраста для гранитоидов этого массива дали противоречивые результаты (500 млн. лет по Л. Н. Овчинникову, 240 млн. лет по М. А. Гаррис).

Наибольший объем слагают граниты и гранитоиды каледоно-варисского цикла, среди которых в свою очередь резко преобладают позднепалеозойские граниты и гранитоиды.

Позднепалеозойские граниты дают интрузивные контакты со всеми отложениями до нижнего карбона включительно; интрузивных контактов со средним карбоном и более молодыми отложениями нигде не установлено, за исключением гранит-порфиров Среднего Зауралья, про-

рывающих фаунистически охарактеризованный средний карбон. Отложения, более древние, чем мезозойские, содержащие продукты разрушения бесспорных позднепалеозойских гранитов, неизвестны. В предположительно нижнепермских отложениях восточного склона (районы Магнитогорска, Кустаная) установлены лишь обломки гранитов и связанных с ними скарнов и магнетита, входящих в состав раннекаменноугольной габбровой формации. Поэтому прямых геологических данных о верхнем пределе возраста позднепалеозойских гранитов нет. К косвенным данным относится представление о приуроченности позднепалеозойских гранитовых интрузий к главной фазе формирования Уральской складчатой системы; нет сомнений, что позднепалеозойские гранитовые интрузии, судя по наличию гнейсовых фаз, начали формироваться еще во время складчатости и закончили свое становление после ее завершения. Поэтому в целом формирование гранитовых интрузий не может быть оторвано во времени от периода завершения уральской складчатости на восточном склоне Урала, который датируется как поздний карбон — начало перми. Геологические данные подтверждают определения абсолютного возраста. Возраст наиболее распространенной главной фазы гранитов позднепалеозойской гранитовой формации действительно отвечает границе карбона и перми или позднему карбону (270—290 млн. лет). Как известно, это возраст мировой пермско-карбоновой гранитовой формации, приуроченной к главной фазе герцинской складчатости. Предположительно раннепермский возраст (250—260 млн. лет) имеют некоторые жильные производные позднепалеозойской гранитовой формации (гранит-порфиры Березовска, Шарташского массива, некоторые аляскиты и др.). Достоверных геологических данных о существовании пермской фазы позднепалеозойской гранитовой формации на Урале нет, хотя предположения на этот счет высказывались (Сергиевский, 1958).

Существование более ранних фаз позднепалеозойской гранитовой формации несомненно. Они представлены гранитоидами повышенной основности, варьирующими по составу от кварцевых диоритов до гранодиоритов, плагиогранитов, гранитов, причем последние отличаются от типичных гранитов главной фазы повышенным содержанием плагиоклаза по отношению к калиевому полевому шпату и соответственно меньшей долей калия среди щелочей (порядка 40% в атомном выражении). Столь же несомненна довольно большая длительность формирования гранитоидов ранних фаз. Среди них устанавливаются гранитоиды, близкие по возрасту к главной фазе, прорывающие нижний карбон, раннекаменноугольные (300—330 млн. лет) и докаменноугольные ближе неустановленного возраста (Мариинский комплекс, абсолютный возраст 370—380 млн. лет — средний — верхний девон). Таким образом, часть гранитоидов позднепалеозойской гранитовой формации одинакова по возрасту с гранитоидами базальтоидного происхождения, относящимися к раннекаменноугольной или даже средне-позднедевонской габбровой формациям. Большею частью эти различные формационные типы гранитоидов приурочены к различным структурно-фациальным зонам, но местами они встречаются в непосредственном соседстве и тогда их разграничение наталкивается на значительные трудности. В связи со сказанным генетическое расчленение гранитоидов, как и возрастное, приобретает важное значение.

Формально наиболее ранние фазы позднепалеозойской гранитовой формации по возрасту могут быть отнесены к позднекаледонским (ранний — средний девон). Однако объем их незначителен, они приурочены к тем же структурным зонам, что и более поздние безусловно варисские гранитоиды. Поэтому пока нет достаточных оснований для выде-

ления самостоятельной каледонской гранитовой формации, хотя развитие типично каледонского регионального метаморфизма, имеющего абсолютный возраст 440—480 млн. лет (ордовик — силур), можно считать установленным.

Таким образом, на Урале наиболее распространена и играет наибольшую геологическую и металлогеническую роль позднепалеозойская гранитовая формация; второстепенное значение имеют ранние фазы этой формации — субформации, возраст которых варьирует в интервале девон — средний карбон. Второстепенное в целом, но важнейшее для зоны Урал-Тау значение имеет предположительно салаирская гранитовая формация развитая слабо на описываемой территории. В ней тоже существуют более ранние фазы гранитоидов, но для их возрастной датировки данных пока мало.

В зоне Урал-Тау (на Южном Урале) в незначительном объеме представлена наиболее древняя из собственно уральских — среднерифейская (юрматинская) гранитовая формация.

Незначительной площадью выступа кристаллического дорифейского фундамента Русской платформы ограничено распространение наиболее древней на Урале раннепротерозойской гранитовой формации, не связанной с развитием уральской геосинклинальной системы. Единственным небольшим массивом представлена также неуральская, позднепротерозойская формация гранитов рапакиви.

ГРАНИТОВЫЙ МАГМАТИЗМ И ГНЕЙСОВЫЕ (МИГМАТИТОВЫЕ) КОМПЛЕКСЫ

С гранитами местами тесно связаны пространственно метаморфические комплексы средней и высокой ступени метаморфизма, условно называемые гранито-гнейсовыми или мигматитовыми комплексами с широким развитием в них явлений гранитизации в различных формах. Как и во всем мире, для этих комплексов характерно сочетание продуктов типичного динамо-термального метаморфизма регионального типа, метасоматических гранитоидов и в подчиненном объеме магматических гранитов (наиболее поздних). Наибольший объем в этих комплексах слагают типичные метаморфические породы. Поэтому более подробная характеристика гнейсовых комплексов дается в разделе о метаморфизме.

Геологический возраст и история формирования гранито-гнейсовых комплексов Урала представляет одну из важнейших и трудных проблем геологии и петрологии Урала. Эта проблема заключается в установлении возраста субстрата — вулканогенно-осадочных толщ, возраста гранитов и тесно с ними связанного инъекционного метаморфизма, в выяснении вопроса о связи метаморфизма вулканогенно-осадочных толщ и превращения их в гнейсы и кристаллические сланцы с внедрением гранитов или с более ранним региональным метаморфизмом.

Одни исследователи рассматривают гранито-гнейсовые комплексы как фацию гранитовых интрузий, особенно сильно засоренную породами кровли (Б. М. Романов), другие — как древние регионально метаморфизованные образования (А. А. Петренко, К. И. Дворцова, Г. И. Водорезов, А. А. Пронин, Н. Ф. Мамаев), третьи рассматривают образование гранито-гнейсовых комплексов, включая гранитовые массивы, как единый процесс, протекавший в течение длительного времени в условиях глубинного регионального метаморфизма с широким проявлением метасоматической гранитизации и выплавлением гранитового материала (Г. А. Кейльман, И. Д. Соболев).

Независимо от представлений о генезисе, разноречивость которых объясняется недостатком фактических данных, несомненно, что фор-

мирование гранито-гнейсовых комплексов и формирование гранитовых интрузий тесно связаны между собой, что датировка завершающей стадии формирования комплексов может быть определена по времени связанных с ними гранитовых интрузий, что нет оснований отрывать эти комплексы от гранитовых интрузий и что их нужно рассматривать как составные части соответствующих формаций.

Наиболее распространены гранито-гнейсовые комплексы, связанные с интрузией позднепалеозойской гранитовой формации. На западном склоне достоверно установлены раннепротерозойские гранито-гнейсовые образования (Шигир-Тараташский комплекс). Древние (доордовикские) гранито-гнейсовые комплексы, ближе неопределенного возраста, включающие в себя граниты, завершающие формирование этих комплексов, установлены на крайнем юге восточного склона Урала (К. И. Дворцова и др.) и в Мугуджарах (Г. И. Водорезов) на основании находок обломков гнейсов и других метаморфических пород, а также гранитов в отложениях нижнего ордовика.

В настоящей главе кратко характеризуются гранитоиды, входящие в состав гнейсовых комплексов, как интрузивные, так и возникшие путем замещения вмещающих толщ в основном в магматическую стадию.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ, ФОРМА И УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ

Важнейшие достижения в понимании геологического строения и положения гранитовых интрузий Урала связаны с систематическим геологическим картированием. Б. М. Романовым в 1928—1930 гг. при геологической съемке были установлены согласная форма залегания Верх-Исетского массива и важная роль ассимиляции, обусловившая зональное строение массива в его формировании. До этого массив представлялся как горст, ограниченный тектоническими доинтрузивными нарушениями. Форма залегания Верх-Исетского массива, установленная работами Б. М. Романова и И. Д. Соболева, оказалась прототипом для многих гранитовых массивов Урала.

Последующее систематическое геологическое картирование уральских гранитовых массивов показало, что они обычно имеют согласные с вмещающими толщами формы залегания и приурочены к антиклинальным складкам. При этом площади и размеры гранитовых интрузий на геологических картах постепенно сокращались в результате выделения гнейсовых комплексов, вследствие чего многие массивы распались на группы мелких тел гранитового состава в окружении инъекционных гнейсов, мигматитов и кристаллических сланцев.

В последние годы получены дополнительные данные о форме залегания ряда гранитовых массивов на основании геофизических исследований (гравиметрии, магнитометрии), говорящие большей частью в пользу ограниченных размеров по вертикали и об отсутствии настоящих бездонных батолитических интрузивных тел. Правда, интерпретация геофизических полей основывается по необходимости на ряде допущений, вносящих в нее элемент неопределенности, иногда довольно значительный. Наибольшая неопределенность обусловлена близостью плотностей гранитов и в той или иной степени метаморфизованных первично песчано-глинистых отложений, вмещающих граниты во многих случаях.

Гранитовые интрузии Урала и связанные с ними гнейсовые комплексы приурочены большей частью к положительным элементам складчатых структур различного порядка (антиклиналям, антиклинориям, мегантиклинориям, поднятиям). Отдельные гранитовые массивы,

как правило, слагают ядра элементарных антиклиналей; большие массивы или группы массивов приурочены к более крупным и сложно устроенным структурам — антиклинориям, которые, в свою очередь, входят в состав мегантиклинорий, создающих крупные структурно-фациальные зоны — поднятия.

Главная масса обнажающихся на современной поверхности гранитовых интрузий и гнейсовых комплексов располагается в пределах Восточно-Уральского поднятия. Меньшей насыщенностью интрузиями обладает Зауральское поднятие. Оба эти поднятия, сформировавшиеся в эпоху главной фазы уральской складчатости, являются областями развития интрузий преимущественно позднепалеозойской гранитовой формации.

В открытой части Восточно-Уральского поднятия выделяются: Верхотурско-Верх-Исетский мегантиклинорий с Верхотурским гранитоидным, Салдинским гнейсо-гранитовым и Верх-Исетским гранитоидным комплексами; Сысертско-Ильменогорский мегантиклинорий с Сысертским гнейсо-гранитовым, Ильменогорским гнейсо-гранитоидным и Камбулатовско-Степнинским гранитовым комплексами; Мурзинско-Адамовский мегантиклинорий (или Сосьвинско-Коновский и Челябинско-Суундукский мегантиклинории) с Мурзинским и Адуйским гнейсо-гранитовым, Коновским, Челябинским, Кочкарским, Джабык-Карагайским гранитоидными, Суундукским и Адамовским, а также, лежащими на их южном продолжении, Центрально-Мугоджарским гнейсо-гранитоидными комплексами. В Зауральском поднятии в пределах Среднего Зауралья намечаются: Камышловский мегантиклинорий с Красногвардейским и Дуванкульским гнейсо-гранитоидными комплексами и Ницинско-Шадринский мегантиклинорий, породы которого, в том числе граниты, скрыты молодыми отложениями. На Южном Урале и в Прииргизье в той же зоне располагаются Мариинско-Андреевский и Жегыгаринский гнейсо-гранитоидные комплексы. Соответственно этому выделяются несколько гранитовых поясов.

Варисские гранитовые интрузии наиболее интенсивно проявились в Мурзинско-Адамовском мегакомплексе, который представляет собой центральный пояс варисских гранитов Урала и отвечает зоне наибольших поднятий палеозойской эвгеосинклинали.

Центрально-Уральское поднятие характеризуется неоднократным развитием гранитовых интрузий в течение длительного промежутка времени от раннего и среднего рифея до позднего палеозоя. Наиболее древние (абсолютный возраст 1300 млн. лет) граниты слагают Губенский массив, примыкающий с востока к Кусинскому титаномагнетитовому месторождению (Южный Урал) и метаморфизующий его. Крупный Центрально-Уральский (Уфалейский) гранито-гнейсовый комплекс, приуроченный к Нижне-Уфалейскому антиклинорию, завершил свое формирование в позднем палеозое. Небольшие позднепалеозойские гранитовые массивы протягиваются в поднятии вдоль его границы с Магнитогорским прогибом, частично распространяясь и внутри последнего вдоль западного борта (Тургоякский, Атлянский и другие массивы). Мелкие интрузивные тела гранитов и гранитоидов известны в границах описываемой территории в южной части Ляпинско-Исовского мегантиклинория. Часть из них прорывает отложения среднего девона и, по-видимому, относится к позднепалеозойской формации, часть отличается сильным метаморфизмом, залегает среди доордовикских толщ и, вероятно, принадлежит салаирской гранитовой формации. Достоверно салаирские граниты, галька которых обнаружена в ордовикских отложениях, известны в той же зоне несколько севернее за рамкой описываемой территории.

В пределах поднятия располагается и древнейший на Урале Тараташский интрузивный комплекс, включающий наряду с гранитами и гнейсо-гранитами более древние габброиды, ультрабазиты, габбро-амфиболиты, представляющий выступ кристаллического фундамента Русской платформы в ядре Тараташской антиклинали Башкирского мегантиклинория.

Состав толщ, вмещающих интрузии гранитовых формаций на Урале, разнообразен. Для ряда массивов — это преимущественно осадочные толщи, сложенные глинистыми сланцами, песчаники с прослоями известняков, подвергшиеся метаморфизму различных ступеней — региональному, динамотермальному и вблизи гранитов — контактовому.

Такой состав вмещающих толщ характерен для гранитных комплексов Южного Урала, входящих в состав главного гранитного пояса и расположенных к югу от Челябинского массива (Качкарский, Джабыкский и другие комплексы). Аналогичный состав имеют вмещающие толщи Джетыгаринского пояса (Зауральское поднятие). В этих случаях гранитовые интрузии приурочены к зонам длительного отсутствия вулканизма, характеризующимися отложениями терригенных осадков в течение значительных интервалов времени. В соседних зонах прогибов в это же время имело место интенсивное хотя и неравномерное развитие базальтоидного магматизма в интрузивных и эффузивных проявлениях. Ассоциация гранитовых интрузий сиалического происхождения с песчано-глинистыми толщами, как известно, отмечается многими исследователями.

В то же время значительная часть гранитовых интрузий Урала несомненно сиалического происхождения залегает среди толщ, в которых вулканический материал преимущественно основного состава играет существенную роль. Вмещающие толщи состоят, с одной стороны из вулканических свит, сложенных преимущественно основными эффузивами и возникшими на их месте зелеными сланцами и амфиболитами, с другой — из осадочных, сложенных песчано-глинистыми отложениями с прослоями известняков, кремнистых сланцев, филлитами, слюдяными сланцами, плагиогнейсами с прослоями мраморов, кварцитов. В этих случаях интрузии гранитовых формаций прорывают вулканические толщи, которым подчинены интрузии базальтоидного происхождения, сложенные преимущественно габброидами, реже кислыми породами. Таким путем возникают сложные полиформационные интрузивные комплексы, подчиненные определенным структурам, включающие наряду с гранитовыми более древние габбровые формации (Верх-Исетский массив и др.).

По условиям образования на Урале сейчас с достоверностью установлены как типично интрузивные ортомагматические граниты и гранитоиды, образующие резкие контакты с вмещающими толщами, большей частью согласные, реже секущие, так и безусловно метасоматические, сохранившие строение замещающих толщ, нередко связанные с ними постепенными переходами через гранитизированные в различной степени породы. Метасоматические граниты распознаются также по сохранению в них частично корродированного циркона, типичного для вмещающих толщ (по данным А. А. Краснобаева). Метасоматические граниты особенно характерны для гнейсовых комплексов и в этих случаях обычно вместе с другими породами комплексов участвуют в пластических деформациях и перекристаллизации, обусловленными складчатостью и поэтому, как правило, обладают отчетливо выраженной линейной текстурой, согласной с линейностью вмещающих метаморфических толщ. Граниты, точнее гнейсо-граниты, такого типа широко развиты в Ильменогорско-Вишневогорском, Сысертском, Мурзинско-

Адуйском, Уфалейском и других гнейсовых комплексах. В небольших масштабах они установлены и вне этих комплексов в тесной связи с нормальными интрузивными массивами гранитов как ореолы интенсивной гранитизации (Львов, 1963). Наряду с линейной текстурой деформационного происхождения в метасоматических гранитах сохраняются реликты слоистого сложения вмещающих вулканогенно-осадочных толщ.

В типичных интрузивных гранитовых массивах явления замещения боковых пород обычно ограничиваются ксенолитами, реже захватывают незначительные по мощности экзоконтактовые зоны. Как правило, контакты интрузивных массивов абсолютно резкие. Граница вмещающих пород и гранитов фиксируется с точностью до миллиметров, вмещающие породы резко отличаются от гранитов и гранитизируются (фельдшпатизируются) иногда лишь на протяжении нескольких сантиметров (Шарташский, Верх-Исетский и другие массивы). Размеры безусловно интрузивных массивов достигают нескольких десятков километров в длину и ширину (Джабык-Карагайский массив). В некоторых случаях, особенно в песчано-сланцевых толщах, зоны экзоконтактовой гранитизации достигают нескольких десятков метров, осложняются местами инъекцией гранитового материала, но и здесь интрузивная природа контакта сомнений не вызывает (Суундукский массив).

Форма залегания гранитовых массивов гранитовых формаций разнообразна и имеет специфические особенности. Преобладают согласные с вмещающими слоистыми вулканогенно-осадочными толщами интрузивные тела, подчиненные положительным пликвативным структурам. Среди них прежде всего выделяются куполовидные тела с периклинально залегающими стенками — округлые или овальные в горизонтальном сечении, вытянутые согласно с простираем вмещающих толщ. Угол падения контактов колеблется от 40—50 до 90°. Встречаются асимметричные куполовидные тела с слегка опрокинутым залеганием. Куполовидные тела залегают либо изолированно (Шарташский массив), либо группами, нередко разделяясь лишь весьма узкими (доли километра) перегородками вмещающих толщ. Возникновение таких структур нельзя рассматривать как выполнение готовых складок, так как складки такой формы среди вмещающих толщ отсутствуют. По-видимому, это результат пластических деформаций — течения вмещающих толщ, связанного с внедрением гранитов. Типичным примером таких сближенных куполовидных тел является Кочкарская группа гранитовых массивов на Южном Урале, входящая в состав Главного гранитового пояса Урала. Вмещающими породами, разделяющими отдельные массивы, здесь являются гнейсы и кристаллические сланцы.

Верх-Исетский гранитовый массив (Средний Урал) является типичным примером согласных гранитовых интрузий, внедрившихся в крупные (несколько десятков километров) антиклинальные складки вмещающих вулканогенно-осадочных толщ и подчиненных им согласных более древних пластообразных интрузивных габбро и более кислых производных. Наружные контуры массива довольно резкие, осложненные местами незначительной экзоконтактовой гранитизацией. Характерно обилие внутри массива пластообразных тел габброидов, фиксирующих складчатую структуру вмещающих толщ, окруженных ореолами гранитоидов повышенной основности, сменяющихся местами по простираению этими габброидами.

Особый морфологический тип представляют несколько вытянутые в широтном направлении гранитовые массивы с пологим до горизонтального залеганием плоскостных структур в гранитах, с резкими в целом контактами, по-видимому, приуроченные к пологим поверхностям

несогласия между более древними и более молодыми толщами. К ним относятся Джабык-Карагайский и Челябинский массивы. Они в горизонтальном сечении имеют не совсем обычную для уральских гранитовых массивов форму прямоугольника с округленными углами. Многие исследователи предполагают наличие пологого дна у этих интрузий. Гравиметрия в этом отношении не дает ясного решения в связи с близостью плотностей гранитов и вмещающих сиалических толщ.

Секущие формы, считающиеся характерными для батолитических интрузий, среди интрузивных массивов гранитовых формаций Урала являются в целом второстепенными. Как правило, секущую форму имеют отдельные участки контакта с вмещающими толщами (Тургоякский, Джабык-Карагайский, Верх-Исетский и другие массивы), но не массивы в целом.

Гранитоиды гранитовых формаций, развитые на восточном склоне в эвгеосинклинальной области, не сопровождаются эффузивными аналогами. Высказывавшиеся одно время предположения о комагматичности так называемых егоршинских фельзитов и гранитов позднелазоэойской формации не подтвердились. «Фельзиты», точнее липаритовые, местами афировые порфиры и микрограниты, оказались принадлежащими к раннекаменноугольной магматической формации базальтоидного происхождения, так же как и гранитоиды близ расположенного Егоршинского дифференцированного массива.

В то же время на западном склоне Среднего, Северного и Приполярного Урала в осевой зоне Центрально-Уральского поднятия намечается зона развития липаритовых порфиров раннеордовикского и позднекембрийского возраста, тесно ассоциированных местами с близкими по возрасту гранитами и гранит-порфирами. По-видимому, это единственная зона на Урале развития сиалической гранит-липаритовой формации, отличающейся спецификой связанного с ней оруденения и гидротермального метасоматоза. Комагматичность гранитов и кислых эффузивов отмечалась здесь Е. А. Кузнецовым еще в 1941 г.

Граниты и гранитоиды гранитовых формаций нередко прорывают более древние интрузии габбровых и перидотитовых формаций и, будучи приурочены к тем же складчатым структурам, входят в состав сложных полиформационных и полигенетических комплексов.

При общей подчиненности складчатым структурам, наблюдающейся на современном эрозионном срезе, цепи гранитовых массивов гранитовых формаций занимают места по отношению к ним явно секущее, хотя и под острым углом положение. Наиболее наглядно видно это на примере серии массивов, располагающихся к северу от Челябинского массива и имеющих строго меридиональное простирание при северо-восточном простирании вмещающих толщ.

Наконец, известны гранитовые тела небольших размеров, развивающиеся в форме дайкоподобных тел вдоль дизъюнктивов, к которым они приурочены. Примером могут служить гнейсо-гранитовые тела, залегающие вдоль западного борта Челябинского грабена к югу от Челябинского гранитового массива.

Внутреннее строение гранитоидных массивов, явления ассимиляции, автометасоматоза, наложенного метаморфизма, экзоконтактный метаморфизм, гнейсовые фации, жильная свита характеризуются кратко при описании отдельных формаций. В этом отношении уральские гранитоиды, входящие в состав гранитовых формаций, не отличаются существенно от гранитов других регионов.

Ранние гранитоидные фазы — гранодиоритового, плагиогранитового, иногда даже кварцево-диоритового состава известны как в поздне-

палеозойской, так и в салаирской гранитовых формациях. Миаскитовые комплексы составляют специфику позднепалеозойской гранитовой формации.

Раннепротерозойская гранитовая формация

Формация входит в состав гнейсовых комплексов, слагающих кристаллическое складчатое основание Русской платформы. Гранито-гнейсы основания вскрыты рядом скважин в Приуралье. На Урале формация обнажается в выступе основания в ядре Тараташской антиклинали Башкирского мегантиклинория.

Шигир-Тараташский гранито-гнейсовый комплекс во многом напоминает гранито-гнейсовые комплексы восточного склона Урала, но отличается от них широким развитием железистых кварцитов (джеспилитов). Формирование комплекса закончилось до отложения айской свиты. В основании этой свиты (навышенская толща) М. И. Гаранем найдены неокатанные или слабоокатанные обломки и глыбы (достигающие в отдельных случаях 1—2 м) гнейсов, кварцитов и гранитов, входящих в состав комплекса.

Как показали исследования М. И. Гараня, Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой, внутри комплекса крупные массивы гранитов отсутствуют. Граниты и связанные с ними пегматиты, так же как и в других гранито-гнейсовых комплексах Урала (Сысертско-Ильменогорском, Уфалейском и др.), образуют либо согласные факолитообразные или пластообразные тела незначительной мощности, не превышающей нескольких десятков или первых сотен метров, либо секущие дайки. Согласные тела гранитов часто связаны постепенными переходами с вмещающими их гнейсами через зоны инъекционных гнейсов.

Наибольшее развитие гранитов, инъекционных гнейсов, явлений гранитизации, по М. И. Гараню, Г. А. Смирнову и Т. А. Смирновой, приурочено к нижней части тараташской свиты, в состав которой входят меланократовые среднезернистые биотитовые гнейсы, содержащие местами гранат, силлиманит (до 5—8%) и магнетит, лейкократовые мелкозернистые биотитовые гнейсы и в виде тонких прослоев — амфиболиты. В верхах нижней части свиты залегает горизонт железистых кварцитов, содержащих гиперстен, куммингтонит, местами силлиманит. Этим горизонтом завершается область развития пород высокой степени метаморфизма, приуроченных к ядру антиклинальной складки.

Вышележащая толща («очковых гнейсов»), выделенная М. И. Гаранем, характеризуется изменением характера метаморфизма, которое можно объяснить зональностью, связанной с удалением от ядра антиклинали, совпадающего с максимумом метаморфизма. Характерной чертой этой толщи является сочетание низкой степени метаморфизма в тонко- и мелкообломочных, существенно вулканических породах с развитием овалных порфиробластов («очков») серого, розового и белого калиевого полевого шпата.

Среди гранитов выделяются микроклиновые и плагиоклазовые разновидности, различимые только под микроскопом. Граниты имеют лейкократовый облик, темноцветные минералы, представленные биотитом, либо находятся в виде примеси, либо отсутствуют. Структура очень неустойчива и обнаруживает явные признаки катаклаза; нередко встречаются гнейсовидные разности. По составу отвечают нормальным гранитам с содержанием кремнезема 71—73% и отношением калия к натрию 2:1.

Граниты прорывают более древние габбро, слагающие небольшие интрузивные тела среди толщи гнейсов. Вблизи контакта с габбро, в результате сложных процессов взаимодействия — ассимиляции грани-

тами материала габбро и метасоматического преобразования габбро под влиянием гранитов — развивается серия гибридных кварцосодержащих пород, колеблющихся по составу от диоритов до сиенито-диоритов, подробно описанных Г. А. Соколовым (1935). Характерной чертой этих пород является неустойчивость состава, широкое развитие различных морфологических видов неоднородных (такситовых) текстур.

Весь комплекс метаморфических и интрузивных пород, включая наиболее молодые из них — граниты, сечется обильными дайками габбро-диабазы, относящимися к габбро-диабазовой дайковой формации западного склона Южного Урала, предположительно позднепротерозойского возраста.

Детальные исследования А. А. Краснобаева (1965) показали, что акцессорные циркон и монацит в инъекционных гнейсах тараташской свиты имеют абсолютный возраст 3300 млн. лет (по альфа-свинцовому методу), в очковых гнейсах — 2700 (ядро кристаллов) и 1560 (оболочка — вторая генерация) млн. лет. Циркон из гранитовых массивов внутри комплекса дал величины возраста 2670, 2130, 1940 млн. лет для ядер первой генерации и 2110, 1560, 1640 млн. лет — для оболочек второй генерации. Таким образом, допозднепротерозойский возраст гранитоидов Тараташского комплекса подтверждается и определениями абсолютного возраста.

Позднепротерозойская формация рапакиви

На Урале формация представлена единственным Бердяушским массивом рапакиви. Впервые на сходство бердяушских гранитов рапакиви указал И. В. Мушкетов. Первая краткая петрографическая и химическая характеристики массива принадлежат А. С. Гинзбургу, который установил переход рапакиви в сиениты, но среди последних не отметил щелочных и нефелиновых разностей, обнаруженных 20 лет спустя. В 1930 г. массив был детально изучен А. Н. Заварицким, опубликовавшим обстоятельную монографию, в которой рассмотрены вопросы генезиса рапакиви и связанных с ними пород, произведено сопоставление с массивами рапакиви других районов. Геологическая позиция массива установлена работами М. И. Гараня (1937, 1938, 1946, 1957).

По абсолютному возрасту в 1400 млн. лет (Овчинников и Гаррис, 1960), составу, структуре, по переходам в сиениты, по наличию более молодых щелочно-сиенитовых и нефелино-сиенитовых фаз, по массивности и отсутствию признаков воздействия позднейшей тектоники Бердяушский массив полностью аналогичен массивам рапакиви, окаймляющим Русскую платформу и известным сейчас в Карелии, Швеции, Прибалтике и на Украине. По единодушному мнению исследователей, граниты рапакиви формировались в платформенных и субплатформенных условиях на малых глубинах, образуют большей частью полого и горизонтально залегающие плитообразные тела или мелкие интрузивные штоки. Бердяушский рапакиви принадлежит к последней группе. Принадлежность его к единой позднепротерозойской формации рапакиви, проявляющейся по периферии Русской платформы, сомнений не вызывает (Гараня, 1946).

Следует помнить, что, по заключению многих исследователей, особенно подробно мотивированному В. С. Соболевым, есть основание рассматривать рапакиви как образования, генетически тесно связанные с базальтовой магмой. Таким образом, выделение позднепротерозойской формации рапакиви в числе гранитовых формаций является условным.

Бердяушский массив рапакиви расположен на западном склоне Южного Урала, имеет в плане форму овала с размерами 4×10 км и вытянут в северо-восточном направлении согласно с общим простиранием складчатости. На юго-востоке массив прорывает и метаморфизует доломиты саткинской свиты, превращенные вблизи контакта в силикатные мраморы, содержащие форстерит, клиногумит, шпинель, диопсид, гранат, флогопит и более поздние гидротермальные магнезиальные минералы — тальк, тремолит, серпентин, брусит и изредка флюорит, апатит, скаполит; местами в контактовой зоне встречаются скарны, состоящие из граната, диопсида, везувиана, скаполита, эпидота и других минералов. Прослой глинистых сланцев среди доломитов саткинской свиты вблизи контакта с массивом превращены в пятнистые сланцы и контактово-термальные роговики. На северо-западе вдоль тектонического контакта к массиву примыкают верхнепротерозойские толщи — кварциты юрюзанской свиты, мергели катавской, конгломераты и кварцито-песчаники зильмердакской свит, не затронутые контактовым метаморфизмом. Вдоль юго-восточного контакта наблюдается несовпадение крутопадающих тектур внутри массива с пологим залеганием слоистости во вмещающих доломитах. Это дает основание рассматривать массив как шток, частично несогласный по отношению к вмещающим толщам.

Массив содержит многочисленные ксенолиты вмещающих пород — в значительной части диабазов, переработанных под влиянием интрузии. В ксенолитах диабазов, превращенных в амфиболиты, нередко развиваются овальные порфиробласты калиевого полевого шпата с каймами плагиоклаза, в результате чего образуются рапакивиподобные породы с меланократовой основной массой.

Ядро массива сложено щелочными сиенитами, среди которых залегает небольшое (около 1 км^2) изометричное тело нефелиновых сиенитов — самых молодых интрузивных пород массива.

Гранит-рапакиви, слагающий наибольшую площадь, по структуре и составу аналогичен типичным рапакиви Финляндии. Он характеризуется исключительно высокой железистостью биотита и роговой обманки, содержит примесь флюорита и пертита. Нередко олигоклазовая кайма исчезает и получается тип рапакивиобразного гранита, отвечающего питерлитам Финляндии. Встречаются сиенитовые фации. Рапакиви сеется дайками диабазов, местами с оливином и титан-авгитом, лампрофирами ряда камптонит — спассартит.

Щелочные сиениты присутствуют главным образом в порфировых фациях, имеющих облик сиенит-порфиров; главными первичными минералами являются щелочная роговая обманка и калиевый полевой шпат, в значительной степени альбитизированный. Дайки сиенит-порфиров местами секут рапакиви и обладают отчетливыми закаленными зальбандами, что доказывает интрузивные соотношения этих пород.

Нефелиновые сиениты варьируют по составу и структуре и состоят из гастингсита, реже биотита, эгирина и эгирин-авгита, микропертита, нефелина, иногда анальцима. Апофизы нефелиновых сиенитов в виде нефелиновых сиенит-порфиров пересекают сиениты и рапакиви. Абсолютный возраст сиенитов, по М. А. Гаррис, составляет 730 млн. лет (Гаррис, 1964), т. е. отвечает байкальскому тектоно-магматическому циклу.

Вблизи северо-западной оконечности массива во вмещающих толщах залегает серия даек рапакиви северо-западного простирания, представляющих апофизы главного тела. К северной части массива примыкает интрузивное тело связанных постепенными переходами гранит-порфиров, кварцевых порфиров и аплитовидных гранитов горы Кор-

сакаловка, по-видимому, более молодых, чем рапакиви; судя по тому, что аплитовидные граниты образуют в них дайки. А. Н. Заварицкий рассматривает кварцевые порфиры горы Корсакаловка как сателлит массива рапакиви, хотя убедительных данных в подтверждение этого нет. Характерной чертой состава пород горы Корсакаловка является богатство кремнеземом, резкое преобладание калия над натрием, что отличает их от рапакиви. По М. И. Гараню, аналогичные кварцевые порфиры залегают среди осадков авзянской свиты на горах Казан-Салган и Баргуш к северо-западу от массива. На этом основании М. И. Гарань, считая кварцевые порфиры жильной свитой Бердяушского массива, связывал интрузию рапакиви с авзянской фазой тектогенеза (Гарань 1946). Однако А. И. Олли (1948) и другие справедливо указывали на существование аналогичных кварцевых порфиров и в ордовикских отложениях западного склона и на сомнительность их связей с рапакиви. Петрографически и по химическому составу, действительно, кварцевые порфиры горы Корсакаловка очень близки нязепетровским породам. Поэтому не исключена возможность, что на участке Бердяушского массива имеет место наложение трех разновозрастных формаций: среднерифейской — рапакиви, вендской — нефелиновых сленитов и кембро-ордовикской — кварцевых порфиров.

Среднерифейская гранитовая формация

Губенский гнейсо-гранитовый массив. Гнейсо-граниты массива имеют состав нормальных биотитовых, реже двуслюдяных гранитов и отличаются большей частью мелкозернистой структурой и отчетливо выраженной ориентированной текстурой. Она проявляется в плоскостной ориентировке идиоморфных листочков биотита, образующего линзовидные скопления, вытянутые в одном направлении и обуславливающие линейную текстуру пород. Линейность ориентирована полого, согласно с линейностью окружающих граниты метаморфических толщ — амфиболитов по габбро-диабазам и эффузивным диабазам, доломитовых мраморов и других пород. В целом линейность параллельна осям региональных складок. Гнейсо-граниты падают в основном на юго-восток, переслаиваясь согласно с амфиболитами различных типов и кварцитами. На юге массив погружается на юго-запад под толщи слюдяных сланцев. Продолжение массива фиксируется зоной мигматитов, инъекционных гнейсов, зоной гранитизации. Степень метаморфизма вмещающих пород понижается в юго-западном направлении по мере удаления от массива, на что обратил в свое время внимание М. И. Гарань.

В целом гнейсо-граниты образуют согласную с вмещающими толщами интрузию, подчиненную складчатости и участвовавшую в ней. Определения абсолютного возраста слюд указывают на повторный метаморфизм; проявления наиболее молодого метаморфизма имеют каледонский возраст (400 млн. лет по мусковиту).

По Г. М. Виноградской, гнейсо-граниты Губенского массива образовались путем замещения сиалических по составу вулканогенно-осадочных пород машакской свиты. К такому же выводу пришел А. А. Краснобаев на основании изучения аксессуарного циркона гнейсо-гранитов и сопоставления его с цирконом вмещающих толщ. В то же время, как отмечали многие исследователи (И. И. Малышев и др.), гнейсо-граниты по отношению к амфиболитам по габбро-диабазам, основным эффузивам, нередко являются отчетливо интрузивными, слагают жилы и образуют с ними четкие контакты, иногда осложненные узкой зоной переходных по составу пород — продуктов взаимодейст-

вия. Здесь отсутствуют плагиогнейсы, характерные продукты первой стадии гранитизации амфиболитов, встречающиеся в изобилии во многих метаморфических комплексах Урала.

Промежуточную стадию гранитизации вулканогенно-осадочных толщ, закончившуюся формированием губенских гнейсо-гранитов, представляют, по Г. М. Виноградской, рябиновские граниты. Она считает, что эти граниты образовались путем метаморфического преобразования кварцевых порфиров и кварцевых альбитофиров машакской (кувашской) свиты. По нашему мнению (Штейнберг, 1955), доказательств метасоматического происхождения рябиновских гранитов нет; это типичные микропегматитовые граниты, характерные для габбро-гранитовых комплексов базальтоидного происхождения. В то же время вывод Г. М. Виноградской о более позднем возрасте губенских гранитов по сравнению с рябиновскими, сделанный независимо от нас (Штейнберг, 1955, 1964) является правильным.

Палеозойские гранитовые формации Центрально-Уральского поднятия

Разграничение палеозойских гранитоидов различного возраста в зоне Урал-Тау на Среднем и Северном Урале далеко не всегда возможно, поэтому в настоящем очерке описание их объединено.

Наибольший объем таких гранитов сосредоточен в Уфалейском комплексе, подчиненном одноименному сложному антиклинорию и расположенном в непосредственном соседстве с вулканогенными толщами Тагильского прогиба. Комплекс долгое время фигурировал на картах и в литературе как Уфалейский гранитовый (Центрально-Уральский) массив. Однако уже в 1889 г. А. А. Штукенберг отметил, что сплошной гранитовый массив, изображенный до этого на геологической карте Барбот де Марни в 1861 г., отсутствует и что в действительности имеется ряд выходов гранита среди поля гнейсов. Д. Николаев, Д. С. Белякин, Г. А. Соколов, П. П. Скабичевский также полагали, что сплошного гранитового массива нет, а есть чередование гранитов с кристаллическими сланцами. Г. А. Смирнов, В. А. Махинин, В. С. Красулин признавали существование гранитового массива, подчиненного крупной складчатой структуре, изобилующего породами кровли-кварцитами, слюдяными сланцами, амфиболитами. Геологическая съемка, проведенная в 1956—1961 гг. под руководством Г. А. Кейльмана, окончательно подтвердила, что комплекс сложен в основном породами амфиболитовой ступени метаморфизма — амфиболитами, слюдяными сланцами, гнейсами, кварцитами, инъецированными гранитовыми телами и дайками различных размеров. Метаморфические толщи затронуты в различной степени процессами гранитизации различных стадий. Метаморфический комплекс — его строение и состав — рассматривается более подробно в разделе «Метаморфизм» (рис. 50).

Наиболее крупное тело гранитов, известное в литературе под названием Козлогорского массива, расположено в северо-западной части комплекса на границе с вмещающими толщами и имеет вытянутую по меридиану пластообразную, согласную с вмещающими толщами форму. Массив сложен в основном сильно катаклазированными микроклипертитовыми гранитами щелочного облика с аксессуарным флюоритом (Кейльман, 1963б, 1964).

Вдоль западной окраины комплекса расположен меридионально вытянутый массив плагиогранитов шириной 2 км и длиной 10 км. Внутри комплекса развиты многочисленные мелкие тела и дайки биотитовых, двуслюдяных, мусковитовых роговообманковых гранитов.

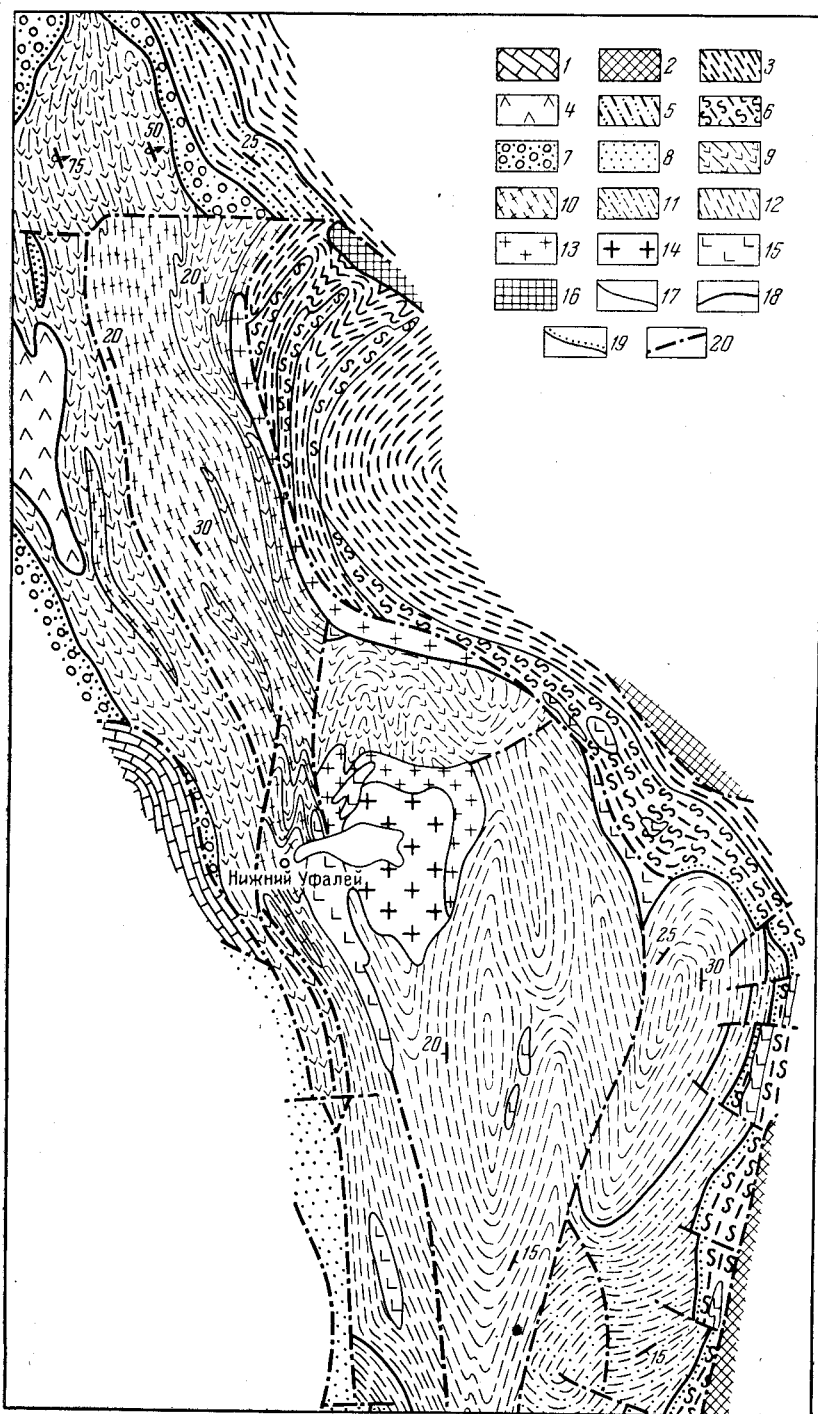


Рис. 50. Схема геологического строения Уфалейского гнейсового комплекса
(По Г. А. Кейльману, 1963)

1 — живетский ярус, мраморизованные известняки (P_2); 2 — осадочно-вулканогенный комплекс Тагильско-Магнитогорского прогиба ($S-D_2$); 3 — шайтанская свита, углистые филлиты (O_2); 4 — то же, кварцевые порфиры; 5 — куртинская свита, серицито-кварцевые сланцы (O_{1-2}); 6 — то же, гранато-мусковито-кварцевые сланцы; 7 — шунутская свита, кварциты с прослоями конгломератов (O); 8 — таганайская свита, кварциты с прослоями гранато-ставролитово-кварцевых сланцев (Pt_2); 9 — указарская подсвита, актиноидито-альбито-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с серицито-альбито-кварцевыми сланцами ($Pt_2^?$); 10 — то же, мусковито-альбитовые гранито-гнейсы ($Pt_2^?$); 11 — слюдяногорская подсвита, амфиболиты с прослоями кварцитов и слюдяно-кварцевых сланцев ($Pt_2^?$); 12 — егустинская подсвита, амфиболиты и амфиболовые гнейсы ($Pt_2^?$); 13 — граниты; 14 — плагногранодиориты; 15 — габбро-амфиболиты; 16 — измененные гипербазиты; 17 — границы литологических разновидностей пород; 18 — границы свит; 19 — стратиграфическое несогласие; 20 — тектонические нарушения

Залегание внутри зоны развития древних метаморфических толщ Центрально-Уральского поднятия, сильный динамометаморфизм многих гранитоидов, существование в этой же зоне севернее безусловно доордовикских гранитоидов вызывали предположения у многих исследователей о древнем допозднепалеозойском возрасте гранитов комплекса хотя достоверные данные на этот счет отсутствовали.

Существование докембрийских или кембрийских гранитоидов в Уфалейском комплексе предполагалось Б. П. Скабичевским (1940) и В. М. Сергиевским (1958). Последний относил к ним плагиоклазовые, микроклиновые и микроклин-пертитовые граниты, развитые в западной части комплекса. Биотитовые, роговообманковые и двуслюдяные граниты считались А. М. Сергиевским образованиями каледонской фазы складчатости. Г. А. Смирнов (1956) предполагал формирование гранитов комплекса в несколько фаз каледонского вулканического цикла.

В последние годы получены данные об абсолютном возрасте гранитоидов комплекса и связанных с ними процессов метаморфизма. Если отбросить явно недостоверные единичные определения возраста по эпидот-ортиту с колебаниями от 280 до 1470 млн. лет (Д. А. Минеев), то имеющиеся многочисленные данные дают диапазон от 500 до 290 млн. лет, что отвечает палеозою (от кембрия до позднего палеозоя). Для слюд из гнейсов, гранитов и слюдоносных зон Слюдяногорского месторождения (восточной зоны комплекса) получены величины от 290 до 360 млн. лет (М. А. Гаррис, Л. Н. Овчинников). Это, очевидно, возраст гранитов и гранитизации, широко развитой в этой части комплекса и, по-видимому, связанной с позднепалеозойской гранитовой формацией. Для гранитов западной части комплекса последние данные получены А. А. Краснобаевым в результате изучения акцессорного циркона, возникшего в ходе гранитизации, т. е. сингенетичного с ней. Для козлогорских гранитов абсолютный возраст оказался 430 млн. лет, для Азяшского массива — 500 млн. лет с небольшими отклонениями в обе стороны по 20 определениям (А. А. Краснобаев).

Г. А. Кейльман (1964) на основании определений абсолютного возраста выделяет, со значительной долей условности, несколько фаз формирования гранитоидов комплекса: 1100—1215 млн. лет, 430—445 млн. лет, 355—370 и 280—315 млн. лет. По-видимому, формирование комплекса и подчиненных ему гранитов завершилось в позднем палеозое внедрением гранитов позднепалеозойской гранитовой формации. Несомненный сложный история формирования комплекса и его полиформационный характер, а также полихронность входящих в его состав гранитов. Начало формирования комплекса относится, по-видимому, к нижнему палеозою (кембрию), а возможно, к докембрию.

К позднепалеозойской гранитовой формации, судя по определениям абсолютного возраста по биотиту и полевым шпатам из гранитов и пегматитов (288—334 млн. лет), а также по геологическим данным, относятся расположенные к югу от Уфалейского комплекса внутри Уралтауского мегантиклинория массивы Таганайский, Сыростанский (Тургойякский) и ряд мелких интрузивных тел (к северу от Таганая, около ст. Уржумка), залегающие среди кварцитов и слюдяных сланцев с прослоями мраморов юрматинской и низов каратауской серий. В этой же зоне к востоку от г. Златоуста широко распространены среди метаморфических сланцев дайки биотитовых гранитов, кварцевых порфиров, гранитовых пегматитов, в том числе мусковитовых. Среди даек гранит-порфиров и кварцевых порфиров преобладают дайки с диагональным (северо-западным и северо-восточным) простиранием среди пегматитов, согласные с вмещающими толщами. Длина даек достигает 700 м, мощность 20—40 м.

Наиболее крупный из упомянутых Сыростанский массив имеет размеры 10×25 км, вытянут в северо-восточном направлении, на востоке граничит с серпентинитами Кемпирсайского пояса (южная часть Карабашского ультрабазитового массива) и верхнедевонскими отложениями, оказывая на них метаморфизующее воздействие.

На западе, юге и севере массив залегает среди метаморфических сланцев, содержит многочисленные их ксенолиты; имеет акордантную форму. Местами подчинен брахиантиклинальным складкам вмещающих толщ (северо-восточная часть массива, выделяемая иногда под названием Тургоякского массива на юге), явно сечет вмещающие толщи, захватывая в изобилии их ксенолиты. В целом, по В. С. Коптеву-Дворникову (Коптев-Дворников и др., 1940), имеет куполовидную форму с крутыми стенками, падающими в стороны от массива. В основном сложен биотитовыми порфиоровидными или равнозернистыми гранитами. В краевых частях плагиоклаз (№ 20—24) преобладает над микроклином, в центре оба минерала присутствуют в равных количествах. Вблизи контакта местами наблюдаются небольшие участки неоднородных по составу кварцевых диоритов в значительной мере гибридного происхождения, более древних, чем граниты, и образующих в них ксенолиты. Гранитовый массив и вмещающие породы секутся обильными дайками биотито-олигоклазовых гранит-порфиров и лейкократовых гранитов. Внутри массива, кроме того, наблюдаются редкие жилы биотито-роговообманковых олигоклазовых лампрофиров типа Шарташских, тонкие жилки пегматитов и аплитов. В целом граниты и в значительной мере жильная свита аналогичны Шарташскому массиву.

К северу от Уфалейского комплекса среди доордовикских метаморфических сланцев, частично среди ордовикских толщ, к востоку от ст. Дружинино и к югу от пос. Билимбая залегают небольшие интрузивные тела гранит-порфиров и порфиоровых гранитов, которые Е. А. Кузнецов (1941) сопоставлял с бердяушскими ралакиви. Более детальное петрографическое изучение порфиоровидных гранитов (Смирнов, 1956), а также резкое различие возраста тех и других пород исключают такое сопоставление. Гранитоиды большей частью рассланцованы, местами превращены в кварцево-сланцевые сланцы и лишь в центральных частях интрузивных тел сохраняют местами массивное сложение. С ними тесно ассоциируются богатые калием кислые эффузивы в экстрезивных и интрузивных фациях, по последним данным, приуроченные к границе ордовика и нижележащих толщ.

Е. А. Кузнецов (1941) предполагал комагматичность кислых эффузивов и гранитоидов. Ю. Д. Смирнов (1961) также отмечает возможность существования гранитоидов, комагматичных кислым эффузивам западного склона Среднего и Северного Урала, имея в виду относимые им к ордовика кварцевые порфиры хребта Кваркуш, Нязепетровского Билимбаевского районов.

Богатые калием кварцевые порфиры ассоциируются с гранитами зоны Урал-Тау и на Северном Урале в районе к северу от хребта Кваркуш, а также на Приполярном Урале. Возможно, в этой зоне имеет место проявление древнего раннепалеозойского сиалического магматизма, включающего и эффузивные фаии.

На Северном Урале в рассматриваемой зоне расположены незначительные массивы, возраст которых, по косвенным данным, варьирует от предположительно кембрийского до позднепалеозойского. С юга на север здесь расположены Троицкий массив, Велсовская и Верхне-Печорская группы массивов. Последняя группа является продолжением цепи гранитовых массивов Приполярного Урала, расположенных в той же зоне.

В Велсовскую группу входят (с юга на север) массивы Шудьинский, Велсовский и Мойвинский, залегающие на протяжении 50 км среди метаморфических парасланцев маньинской свиты ($Pt_2—Cm_1$) вдоль меридиана 59° , и Посьмакский массив, отстоящий к востоку на 15 км и залегающий среди зеленых сланцев по основным эффузивам той же свиты, в водораздельной полосе на левом берегу р. Посьмака (левый приток р. Велса, впадающей в р. Вишеру). Характеристика гранитоидов группы дается по Н. П. Старкову. Велсовские гранитоиды прорывают и метаморфизуют габбро-диабазы, вмещающие Юбрьшкинское месторождение титаномагнетитов.

Мойвинский массив, расположенный в верховьях р. Мойвы — левый приток р. Вишеры, — с размерами 1×9 км, вытянутый меридионально, на юго-западе прорывает массив серпентинизированных перидотитов — крайний северный из цепи массивов Вишерского пояса. Мойвинский массив гранитоидов сложен слабо разгнейсованными роговообманковыми кварцевыми диоритами и массивными биотито-роговообманковыми и биотитовыми порфиroidными гранитами с крупными (длиной до 10 см), хорошо образованными призматическими кристаллами микроклина. На востоке висячем боку вмещающие породы превращены в андалузито-биотито-кварцевые и роговообманково-кварцевые роговики. Гранитоиды прорывают отложения ордовика. По абсолютному возрасту (286 млн. лет) интрузия является позднепалеозойской. Позднепалеозойские граниты установлены недавно в той же зоне на Приполярном Урале М. В. Фишманом. По химическому составу граниты Мойвинского массива полностью аналогичны позднепалеозойским гранитам восточного склона Урала (Смирнов, 1961).

Гранитоиды Велсовского и Шудьинского массивов отличаются присутствием эгирин-авгита и интенсивной милонитизацией. Большой частью они имеют облик сланцев. Залегают согласно с вмещающими метаморфическими сланцами и круто падают на восток. Для велсовских гранитоидов калий-аргоновым методом определен абсолютный возраст в 325 млн. лет.

Посьмакская интрузия сложена массивными гранит-порфирами с вкрапленниками олигоклаза, бипирамидального кварца с микрогранитовой, местами микропегматитовой основной массой, состоящей из шахматного альбита, калиевого полевого шпата, кварца, бурого биотита, аксессуарных — ильменита, магнетита.

Верхне-Печорская группа гранитовых массивов расположена в верховьях р. Печоры на широте примерно 62° и вытянута в северо-восточном направлении на протяжении около 40 км. Размеры массивов измеряются первыми единицами километров. Наиболее крупный из них имеет ширину 1 км и длину 5 км. Самые западные массивы залегают среди неметаморфизованных песчаников и глинистых сланцев живетского возраста, местами ассоциируясь с габбро-диабазами, и сложены гранит-порфирами.

Более восточные интрузивные тела сложены гранитами и залегают среди кварцито-песчаников нижнего ордовика и зеленых сланцев маньинской свиты, ассоциируясь с габбро-диабазами и местами прорывая их (гора Коип). По-видимому, по меньшей мере часть гранитов имеет здесь варисский возраст.

Формационное положение гранито-сиенитов Троицкого массива не ясно, они метаморфизуют углистые сланцы косьвинской свиты (кембрий — верхний протерозой) и трансгрессивно перекрываются песчаниками безгодовской свиты. Абсолютный возраст по калиевым полевым шпатам 360—380 млн. лет, слюды контактовых роговиков — 680 млн. лет (Смирнов, 1961). Ю. Д. Смирнов относит граносиениты к силуро-

нижнедевонским, сопоставляет их с сиенитами горы Благодать, как это делал еще Л. Дюпарк, и считает, что они имеют базальтоидное происхождение. Однако убедительных данных в пользу такого сопоставления нет. Характерная особенность сиенитов горы Благодать — тесная связь с эффузивными комагматами — отсутствует. Нет уверенности и в точном определении возраста. Существенно отличается также состав интрузива, приближающийся больше к гранитам, чем к сиенитам.

Позднепалеозойская (варисская) гранитовая формация восточного склона Урала

РАЗМЕЩЕНИЕ

Как уже отмечалось, позднепалеозойская гранитовая формация в основном развита в Восточно-Уральском и Зауральском, частью в Тобольско-Кушмурунском поднятиях. Незначительные проявления позднепалеозойского гранитового магматизма известны в западной части Тагильско-Магнитогорского прогиба. В пределах Центрально-Уральского поднятия позднепалеозойские граниты входят в состав полиформационных комплексов и, как уже отмечалось, выделение их не всегда возможно. На восточном склоне в рамках описываемой территории в коренном залегании гранитоиды гранитовых формаций древнее девона достоверно не установлены. Указания отдельных авторов на такие гранитоиды впоследствии не подтвердились. Таким образом, на восточном склоне мы встречаемся только с позднепалеозойской гранитовой формацией, включающей в подчиненном объеме ее ранние фазы, формировавшиеся в интервале девон — средний карбон.

Наибольший объем гранитоидов позднепалеозойской гранитовой формации сосредоточен в Главном гранитовом поясе, приуроченном к Мурзинско-Адамовскому мегантиклинорию. Пояс прослеживается в обнаженной части Урала от южного окончания Мугоджар ($48^{\circ}20'$ с. ш.) до Верхотурья на севере (59° с. ш.). На севере и юге продолжение пояса скрыто под покровом рыхлых отложений. По данным геофизики и бурения, пояс прослеживается на север под рыхлыми отложениями почти до широты 62° и, по-видимому, тянется дальше. Таким образом, общая длина пояса не меньше 1500 км. Пояс имеет наиболее важное металлогеническое значение и поэтому изучен детальнее других во всех отношениях — геологическом, петрографическом, минералогическом, геохимическом, металлогеническом. Гнейсовые фации гранитов и гранитоидов в целом имеют в поясе подчиненное значение.

Второй крупной зоной развития гранитов формации является Сысертско-Ильменогорский пояс, приуроченный к одноименному мегантиклинорию и характеризующийся широким развитием гнейсовых фаций гранитов, большими полями метаморфических толщ средней и высокой ступени, широким развитием гранитизации. Пояс соединяется с Главным поясом на юге (в районе Камбулатовско-Степнинского комплекса) и на севере (в районе Мурзинско-Адуйского комплекса). Если Главный пояс на Среднем Урале в интервале Челябинск — Конево занимает секущее положение по отношению к складчатым толщам, то рассматриваемый пояс на всем своем протяжении является согласным. Общая длина пояса около 300 км. К нему приурочены миаскитовые массивы Ильменских и Вишневых гор, составляющие единый интрузивный комплекс. По существу, оба пояса — Главный и Сысертско-Ильменогорский — представляют единое целое. На севере продолжением второго пояса является гнейсовый комплекс районов Адуа и Мурзинки, неотделимый от Мурзинского и Адуйского гранитовых интрузив-

ных комплексов, входящих в состав Главного пояса. Далее на север протягивается единый гранито-гнейсовый пояс. По-видимому, есть основания выделять единый гранито-гнейсовый пояс Урала, разветвляющийся на сравнительно небольшом участке длиной около 200 км на собственно гранитовый (Главный) и гранито-гнейсовый (Ильменогорско-Сысертский). Согласно со складчатыми структурами является единый гранито-гнейсовый пояс, в который входят северная и южная части Главного гранитового пояса в рамках описываемой территории, и расположенный между ними Сысертско-Ильменогорский гнейсовый пояс.

Третьей зоной развития позднепалеозойской гранитовой формации является Верхотурско-Верхисетский мегантиклинорий, на севере соединяющийся с Главным гранито-гнейсовым поясом. В южной части зоны расположен Верх-Исетский гранитоидный массив, практически лишенный гнейсовых фаций и гнейсового окружения, приуроченный к одноименному антиклинорию. Севернее, после некоторого перерыва, в структурном отношении представляющего седловину, в составе пояса выделяется обширное поле гнейсов, метаморфических сланцев, мигматитов и подчиненных им гранитовых массивов. Это поле сливается севернее с аналогичным полем Главного пояса. Рассматриваемый пояс также по существу представляет ответвление Главного гранито-гнейсового пояса.

В Зауральском поднятии наиболее выдержан Джетыгаринско-Шадринский гранитоидный пояс, характеризующийся широким развитием гранитоидов — гранодиоритов, плагиогранитов и др. в обнаженной части. Пояс в северной части приурочен к Ницинско-Шадринскому мегантиклинорию и сопровождается здесь полями гнейсов.

Между Главным и Джетыгаринско-Шадринским поясами расположен значительно более узкий в большей своей части, за исключением южной, пояс гранитов, гранитоидов, гнейсов. На севере он приурочен к Камышловскому мегантиклинорию, на юге — к Кундыбаевскому антиклинорию. Пояс может быть назван Красногвардейско-Мариинским. В южной части описываемой территории все три пояса — Главный, Красногвардейско-Мариинский и Джетыгаринско-Шадринский — сильно сближаются и местами почти соприкасаются. Все три пояса сопровождаются зонами динамотермального регионального метаморфизма различных ступеней, повышающихся на участках развития гранитовых интрузий.

В гранитах описываемой территории крайним восточным проявлением позднепалеозойской гранитовой формации является вскрытый скважинами под мезозойско-кайнозойскими отложениями гранитовый массив внутри Тобольско-Кушмурунского поднятия, примыкающего на востоке к казахстанским структурам Прикокчетавской структурной зоны. Массив является северным продолжением гранитовых интрузий, выделяемых под названием Убаганского комплекса (по Е. А. Мазиной и О. К. Ксенофонтову), сложенного преимущественно гранодиоритами, в меньшей степени биотитовыми гранитами. Комплекс сложен по составу. В нем встречаются диоритовые, кварцево-диоритовые фации, аляскиты, связанные, по-видимому, со второй фазой интрузивной деятельности. В гранитах присутствует аксессуарный монацит. В жильной свите установлены кварцевые порфиры, гранит-порфиры, рибекитовые сиениты. С комплексом связано скарновое магнетитовое оруденение. Гранодиориты комплекса прорывают и метаморфизуют отложения виле — намура.

Особо следует отметить проявления позднепалеозойского гранитового магматизма вдоль западной окраины Тагильско-Магнитогорского

прогиба. На Среднем Урале они фиксируются дайками микроклиновых гранито-пегматитов и гранитов в восточной части — Тагильской габбровой интрузией. Абсолютный возраст гранитов (240 млн. лет) говорит об их принадлежности к позднепалеозойской формации.

На Южном Урале на продолжении к югу Сыростанского гранитового массива в пределах зеленокаменного синклинория на протяжении 50—60 км залегает серия мелких тел и даек гранитоидов переменного состава. К ним относятся Атлянский гранитовый массив, многочисленные мелкие интрузивные тела и дайки кварцевых кератофилов (щелочных и субщелочных кварцевых порфиров), описанные еще Б. П. Кротовым (1915), мелкие тела сиенит-порфиров. Зона влияния гранитов прослеживается значительно дальше вдоль границы Магнитогорского мегасинклинория с метаморфическими толщами.

Гидротермальный метаморфизм гранитового типа — лиственитизация и тальковые зоны — прослеживается на протяжении свыше 100 км вплоть до г. Миндяка.

СОСТАВ, ИСТОРИЯ ФОРМИРОВАНИЯ, РАСЧЛЕНЕНИЕ

Формация весьма неоднородна по составу. Наряду с нормальными биотитовыми гранитами, отвечающими наиболее распространенному мировому типу, в нее входят разнообразные гранитоиды, варьирующие от кварцевых диоритов через гранодиориты до гранитов — плагиограниты (альбит-олигоклазовые, олигоклазовые и более основные), граносиениты, кварцевые сиенито-диориты, граниты, аляскиты и лейкократовые граниты, двуслюдяные и редкие мусковитовые граниты. Наконец, с формацией несомненно связаны миаскиты и сопровождающие их породы, приуроченные к антиклинальной структуре Ильменских и Вишневых гор. Это разнообразие дополняется жильной свитой, включающей в себя пегматиты, аплиты, гранитоид-порфиры, лампрофиры.

Кроме преобладающих интрузивных ортомагматических гранитов и гранитоидов в состав формации входят метасоматические граниты, образовавшиеся путем магматического замещения вмещающих метаморфических толщ и местами сопровождающие в качестве экзоконтактового ореола нормальные интрузивные массивы гранитов (Джабык-Карагайский, Варламовский массивы, массивы Ильменогорского комплекса).

Характер и природа гранитоидов, их история и условия формирования, специфика жильной свиты, характер метаморфизма и металлогении в целом аналогичны гранитоидам позднепалеозойской гранитовой формации других областей Урала. Аналогичны также некоторые неразрешенные проблемы. Главная трудность — отсутствие геологических данных для расчленения послераннекаменноугольных гранитовых массивов, составляющих собственно позднепалеозойскую формацию.

В то же время в герцинидах вообще известны граниты и гранитоиды безусловно сиалического происхождения, начиная с верхнего девона и кончая пермью. Поэтому несомненно существование на Урале разновозрастных гранитов и гранитоидов внутри варисской преимущественно позднепалеозойской гранитовой формации. Это относится и к собственно позднепалеозойским, т. е. послераннекаменноугольным гранитоидам, среди которых весьма вероятно существование среднекаменноугольных, позднекаменноугольных, раннепермских возрастных групп. Однако прямыми геологическими методами мы выделить их не в состоянии. Попытки возрастного расчленения послераннекаменноугольных гранитоидов Урала по данным определений абсолютного воз-

раста нельзя считать достаточно обоснованными, так как точность этих определений пока недостаточна, дисперсия определений больше, чем возрастные отличия отдельных групп.

В связи со сказанным, при возрастном расчленении гранитоидов позднепалеозойской формации в значительной степени приходится пользоваться геологическими данными об относительном возрасте более дробных естественных ассоциаций гранитоидов, выделяемых по особенностям состава, характеру пород жильной свиты, особенностям метаморфизма, металлогении и т. п.

В самом начале детального изучения гранитов позднепалеозойской формации было установлено существование непрерывных ассимиляционных рядов, варьирующих от диоритов, кварцевых диоритов до гранодиоритов и нормальных гранитов. Классическим примером может служить Верх-Исетский гранитовый массив. Точно так же во многих массивах выявились эндоконтактные фации типа плагиогранитов различной основности, не содержащие калиевого полевого шпата, приуроченные к контактам с ультрабазитами (Мурзинский массив и др.).

Во многих массивах выявились более ранние фазы, приуроченные к приконтактовым участкам, сложенные диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, по-видимому, также ассимиляционного происхождения, часто неоднородные, прорываемые нормальными гранитами. Можно отметить также характерные продукты сложного метасоматического и магматического взаимодействия гранитов с основными боковыми породами. При этом образуются породы, близкие по составу к кварцевым сениито-диоритам, описанные в Коневской группе массивов и в других местах, отличающиеся наличием порфировидных выделений микроклина. Таким образом, широкое развитие на Урале в различной степени контаминированных гранитоидов выявилось уже давно. Наконец, уже в 30-е годы наряду с отдельными фазами и фациями гранитоидов внутри единых массивов наметились разновозрастные ассоциации гранитоидов, различающиеся по ряду признаков и нередко обособляющиеся пространственно. И. И. Чупилиным, И. В. Ленных, К. И. Дворцовой и другими на Южном Урале в составе позднепалеозойской гранитовой формации были выделены неустойчивые по составу интрузивные комплексы, включающие в себя гранодиориты, кварцевые диориты, плагиограниты, граниты, аляскиты по возрасту более древние, чем нормальные граниты. Это доказывалось свежестью последних, отсутствием признаков деформаций, зеленокаменного метаморфизма и, наоборот, наличием этих признаков в гранитоидах неустойчивого состава. В гранодиоритовых комплексах отмечалось как характерная распространенная особенность — обилие меланократовых шпиров и переработанных в различной степени ксенолитов вмещающих основных пород.

И. В. Ленных в 40-е годы предполагал существование в Кочкарском интрузивном комплексе трех возрастных групп гранитоидов гранитового ряда: наиболее молодых нормальных микроклиновых гранитов, слагающих осевую цепочку массивов комплекса (Варламовский, Борисовский, Санарский массивы), более древних — плагиоклазовых гранитов и гранодиоритов рудного поля Кочкарского золоторудного месторождения, образующих следующую к востоку цепь массивов, и, наконец, самых древних — гранодиоритов и кварцевых диоритов, слагающих самую восточную цепочку (Кособродский и другие массивы). Для последних он на основании находок галек в конгломератах, подстилающих основание визе, предполагал довизейский возраст. Плагиограниты он рассматривал как послевизейские на основании метаморфизирующего воздействия их на визейские известняки.

И. И. Чупилин, а впоследствии и И. В. Ленных выделили в Челябинском массиве гранодиоритовый комплекс и более молодой гранитовый. Выделение указанных комплексов было подтверждено работами М. Е. Яковлевой. Б. М. Куплетский проследил распространение Челябинского гранодиоритового комплекса на север до Тюбукского гранодиоритового массива включительно (Куплетский, 1947).

Сходство состава и металлогении Челябинского и Кочкарского гранодиоритовых комплексов явилось основанием для их объединения в единый гранодиоритовый пояс. Южное продолжение пояса наметилось в виде Айдырлинского гранодиоритового массива, описанного в 1910 г. М. А. Усовым и П. П. Гудковым и расположенного, так же как Кочкарские, Челябинские гранодиоритовые массивы, к востоку от гранитовых.

К. И. Дворцова пришла к выводу в результате многолетних исследований, что гранодиориты Джетыгаринско-Милютинского массива, описанные ранее А. П. Гейслером, древнее нормальных гранитов горы Джетыгары (Мечетный гранитовый массив), поскольку они заметно метаморфизованы — подверглись зеленокаменным изменениям, нередко рассланцованы, в то время как граниты массивны и свежи. Гранодиориты и связанные с ними гранитоиды протягиваются далеко на север и на юг, сохраняя особенности состава и жильной свиты (обилие диоритовых по составу жильных пород типа лампрофиров). Точно так же протягивается на юг и на север пояс гранитовых массивов. С гранодиоритовым массивом района г. Джетыгары связано крупное золото-мышьяковое месторождение; признаки аналогичного оруденения прослеживаются севернее и южнее на 30—40 км. Сходство металлогении (золото-мышьяковое оруденение, шеелитовая минерализация кварцевых жил) и состава пород сближает Джетыгаринский гранодиоритовый пояс с Челябинско-Кочкарским и дает основание выделять в позд-непалеозойской гранитовой формации обособленную гранодиоритовую субформацию. В наиболее четком виде субформация выделялась на Южном Урале в отмеченных двух поясах — Джетыгаринском и Кочкарско-Челябинском. В этих поясах гранодиоритовые комплексы и массивы ассоциируются с гранитами, располагаясь либо в непосредственном соседстве (Челябинск, Кочкарь), либо в некотором отдалении (Джетыгаринский пояс).

Давно было также обращено внимание на существование различных типов нормальных гранитов и гранитовых массивов, отличающихся характером пород жильной свиты, деталями геохимии и металлогении. А. Н. Заварицким и другими были выделены граниты, сопровождающиеся гранит-порфирами, иногда лампрофирами, но бедные или лишенные пегматитов, и граниты, сопровождающиеся обильными пегматитами, жильными гранитами, для которых гранит-порфиры нехарактерны. Вторые содержат часто акцессорный монацит, иногда ксенотим, бериллий, литий, висмут, молибден, ниобий и тантал; первые характеризуются в основном гидротермальными жилами с золотом, шеелитом и др. Эти различия объяснялись обычно либо большей глубиной формирования второго типа гранитов, либо большей величиной эрозийного среза. Ко второй группе относятся граниты Главного и Ильменогорско-Сысертского пояса, к первой — граниты Верх-Исетского, Шарташского и многих других небольших массивов, расположенных в стороне от Главного пояса.

В 30-е годы наряду с существованием гранитов с обычными отношениями главных минералов были установлены также граниты с преобладанием плагиоклаза над калиевым полевым шпатом (Штейнберг, 1944, 1948).

В 1957—1964 гг. Б. К. Львов в результате детального петрографического геохимического и минералогического изучения массивов Южного Урала, входящих в состав Главного пояса — Кочкарской группы, Челябинского, Джабык-Карагайского, Суундукского и других, пришел к выводу о существовании трех главных возрастных групп гранитоидов. В наиболее древнюю группу, называемую Б. К. Львовым «плагноклазовыми гранитоидами» (название не совсем удачное — Д. Ш.), входят гранодиориты и тесно связанные с ними плагиогранитовые фации; это то, что принято было выделять под названием гранодиоритовой субформации. Сюда относятся гранодиориты и плагиограниты Кочкарской группы, залегающие к востоку от гранитовых массивов, Челябинского массива, Айдырлинского массива (к востоку от Суундукского массива гранитов) и другие. Гранитоиды этой группы нередко образуют обособленные массивы, хотя и тяготеющие к гранитовым интрузиям. По Б. К. Львову группа плагноклазовых гранитоидов геологически самостоятельна, оторвана значительно по возрасту от нормальных гранитов третьей группы и генетически скорее тяготеет к производным основной магмы, чем к гранитовой формации.

Вторая, более молодая группа — это гранитоиды непостоянного состава («неплюевского типа», по Львову), колеблющегося от кварцевых диоритов до гранитов и аляскистов. Здесь выделяются в свою очередь, породы первой фазы — от диоритов до биотитовых гранитов — и второй фазы, резко подчиненные по объему, — аляскистовые и лейкократовые граниты, образующие дайки, штоки и пластообразные тела в гранитоидах первой фазы. Рассматриваемые гранитоиды вблизи контакта с нормальными биотитовыми гранитами третьей группы — наиболее молодыми, подвергаются перекристаллизации (ороговикованию), что подтверждает их более древний возраст. Гранитоиды второй группы большей частью входят в состав интрузивных массивов вместе с нормальными гранитами третьей группы. «Пестрые» гранитоиды бедны редкими землями, не содержат монацита, сопровождаются гранитоид-порфирами (гранит-порфирами, гранодиорит-порфирами), бедны пегматитами или лишены их. Эти особенности распространяются и на нормальные биотитовые граниты, отличая их наряду с повышенной долей натрия среди щелочей (n близко к 60) от гранитов третьей — самой молодой группы. Для рассматриваемых гранитоидов характерна неустойчивость состава, обилие меланократовых обособлений ксенолитов, что свидетельствует о широком развитии ассимиляции.

Нормальные граниты, входящие в состав группы, — это тот тип гранитов, бедных или лишенных пегматитов, сопровождающихся гранит-порфирами, несколько обогащенных плагноклазом, который давно наметился на Урале, но не был достаточно точно охарактеризован. В частности, он характерен для Верх-Исетского массива. До исследований Б. К. Львова гранитоиды этой группы либо объединялись с гранодиоритовой группой (Неплюевский массив), либо рассматривались как фация нормальных гранитов.

Прямых или косвенных доказательств более древнего возраста плагиогранитовой группы по сравнению с пестрыми гранитоидами нет. Как уже отмечалось, данные о возрасте плагиогранит-гранодиоритовой группы противоречивы. С одной стороны, галька гранодиоритов и связанных с ними плагиогранитов находится в конгломератах основания нижнего визе (Челябинск, Кочкарь), с другой — гранодиориты и плагиограниты местами метаморфизуют известняки визе (Андреевский массив, Кочкарская группа, Джетыгаринский пояс). Правда, здесь остается элемент некоторой неуверенности, связан этот метаморфизм действительно с гранодиоритами и плагиогранитами или с более позд-

ними гранитами, залегающими поблизости. Абсолютный возраст гранодиоритов и плагиогранитов в одних случаях не отличается от возраста нормальных гранитов и соответствует позднему палеозою (карбон — пермь), в других — соответствует примерно раннему карбону (300—340 млн. лет).

Самая молодая группа нормальных микроклиновых гранитов сопровождается пегматитами. Биотитовые граниты этой самой молодой группы очень устойчивы по составу и отвечают наиболее распространенному мировому типу, давно выделившемуся на Урале. Они содержат 72—73% кремнезема и характеризуются некоторым преобладанием калия над натрием в весовом выражении. Молекулярное отношение калия к натрию близко к единице (коэффициент n колеблется от 0,4 до 0,5—0,55). Явления ассимиляции и взаимодействия с боковыми породами в них развиты слабо.

Доля нормальных гранитов третьей, самой молодой группы сильно колеблется. Наиболее распространены они в Джабык-Карагайском массиве, где слагают почти всю его площадь. В Челябинском массиве аналогичные граниты развиты в восточной части. В целом нормальные калиевые граниты с преобладанием микроклина над плагиоклазом составляют не более 20—30% от общего объема интрузивных пород варисской гранитовой формации.

Исследования Б. К. Львова подтверждают длительность и многофазность образования варисской гранитовой формации Урала и определенную направленность в ее развитии в сторону приближения, в конечном счете, к нормальным биотитовым гранитам строго выдержанного состава, близким, очевидно, к эвтектике, отвечающим в точности наиболее распространенному мировому типу. Процесс сопровождается постепенным уменьшением роли контаминации вплоть до почти полной ее отсутствия на последних стадиях.

Эти исследования подтверждают также широкое развитие однотипных ассоциаций гранитоидов на всем Урале, одинаковую последовательность их образования и, следовательно, аналогичность истории формирования варисской гранитовой формации на больших площадях, охватывающих всю Уральскую складчатую систему.

Тем самым подтверждается правомерность расчленения варисской гранитовой формации, в том числе послераннекаменноугольных гранитоидов, не на основе выделения обособленных во времени ассоциаций гранитоидов сиалического происхождения, приуроченных к различным тектоническим фазам и субфазам, проявившихся на площади развития варисской гранитовой формации Урала, а частью за его пределами.

В связи с неоднократно отмечавшейся недостаточностью данных о возрасте гранитоидов это деление пока не может быть проведено последовательно в применении к конкретным массивам. Однако некоторые элементы этого деления бесспорны. Во-первых, совершенно бесспорно существование значительных объемов наиболее молодых массивных свежих порфировидных богатых калием биотитовых гранитов с преобладанием микроклина над плагиоклазом. По абсолютному возрасту они отвечают границе карбона и перми. Более молодыми являются лишь жильные породы и некоторые аляскиты. Во-вторых, по-видимому, следует признать существование больших масс более древних, но также послераннекаменноугольных гранитоидов переменного состава, обусловленного в значительной мере ассимиляцией, включающих в себя граниты с несколько повышенной долей натрия среди щелочей. В-третьих, столь же несомненно довольно широкое развитие еще более

древних гранитоидов с преобладанием богатых плагиоклазом разностей (плагиогранитов, гранодиоритов, кварцевых диоритов), в том числе до-визейских.

Особо следует остановиться на проблеме аляскитов, имеющей металлогеническое значение. Аляскиты среди гранитовых интрузий Урала впервые были выделены в 30-х годах в ходе детальных геологических съемок и специальных исследований гранитоидов Урала в связи с вопросами их вольфрамоносности, оловоносности, бериллоносности. Уже при первых исследованиях выявились небольшие тела лейкократовых или совсем лишенных темноцветных минералов гранитов нормального известково-щелочного состава, с несколько повышенным против нормальных биотитовых гранитов количеством кварца (около 35%), содержащих часто примесь фиолетового флюорита. Прежде всего такие тела были выделены в Челябинском массиве в районе пос. Шершни, где они разрабатывались карьером, затем вдоль восточного контакта Коневской и Мурзинской интрузий, где они прослеживаются внутри меридиональной зоны вплоть до Изумрудных копей. Общая протяженность развития аляскитов, обычно имеющих розовую окраску, от Челябинского массива до Изумрудных копей составляет 200 км. К этой зоне отчетливо тяготеют зоны грейзенизации, альбитизации, кварцевые жилы, минерализованные вольфрамитом, висмутином, молибденитом. Аляскиты были обнаружены также во многих других гранитовых массивах Главного пояса (Кочкарский комплекс, Джабык-Карагайский, Неплюевский, Суундукский массивы и др.), в Верх-Исетском массиве и т. д.

Взаимоотношения аляскитов и нормальных биотитовых гранитов различны. С одной стороны, в некоторых гранитовых массивах встречаются на небольших участках местные аляскитовые фации, приуроченные нередко к краевым частям массивов (Свердловское ответвление Верх-Исетского массива, западная часть Челябинского массива), с другой — аляскиты образуют явно более молодые интрузии, местами имеющие резкие контакты с нормальными гранитами. Установление взаимоотношений нередко затрудняется также наличием в аляскитах биотитсодержащих фаций, иногда близких по облику и составу к нормальным гранитам. Наконец, встречаются аляскитоподобные продукты гидротермального осветления гранитов, связанные переходами с нормальными гранитами (Челябинский массив, Коневская группа массивов).

Наибольшее значение имеют аляскиты, образующие более молодые интрузии, которые целесообразно выделять в особую — аляскитовую субформацию гранитовой формации. Выделение их, отчленение от аляскитовых фаций аляскитоподобных продуктов метасоматического преобразования нормальных гранитов составляет важную задачу дальнейших исследований и геологических съемок.

Наконец, следует выделить миаскитовую субформацию, близкую по возрасту к гранитной, а может быть, и синхронную с ней. Тесная связь этой субформации с гранитовым процессом сомнений не вызывает. Породы субформаций залегают в типичном гнейсовом комплексе с широкоразвитыми явлениями гранитизации, секутся не затронутыми деформацией дайками гранитовых пегматитов. Они участвовали в складчатости и сами деформированы; по абсолютному возрасту не отличаются от гранитов позднепалеозойской формации. Столь же ясна специфичность условий образования субформации, обусловившая ее локальное распространение, ограниченное Ильменогорско-Вишневогорским антиклинорием. В незначительных объемах аналогичные по со-

ставу породы, также в тесной ассоциации с позднепалеозойскими гранитами, известны в Мугоджарах.

Химический состав важнейших интрузивных пород позднепалеозойской гранитовой формации приведен в табл. 33, 34. В них, с одной стороны, даны средние составы более или менее выдержанных типов гранитных пород, с другой — анализы типичных представителей гранитоидов, химический состав которых подвержен значительным колебаниям и поэтому не может быть охарактеризован с помощью средних величин. Это относится прежде всего к гранодиоритам, плагиогранитоидам — плагиогранитам, плагиогранодиоритам, кварцевым диоритам. Средний состав выдержанных типов, к которым относятся нормальные граниты, подсчитывался неоднократно многими авторами. Результаты подсчетов различаются несущественно.

Главный пояс

Как показали систематические геологические съемки последних 10—20 лет, Главный пояс, к которому приурочена большая часть позднепалеозойских гранитовых массивов Урала, в значительной мере состоит из серии более или менее изометричных в плане или слегка вытянутых в меридиональном направлении согласных с вмещающими слоистыми толщами куполовидных массивов. Массивы имеют ширину до 10—15 км, редко больше. Исключение составляет Мурзинский массив, представляющий на карте сплошное поле с размерами 25—30 × 80 км. По-видимому, это исключение объясняется недостаточной изученностью массива. Нет сомнений, что при детальном картировании и этот массив распадется на ряд более мелких, на что указывает обилие значительных участков пород кровли внутри массива.

Несколько особое положение занимают Челябинский и Джабык-Карагайский гранитовые массивы, которые, по мнению многих исследователей, представляют собой пологие или горизонтальные пластообразные интрузивные тела. Это, однако, необходимо проверить геофизическими методами.

Исторически для отдельных массивов и их групп сложились определенные названия. С юга на север в пределах пояса выделяются следующие массивы и их группы: Суундукско-Джабыкский комплекс, состоящий из массивов Суундукского, Неплюевского и Джабык-Карагайского; Кочкарский гранодиорит-гранитовый комплекс; аналогичный по составу Челябинский массив и тяготеющие к нему Султаевский и ряд других мелких массивов; Шилово-Коневская группа массивов; Мурзинский массив и его восточное ответвление — Рефтинский или Асбестовский массив (по-видимому, Мурзинский массив в действительности представляет группу массивов); Нейво-Шайтанский массив (раньше рассматривался как одно целое с Мурзинским массивом); Гаевский массив, в значительной степени скрытый под покровом рыхлых мезозойско-кайнозойских отложений.

В описываемых границах самым южным интрузивным комплексом в Главном гранитовом поясе является Суундукско-Джабыкский, общей длиной около 150 км, максимальной шириной свыше 50 км, приуроченный к сложной антиклинальной структуре, в ядре которой выходят ордовикские и древние толщи, ближе не определенного возраста. Комплекс окаймляется вулканогенно-осадочными и осадочными, преимущественно терригенными толщами нижнего карбона, инъецированными обильными телами перидотитов, превращенных в серпентиниты.

В состав комплекса входят (с юга на север) главные наиболее крупные массивы гранитоидов: Суундукский, Неплюевский, Джабык-

Химический состав важнейших типов интрузивных горных пород позднепалеозойской гранитовой формации, в %

Гранитовые интрузии	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П. п. п.	Сумма	Число анализов
Каликатровые биотитовые граниты														
Мурзинско-Адуйская	72,85	0,19	15,10	0,77	0,78	0,05	1,52	0,30	1,60	3,61	4,15	0,48	99,86	14
Коневская	72,00	0,26	14,90	0,70	1,10	0,05	1,78	0,48	1,55	4,27	4,27	0,15	99,73	11
Челябинская	71,84	0,34	13,35	1,38	0,82	0,05	2,11	0,42	1,31	4,13	4,50	0,40	98,54	4
Суундукская	71,60	—	15,00	0,72	1,18	0,03	1,88	0,62	1,67	3,92	4,28	0,44	99,45	4
Среднее	72,07	0,26	14,60	0,90	0,97	0,05	1,83	0,45	1,53	3,98	4,30	0,37	99,48	33
Калиевые биотитовые двуслюдяные граниты														
Челябинская	72,75	0,38	14,30	0,71	1,07	0,04	1,75	0,40	1,38	2,99	5,08	0,20	99,30	7
Кочкарская	72,26	0,23	15,66	0,77	1,10	0,05	1,84	0,50	1,34	3,29	4,53	0,60	100,06	11
Джабык-Карагайская	72,44	0,12	14,77	0,67	1,52	0,05	2,17	0,31	1,30	3,02	5,00	0,46	99,66	6
Среднее	72,48	0,24	14,90	0,72	1,23	0,05	1,93	0,40	1,34	3,11	4,87	0,42	99,69	24
Аляскиты														
Мурзинско-Адуйская	74,32	0,02	13,67	0,62	0,42	0,01	0,97	0,20	0,44	3,81	5,20	0,13	98,84	1
Коневская	73,58	0,07	14,63	0,69	0,36	0,11	1,09	0,26	0,80	4,29	4,43	0,38	99,60	3
Челябинская	76,65	0,07	13,62	0,41	0,09	сл.	0,44	0,02	0,54	3,92	4,64	0,40	100,36	1
Среднее	75,60	0,06	13,97	0,57	0,29	0,04	0,83	0,16	0,60	4,01	4,76	0,30	99,60	5
Амфиболсодержащие биотитовые граниты повышенной основности (адамеллиты)														
Шарташский массив	69,68	0,47	15,60	0,73	1,45	0,04	2,45	1,19	2,24	5,06	2,74	0,57	99,77	1
Кедровский	69,65	0,52	16,05	1,04	1,04	0,04	2,02	1,08	2,10	8,25	—	0,35	99,73	1
Шабровский	69,24	0,38	18,09	0,78	2,27	0,14	3,11	0,89	1,90	4,45	2,52	0,30	100,66	1
Суховязский	69,28	0,05	16,67	0,73	1,35	0,03	2,04	1,00	2,42	5,14	2,60	0,17	99,44	1
Среднее	69,46	0,31	16,60	0,82	1,58	0,06	2,33	1,04	2,10	4,88	2,62	0,35	99,84	4

*FeO' = FeO + 0,9 Fe₂O₃ + MnO

Химический состав интрузивных пород позднепалеозойской гранитовой формации (плагиограниты—кварцевые диориты), в %

Интрузии, массивы	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	FeO*	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁺	H ₂ O ⁻	Сумма
Аккаргинский массив Джетыгаринской интрузии	Биотито-роговообман- ковый плагиогранит	70,91	0,13	15,26	1,67	0,97	0,08	2,55	0,70	1,32	4,83	1,68	2,01	0,14	99,84
Челябинский массив	Плагиогранит	71,85	сл.	14,28	—	3,74	0,04	3,78	0,77	2,79	3,34	0,73	2,59	0,18	100,31
Кочкарская интрузия, Пластовский массив	Плагиогранит	72,28	0,04	15,00	0,67	1,02	0,14	1,76	0,68	2,00	4,13	2,88	0,90	—	99,74
Джетыгаринский рудо- носный массив Джеты- гаринской интрузии	Биотитовый плагиогра- нодиорит	66,90	0,45	16,63	0,43	2,26	0,21	2,86	1,55	4,23	4,99	0,83	1,41	0,06	100,0
Челябинский массив	Биотитовый кварцевый диорит	64,44	0,47	16,36	1,75	2,82	0,31	4,70	1,67	4,57	3,71	0,97	1,77	0,14	99,40
То же	Биотито-роговообман- ковый кварцевый диорит	62,58	0,96	17,31	2,15	2,56	0,10	4,59	3,12	4,66	3,80	2,08	0,79	0,08	100,5
Джетыгаринская инт- рузия	Биотито-роговообман- ковый гранодиорит	67,38	0,44	14,94	1,49	2,03	0,08	3,45	1,52	3,57	2,95	3,82	0,88	0,14	99,84
Челябинский массив	Биотито-роговообман- ковый гранодиорит	63,47	0,56	16,66	0,79	3,63	0,08	4,42	3,05	3,25	2,99	3,58	н. о.	н. о.	98,07

* FeO' = FeO + 0,9 Fe₂O₃ + Mn

Карагайский — самый крупный, площадью выхода около 150 км² (55 × 35 км), и второстепенные — Астафьевский плагиогранитоидный (самый северный), Акмуллинский пегматоидных лейкократовых гранитов, Варшавский гранито-гнейсов, Айдырлинский гранодиоритовый. Второстепенные массивы, кроме Астафьевского, располагаются от главных к востоку на расстоянии нескольких километров.

Суундукский массив общей длиной около 70 км, шириной до 20 км, площадью около 1000 км² приурочен к одноименному антиклинорию. Он четко ограничен и протягивается от пос. Кваркено на юге до широты 52°40′ на севере, отделяясь небольшим промежуток (1—2 км) от расположенного севернее Неплюевского гранитоидного массива, подчиненного другой складчатой структуре северо-западного простирания.

Залегание контактов периклинальное, особенно четко выраженное в южной части массива. Массив окружен оторочкой биотитовых и биотито-амфиболовых плагиогнейсов, и других кристаллических сланцев, ширина которой большей частью не превышает 1—2 км, достигая максимально 7 км. Местами ширина этой оторочки снижается до нескольких сот метров или она совсем исчезает.

На крайней севере и юге, в районе пос. Кваркено, массив граничит с визейскими известняками, преобразованными несомненно под влиянием гранитов в мраморы. На северном и восточном контактах, по Г. И. Чайко, наблюдается постепенный переход от гнейсов к аркозовым песчаникам и алевролитам нижнего карбона. Это явилось основанием для отнесения вмещающих метаморфических толщ на современных геологических картах Урала к нижнему карбону. Последнее обстоятельство остается нерешенным, так как ряд исследователей продолжает настаивать на значительно более древнем возрасте субстрата метаморфических толщ и самого метаморфизма. В частности, Б. К. Львов полагает, что контактовый метаморфизм, связанный с массивом, ограничивается узкими зонами роговиков и пятнистых сланцев, биотитизацией слабометаморфизованных песчаников и сланцев, мраморизацией известняка. Образование метаморфических сланцев, Б. К. Львов связывает с региональным динамотермальным метаморфизмом, более древним, чем интрузия гранитов. Вблизи северного контакта массива в обломочной толще, подстилающей известняки визе, присутствуют обломки гранитоидов, что служило основанием для выводов о доорнекаменноугольном возрасте массива. Однако эти обломки сложены плагиогранитами, отличающимися по составу и внешнему виду от гранитов массива. Очевидно, это более древние гранитоиды.

По последним данным Б. К. Львова и других, массив в равных долях сложен нормальными порфиридовыми гранитами джабыкского типа и гранитами неплюевского типа с обычными взаимоотношениями между ними. Первые слагают южную и северо-западную части массива и в основном представлены биотитовыми, редко двуслюдяными и мусковитовыми разностями. Вторые, в основном, представлены порфиридовыми биотитовыми разностями, реже гранодиоритами. Вблизи контакта граниты обычно разгнейсованы. Вдоль восточного контакта массива в северной его части граниты неплюевского типа интенсивно катаклазированы и перекристаллизованы.

К востоку от массива на расстоянии 2—4 км расположено три небольших неоднородных по составу гранитоидных массива. Самый южный — Айдырлинский открыт в начале нашего столетия. Массив залегает среди основных эффузивов и сложен биотито-роговообманковыми и роговообманковыми гранодиоритами, плагиогранитами, лейкократовыми гранитами, в краевых частях — диоритами. Он включает неболь-

шое тело более древних габбро, содержит многочисленные ксенолиты порфиринов и амфиболитов, в различной степени ассимилированных: жильная свита — плагиогранит-порфиры, плагиограниты, порфиры, диабазы, диориты. Последние три породы — только во вмещающих толщах и в габбро. Остальные два массива, расположенные на широте к северу от пос. Андрианополя, имеют аналогичный состав и строение. Они также содержат ядра габбро и местами прорывают отложения нижнего визе.

Неплюевский массив (15 × 35 км) раньше рассматривался как северная часть Суундукского. В результате геологических съемок последних лет выяснилось, что оба массива отделены непрерывной полосой вмещающих толщ. Неплюевский массив отличается от Суундукского северо-западным простиранием и широким развитием гранодиоритов. Он залегает в основном среди терригенных толщ — туфогенных песчаников предположительно нижнего палеозоя. На юго-западе массив граничит с филлитами, зелеными сланцами, часто с нижнекаменноугольными известняками и основными эффузивами. Оторочка гнейсов и кристаллических сланцев отсутствует. Залегает в основном согласно с вмещающими толщами и падает на юго-запад. В лежащем боку содержит обильные ксенолиты мраморов, слюдяных сланцев. В основном сложен биотито-роговообманковыми гранодиоритами, частью кварцевыми диоритами, местами нормальными порфиroidными биотитовыми гранитами. По периферии прорывается более молодыми аляскитовыми и лейкократовыми гранитами, образующими интрузивные контакты с гранодиоритами.

Джабык-Карагайский массив имеет наибольшую из всех гранитовых массивов Главного пояса и Урала вообще протяженность в широтном направлении. В этом отношении он напоминает Челябинский массив, вытянутый в широтном направлении на 30—40 км. Как и Челябинский, Джабык-Карагайский массив на востоке приближается к границе регионального субмеридионального (Челябинского) грабена, но не доходит до него на 5 км.

Джабык-Карагайский массив выделяется однородностью слагающих его гранитов, довольно выдержанных по составу и структуре на всей площади. Он почти целиком сложен нормальными массивными порфиroidными средне- и крупнозернистыми биотитовыми гранитами с преобладанием калиевого полевого шпата над плагиоклазом, слабо или совсем не затронутыми постмагматическими процессами. Это единственный крупный массив такого рода на Урале.

Массив целиком, за небольшими исключениями, залегает среди первичноосадочных толщ — песчаников, кремнистых сланцев, кварцитов и возникших на их месте кристаллических сланцев — биотитовых и биотито-роговообманковых плагиогнейсов с прослоями ставролитовых слюдяных сланцев. Кристаллические сланцы вблизи массива подверглись интенсивной хотя и неравномерной гранитизации. Взаимоотношения кристаллических сланцев с палеозойскими вулканогенно-осадочными толщами не ясны, что оставляет поле для дискуссий и различных трактовок.

Наблюдаются все постепенные переходы от гнейсов, лишенных калиевого полевого шпата, содержащих до 20—30% биотита, к двуслюдяным и мусковитовым гранито-гнейсам, близким по составу к гранитам, но сохраняющим некоторое преобладание плагиоклаза над калиевым полевым шпатом. Наиболее близкие по составу к гранитам гранито-гнейсы района пос. Верхнепетровского рассматривались и рассматриваются многими исследователями как обогащенные плагиоклазом гранитоиды. И. В. Ленных выделил их в особый плагиогранито-

вый массив, более древний, чем гранитовый. Б. К. Львов приводит убедительные данные в пользу их образования в результате гранитизации вмещающих гнейсов.

Контур кристаллических сланцев обрисовывает складчатую структуру, вытянутую в целом в северо-западном направлении параллельно Неплюевскому массиву и структурам вмещающих его толщ.

Внутри кристаллических сланцев залегает ряд значительно более мелких массивов, являющихся сателлитами Джабык-Карагайского. Самым северным является Астафьевский плагиогранитовый массив, расположенный к северу от Джабык-Карагайского массива на границе кристаллических сланцев и осадочных пород нижнего карбона.

Ряд массивов, расположенных среди гнейсов к югу от Джабык-Карагайского массива, в действительности, по Б. К. Львову, представляют собой участки интенсивной гранитизации, сложенные гранито-гнейсами. Можно отметить еще небольшой штокообразный Акмуллинский массив, расположенный к югу от Джабык-Карагайского, залегающий среди туфопесчаников вблизи поля гнейсов и сложенный гигантозернистыми биотитовыми гранитами и аляскитами.

Внутренняя структура Джабык-Карагайского массива, по заключению всех изучавших его геологов, характеризуется пологим, местами близким к горизонтальному залеганием слабо выраженной гнейсовидности; вблизи контактов гнейсовидность погружается под них согласно с залеганием вмещающих толщ. В центральных частях массива встречаются местами небольшие ксенолиты кровли, сопровождающиеся ореолами слегка контактированных гранитов граносиенитового типа с повышенным содержанием темноцветных минералов. Учитывая сказанное, большинство геологов предполагает, что современный эрозионный срез прошел вблизи кровли, залегавшей полого, и захватил отдельные ее прогибы. Это обстоятельство, а также необычно большие размеры дают основание предполагать пологую пластообразную форму массива, что, однако, нельзя считать доказанным. Имеющиеся геофизические данные не дают на это ясного ответа.

Кочкарская группа (комплекс) гранитовых и гранитоидных интрузий позднелазовской гранитовой формации расположена к западу от г. Троицка, размещается на площади длиной около 125 км по меридиану и шириной 25—30 км и приурочена к Кочкарскому антиклинорию, ограниченному с севера и юга седловинными структурами. Гранитовые и гранитоидные массивы, будучи приурочены к ядрам осложняющих антиклинорий брахиантиклиналей, образуют в комплексе три цепи (рис. 51).

По оси антиклинория протягивается цепь овальных в плане куполовидных гранитовых массивов с размерами в поперечнике от 7×15 до 13×25 . С юга на север здесь выделяются массивы: Чесменский, Черноборский, Санарский, Борисовский, Варламовский. Вмещающие толщи — кристаллические сланцы в основном амфиболитовой ступени (сланцевые сланцы, местами с гранатом, ставролитом и кианитом, биотитовые олигоклазовые плагиогнейсы, кварциты, кианитовые кварциты, содержащие прослои амфиболитов, мраморов и пластообразные согласные тела серпентинитов, превращенных частично в тальково-карбонатные и тальковые породы) имеют крутое до вертикального падение и согласно огибают гранитовые массивы. Местами наблюдаются отчетливые явления гранитизации вмещающих толщ, особенно резко выраженные в самом северном Варламовском массиве, сложенном гнейсо-гранитами. По представлениям Б. К. Львова, этот массив образовался путем замещения вмещающих толщ. В Борисовском массиве гнейсо-граниты слагают лишь периферические части, в более южных

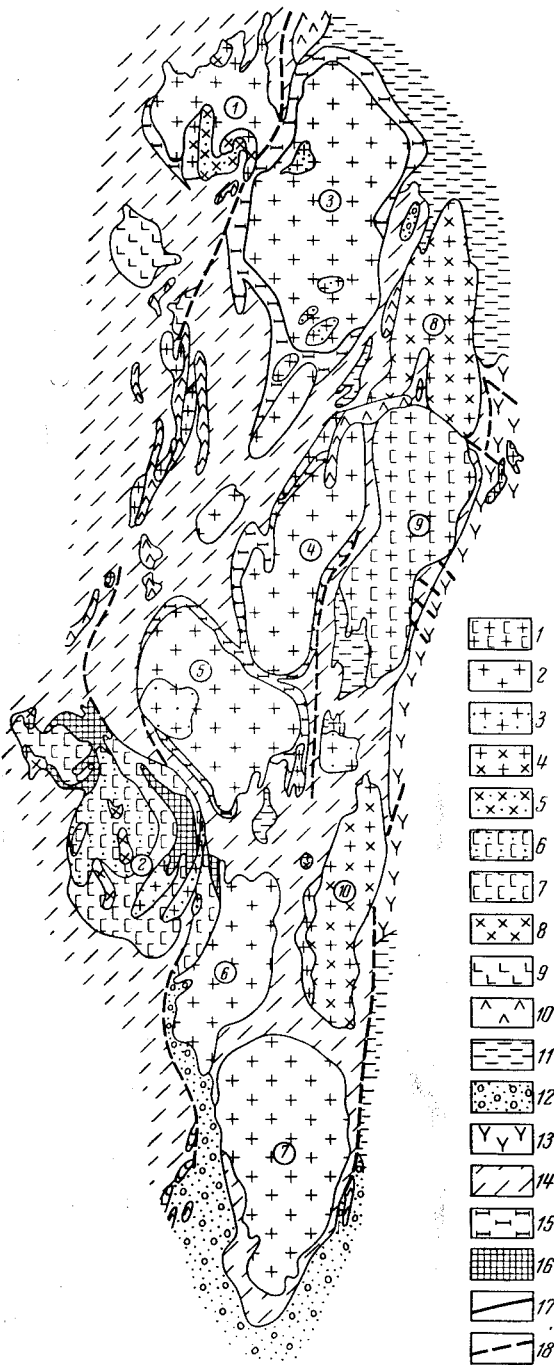


Рис. 51. Кочкарская группа гранитовых и гранитоидных интрузий

1 — граниты нерасчлененные; 2 — граниты; 3 — граниты лейкократовые и аляскиты; 4 — гранодиориты; 5 — кварцевые диориты; 6 — граносиениты; 7 — сиениты, сиенит-порфиры; 8 — диориты; 9 — габбро; 10 — серпентиниты; 11 — углисто- и слюдисто-кварцитовые сланцы нижнекаменноугольные; 12 — песчанки и конгломераты нижнекаменноугольные; 13 — диабазы, диабазовые, андезитовые и дацитовые порфиры, альбитофиры и их туфы среднедевонские; 14 — осадочно-вулканогенные силурийские породы; 15 — гнейсы и мигматиты; 16 — скарны и контактовые роговики; 17 — тектонические контакты установленные; 18 — то же, предполагаемые. Гранитовые и гранитоидные массивы (цифры в кружочках): 1 — Ключевой; 2 — Степнический; 3 — Варламовский; 4 — Борисовский; 5 — Санарский; 6 — Черноборский; 7 — Чесменский; 8 — Коелгинский; 9 — Плавовский; 10 — Чернореченский

массивах они распространены слабо или отсутствуют. Среди гранитов преобладают биотитовые разновидности нормального состава, местами они сменяются двуслюдяными и лейкократовыми гранитами, почти или совсем лишенными темноцветных минералов. Жильная свита представлена жильными гранитами и пегматитами, местами являющимися источниками самоцветов (топазов, турмалинов и др.), получившими в свое время широкую известность (р. Санарка, Борисовские сопки).

Возраст субстрата метаморфических толщ и метаморфизма не ясен. Существует два представления — метаморфические толщи являются контактовым ореолом (Б. М. Романов) или они результат более древнего регионального метаморфизма (Г. А. Кейльман и др.). Местами граниты прорывают и метаморфизуют известняки визе — намюра, образовавшиеся на их месте мраморы местами содержат типичные контактовые минералы (воластонитовые мраморы).

Четко выделяется вторая цепочка гранитоидных интрузий — плагиогранитов, гранодиоритов, частично кварцевых диоритов, примыкающая к предыдущей основной или Варламовской цепи с востока и отделенная от нее интервалом от 1 до 4—5 км. Ее длина составляет около 80 км, ширина до 7 км. В состав цепи входят (с юга на север): Чернореченский, Андреевский, Пластовский, вмещающий знаменитую Кочкарскую систему золотоносных субширотных кварцевых, кварцево-сульфидных жил, сопровождающихся «табашками» (биотитовыми метасоматитами), Коелгинский, для которого И. В. Ленных установил дораннекаменноугольный возраст на основе налегания на гранитоиды (гранодиориты) конгломератов, подстилающих отложения визе с гальками того же состава. В то же время есть данные, что более южные массивы цепи метаморфизуют те же самые отложения. Поэтому полной ясности в вопросе возраста гранитоидов нет. Гранитоиды резко отличаются от гранитов основной цепи заметным метаморфизмом, выражающимся в грануляции кварца, иногда плагиоклаза, зеленокаменном изменении (сосюритизации плагиоклаза, хлоритизации биотита и др.). В состав жильной свиты входят, в отличие от центральной цепи, гранит-порфиры, плагиогранит-порфиры, лампрофиры (спессартиты). По представлениям Н. И. Бородаевского, знаменитые «табашки» есть результат биотитизации даек диабазов, рассекавших гранитоиды Пластовского массива. По совокупности всех признаков более древний возраст гранитоидов цепи по сравнению с гранитами центральной группы можно считать обоснованным. В то же время определения абсолютного возраста указывают на последевонский, а иногда даже и на послераннекаменноугольный возраст гранитоидов. Поэтому разрыв в возрасте между различными группами гранитоидов в комплексе, по-видимому, был не велик.

В отличие от Варламовской цепи, гранитоидные массивы Пластовской цепи залегают, в основном, среди метаморфизованных вулканогенно-осадочных толщ силура и девона, превращенных частично вблизи гранитоидов в амфиболиты, зеленые сланцы и филлиты, сменяющихся восточнее нижнекаменноугольными эффузивными толщами Восточно-Уральского прогиба. По последним данным детальной геологической съемки, выполненной ЦНИГРИ под руководством Н. И. Бородаевского, внутри Пластовского массива прослеживаются реликты вмещающих толщ в виде узких зон гнейсов и амфиболитов, фиксирующих складчатую структуру вмещающих толщ. Возможно, аналогичные структуры имеют место и в других массивах гранитоидов восточной цепи.

Крайнее восточное положение занимают массивы наиболее основных гранитоидов — Кособродский и Каменский удаленные от центральной цепи на расстояние до 15 км и залегающие уже внутри Восточно-Уральского прогиба. Отнесение этой цепи массивов к Кочкарскому комплексу является условным. И. В. Ленных считал их наиболее древними в Кочкарской группе гранитоидных массивов.

К центральной цепи с запада примыкает ряд массивов гранитоидов Камбулатовско-Степнинского комплекса. Это массивы Степнинский на юго-западе, Ключевской и Камбулатовский — на северо-западе, а также несколько более мелких между ними. К этим массивам приуро-

чены мелкие магнетитовые рудопоявления скарнового типа, что невольно вызывает предположение о базальтоидном происхождении указанных гранитоидов.

Степнинский массив имеет в плане овальную форму, вытянутую несколько по меридиану, с размерами 15×20 км. Брахисинклинальное строение массива фиксируется залеганием вмещающих толщ и внутренней концентрической структурой, выявляемой по чередованию диоритов, сиенито-диоритов, граносиенитов, биотитовых гранитов, пород кровли. Несомненно значительное участие ассимиляции в формировании массива и образовании гибридных разновидностей с сиенитовым и диоритовым уклоном. Характерны типичные контактово-термальные роговики с кордиеритом, андалузитом, скаполитом. К северо-западу от массива располагаются еще два небольших по размерам аналогичных массива такого же концентрически зонального строения. Расположенный севернее изометричный массив сложен в основном нормальными биотитовыми гранитами и содержит участки диоритов и кварцевых диоритов первой фазы.

Ключевской массив имеет неправильную изометричную форму и залегает так же, как и Кочкарские массивы, в основном среди метаморфических толщ — углистых филлитов и углисто-микрокварцитовых сланцев, возраст которых является одной из проблем уральской геологии. Раньше они рассматривались как нижнекаменноугольные, затем как нерасчлененный кембрий и протерозой, сейчас на основе находок фауны вновь рассматриваются как нижнекаменноугольные. С севера к массиву примыкают основные эффузивы верхнего силура — нижнего девона, превращенные вблизи массива местами в амфиболиты. Массив имеет сложное строение и историю формирования. В нем выделяются более ранние кварцевые диориты, приуроченные к краевым частям в виде отдельных участков, и более молодые нормальные граниты, отделенные местами от кварцевых диоритов каймой гранодиоритов.

К северо-западу от Ключевского массива среди той же толщи залегает куполовидный стандартного типа Камбулатовский гранитовый массив.

Челябинский гранитовый массив является одним из крупнейших на Урале. Его площадь составляет около 1000 км², размеры по широте 32 — 37 км, по меридиану 25 — 45 км. В отличие от Кочкарской группы массивов Челябинский массив является компактным телом, приуроченным к сложной складчатой структуре вмещающих толщ. На западе и севере контакт массива со стратифицированными вмещающими толщами в основном согласный. Это хорошо подчеркивается окаймляющей массив узкой полосой серпентинитов, расположенной от него на некотором расстоянии (от 1 до 7 км) и продолжающейся далее на северо-восток (рис. 52). На западе к массиву непосредственно примыкает узкая (до 1 км) полоска амфиболитов, по-видимому, по порфиритам основного состава, сменяющихся западнее толщей кремнистых сланцев с прослоями углисто-кремнистых сланцев, кварцитов, кварцито-песчаников предположительно ордовикского возраста с линзами известняков, мраморизованных или превращенных в мраморы. На севере и востоке массив граничит непосредственно с основными порфиритами ордовика — нижнего силура. Восточный контакт в 7 км от г. Челябинска вскрыт скважинами. Он круто падает на восток. В непосредственном интрузивном контакте с вмещающими толщами здесь залегают мелкозернистые роговообманковые диориты, сменяющиеся через несколько десятков метров гранодиоритами и плагиогранитами. Южная часть восточного контакта тектоническая и осложнена интенсивным катаклизмом и милонитизацией. Здесь широко развиты гнейсовидные

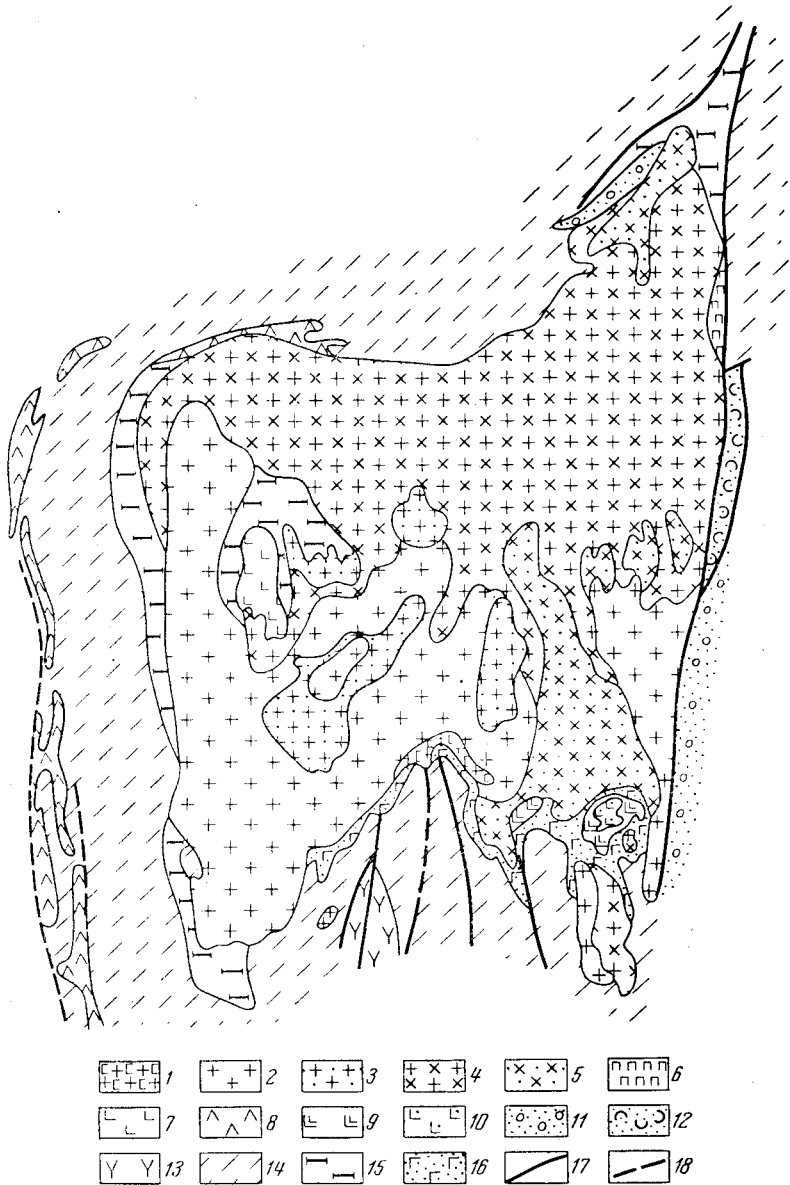


Рис. 52. Челябинский гранитовый массив

1 — гранитоиды нерасчлененные; 2 — граниты; 3 — граниты лейкократовые, аляскиты; 4 — гранодиориты; 5 — кварцевые диориты позднепалеозойские; 6 — кварцевые диориты раннекаменноугольные; 7 — габбро, габбро-амфиболиты раннекаменноугольные; 8 — серпентиниты; 9 — габбро, габбро-амфиболиты позднесилурийско-раннедевонские; 10 — пироксениты; 11 — песчаники (C_{1v2}); 12 — туфы раннего состава (D₂); 13 — диабазы, основные эффузивы и их туфы (D₂); 14 — осадочно-вулканогенные породы силурийские; 15 — гнейсы и мигматиты; 16 — апопорфиритовые амфиболиты; 17 — тектонические контакты установленные; 18 — то же, предполагаемые

катаклазированные граниты (гранито-гнейсы). По тектоническому контакту с массивом соприкасаются известняки виле — намюра, ширина зоны катаклаза достигает 1,5 км; тектонический же характер носит северная часть восточного контакта массива, где он соприкасается с мраморами района с. Баландино, образовавшимся по нижнекаменноугольным известнякам. Несмотря на тектоническую природу наблюдае-

мого сейчас контакта, мраморизация за счет контактового воздействия массива сомнений не вызывает, так как по мере удаления от массива, метаморфизм известняков быстро ослабевает.

Интенсивный катаклиз с образованием мощной (до 1 км) зоны милонитов наблюдается также на северном контакте массива в районе д. Долгодеревенской в западной части выступа, сложенного гранодиоритами и плагиогранитами. Милониты здесь местами интенсивно серицитизированы и имеют облик сланцев с очками — обломками кварца, полевых шпатов, биотита (материалы Аргаяшского геологосъемочного отряда).

На юге гранитовый массив интрузирует толщу спилитов и диабазов верхнего ордовика — нижнего силура (ландовери), вызывая образование узкой (до 300 м) каймы амфиболитизации и ороговикования (Г. А. Кейльман, Л. Н. Ромашова). Контакт здесь в целом вытянут в широтном направлении и сечет меридионально простирающиеся вулканогенные толщи, сопровождаясь местами согласными апофизами.

Тектоническое нарушение на востоке массива заложилось еще до интрузии гранитов, так как вдоль него к югу от массивов в районе пос. Синеглазово и южнее наблюдаются тонкие интрузивные тела гнейсо-гранитов с отчетливой линейной текстурой течений, залегающей почти горизонтально.

Все контакты массива так же, как и описанный выше восточный, залегают периклинально, падая в сторону от массива под разными углами: на западе 50° , $25\text{—}30^\circ$, на юге от $10\text{—}30$ до $40\text{—}75^\circ$, на севере $45\text{—}60^\circ$ (в районе разъезда Есаульского). Восточный контакт, как уже отмечалось, близок к вертикальному.

В западной части массива в районах пос. Харлуши среди гранитов залегают крупный ксенолит вмещающих пород, которые рассматривались долгое время как габбро, окруженное каймой амфиболитов. По Г. А. Кейльману (1964), это в действительности порфиры верхнего ордовика — нижнего силура, превращенные в амфиболиты и окруженные в контакте с гранитами каймой роговиков амфиболитовой фации. Таким образом, большей частью массив интрузирует в толщу основных эффузивов верхнего ордовика — нижнего силура и содержит ее ксенолиты.

Наряду с каймой роговиков вблизи контакта с массивом наблюдается еще более узкая зона гранитизации вмещающих толщ — биотитизации, калишпатизации, окварцевания.

Форма залегания массива не ясна. Некоторые исследователи рассматривают массив как пологую межформационную залежь, кровля которой сложена толщей основных эффузивов, а почва — складчатым комплексом метаморфизованных осадков нижнего палеозоя (Коровяков и Зиновкин, 1938; Кейльман, 1964).

Определения абсолютного возраста (270—280 млн. лет) указывают на позднепалеозойский возраст не только гранитов, но и гранодиоритов. Метаморфизм известняков визе — намюра дает нижний предел возраста массива, точнее его гранитовой фазы. Точных геологических данных о нижнем пределе возраста гранодиоритов и плагиогранитов нет.

Несколько восточнее Баландино по р. Миассу многократно были описаны нижнекаменноугольные полимиктовые конгломераты с гальками гранитоидов. Исследование их (Г. А. Кейльман) показало, что они сложены лейкократовыми микропегматитовыми гранитами, гранитоидами с интенсивно серицитизированными плагиоклазом, плагиогранитами микропегматитовой структуры. По-видимому, это гранитоиды, входящие в состав дораннекаменноугольной габбровой формации. Не-

которые исследователи (Кейльман, 1964) сопоставляют их с гранитоидами первой фазы.

Состав и история формирования массива сложны. Наиболее древней является группа гранитоидов, в которую входят связанные постепенными переходами биотито-роговообманковые плагиограниты, гранодиориты, в меньшей степени роговообманковые кварцевые диориты; преобладают плагиограниты. Их характерной чертой является широко развитая сосюритизация плагиоклаза, альбитизация микроклина с образованием шахматного альбита, хлоритизация биотита и роговой обманки. Местами под влиянием более молодых гранитов наблюдается микроклинизация. Гранитоиды весьма неоднородны по составу и содержат обильные ксенолиты метаморфизованных, часто гранитизированных порфириров и габброидов. В свою очередь, гранитоиды образуют ксенолиты в более молодых гранитах, подвергаясь ороговикованию и микроклинизации.

Гранитоиды развиты в виде меридионально вытянутой полосы в восточной части массива. Жильная свита гранитоидов своеобразна и представлена плагиогранит-порфирами, плагиогранитами, кварцевыми диоритами, спессартитами и другими лампрофирами. В гранитоидах залегают золотоносные кварцево-сульфидные жилы с арсенопиритом. С гранитами и аляскитами связаны рудопроявления вольфрамита, берилла.

Более молодыми являются граниты, также неоднородные по составу и, по-видимому, разновозрастные. По Б. К. Львову и др., среди гранитов наиболее распространены неустойчивые по составу серые порфировидные биотитовые граниты с некоторым преобладанием плагиоклаза над калишпатом, с содержанием кремнезема от 69 до 74% и соответствующими колебаниями других окислов. Этот тип гранитов слагает большую часть массива.

Еще более молодыми являются исключительно устойчивые по составу биотитовые средне- и крупнозернистые граниты с преобладанием микроклина над плагиоклазом, отвечающие стандартному мировому типу (см. выше). Этот тип гранитов развит в районе Челябинска, т. е. в юго-восточной части массива.

Интересны рапакивиподобные фации гранитов, обнаруженные М. Е. Яковлевой вблизи контактов с ксенолитами амфиболитов.

Самыми молодыми являются розовые аляскиты, слагающие два интрузивных тела (в районе пос. Шершни к западу от г. Челябинска и около пос. Кременькуль в центре массива).

Общей чертой всех гранитов и гранитоидов является отчетливо выраженная зональность плагиоклаза.

К северу от Челябинского массива в меридиональном направлении протягивается серия небольших изометричных или слегка меридионально вытянутых гранитовых и гранодиоритовых массивов, ширина которых большей частью составляет 5—10 км, длина обычно находится в таких же пределах, только в одном случае (Тюбукский гранодиоритовый массив) достигая 25 км. В интервале 125 км, разделяющем Челябинский и Мурзинский массивы, расположено свыше 10 таких массивов. В южной части интервала длиной 45 км присутствуют два массива, залегающих на протяжении северного выступа Челябинского массива. Это округлый в плане Султаевский гранитовый массив, находящийся всего в 4 км от Челябинского, диаметром 10 км и гранодиоритовый Калдинский, несколько меньших размеров. Оба массива занимают секущее положение по отношению к вулканогенно-осадочным толщам среднего-верхнего девона, простирающимся в северо-восточном направлении. Оба массива залегают в зоне развития гранитоидов раннека-

менноугольной габбровой формации; к ним приурочена серия магнетитовых рудопроявлений контактово-метасоматического происхождения, из которых наиболее крупным является Теченское. Теченский гранитоидный массив, входящий в указанную зону, располагается между Калдинским и Султаевским массивами Главного пояса позднепалеозойской гранитовой формации. К северу от Калдинского массива зона развития позднепалеозойских гранитоидов Главного пояса отступает несколько к западу, а зона гранитоидов раннекаменноугольной габбровой формации сохраняет строго меридиональное простирание, прослеживаясь на расстояние 65 км от северного окончания Челябинского массива.

В интервале 50—125 км от Челябинского массива располагаются остальные массивы позднепалеозойской гранитовой формации, входящие в состав Главного пояса. Ширина зоны распространения гранитовых массивов составляет 20—25 км. Группа расположенных здесь гранитовых массивов получила в свое время название *Шиловско-Коневской*, или кратко *Коневской интрузии*. В начале в 30-х годов группа рассматривалась как один Шиловско-Коневский массив, залегающий согласно с вмещающими толщами и падающий на восток (Борсук, 1936). Постепенно в результате детального геологического картирования контуры массивов приближались к истинным. Наиболее точные данные получены в последние два-три года (М. С. Рапопорт). Коневская группа, включая и Тюбукский массив, который раньше относился к Челябинской группе, целиком залегает в восточной части Главной метаморфической зоны. Калдинский и Султаевский массивы, так же как и главная часть Челябинского массива, располагаются вне метаморфической зоны. Учитывая пространственное расположение и сходство состава можно с некоторой долей условности объединить последние два массива с Челябинским в единый интрузивный комплекс, а остальные, включая Тюбукский, — в Коневский комплекс или группу массивов.

По последним данным наиболее крупные массивы непосредственно примыкают к южному окончанию Адуйской интрузии, представляя ее естественное продолжение. Это расположенные рядом Шиловский — на востоке и Колюткинский — на западе массивы с размерами 8×10 км и 6×15 км, залегающие преимущественно среди амфиболитов и частично среди порфиритов силура. Шиловский массив сложен среднезернистыми, массивными, иногда гнейсовидными розовыми биотитовыми гранитами с переменным содержанием кварца, в целом пониженным по сравнению с нормальным типом (25—27%). В северо-восточной части массива граниты переходят в розовые аляскиты с фиолетовым флюоритом (район с. Камышево). Порфириты вблизи массива претерпевают биотитизацию и фельдшпатизацию, превращаясь постепенно в мелкозернистые светлые гранитовидные породы. Колюткинский массив сложен мелкозернистыми биотитовыми и двуслюдяными гранитами так называемого коневского типа (по В. М. Куплетскому), для которых также характерно пониженное содержание кварца (23—27%).

Продолжение Адуйской интрузии к югу фиксируется зоной развития метаморфических пород местами с реликтами порфировой структуры, подчиненных им кварцитов, в том числе с кианитом. Породы смяты в складки общего север-северо-восточного простирания. В западной части зоны прослеживается полоса разгнейсованных кварцевых плагиоклазовых порфиритов, по-видимому, бывших кварцевых плагиоклазовых порфиритов и плагиогранит-порфиритов, значительно более древних, чем граниты, отличающихся своей массивностью или слабо выраженной гнейсовидностью. В зоне наблюдаются отдельные поля сближенных даек и малых интрузивных тел мелкозернистых биотитовых

гранитов, аналогичных гранитам Колюткинского массива, — это бывшие Шабуровский и Петуховский массивы. По мере движения на север мощность и количество даек гранитов увеличиваются. Вмещающими породами дайковых полей являются разгнейсованные гранитизированные — биотитизированные, местами калишпатизированные с порфиробластами микроклина (до 2—3 см) диоритовидные породы, происхождение которых не ясно. Во всяком случае они древнее гранитов и подверглись сильному метаморфизму.

К югу от Шиловского гранитового массива в зоне развития гранитовых даек залегает ряд небольших интрузивных тел розовых гранитов, переходящих в аляскиты с фиолетовым флюоритом. Наиболее крупное из них Ново-Ипатовское (1,5 × 4 км). Эти тела сопровождаются узкими зонами пироксен-плагиоклазовых роговиков, развивающихся по амфиболитам. В наибольшем удалении от Мурзинской интрузии в указанной зоне метаморфических пород и развития гранитовых даек залегает Тюбукский гранодиоритовый массив неустойчивого состава с уклоном в сторону сиенито-диоритов, вытянутый меридионально с размерами 10 × 25 км. В восточной части амфиболитовой зоны, в нескольких километрах от поля верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений, в 40 км к югу от окончания Мурзинской интрузии расположен Карасьевский гранитовый массив, меридионально вытянутый, с размерами 40 × 10 км, сопровождающийся с юго-востока и востока несколькими мелкими сателлитами. К этим массивам приурочены вольфрамитовые месторождения — Карасьевское, Пьянковское, Юго-Коневское и Игишанское. Массив и его сателлиты сложены однородными биотитовыми и двуслюдистыми гранитами нормального типа с примерно равными количествами плагиоклаза (№ 11—16) и микроклина, образующего местами редкие порфировидные выделения. В Юго-Коневском массиве встречаются участки розовых аляскитов с фиолетовым флюоритом. Для Карасьевского массива и его сателлитов характерно обилие жил аплитов и пегматитов.

Все гранитовые массивы представляют собой согласные интрузивные тела, падающие, как отмечали уже первые исследователи, на восток.

Коневская группа массивов представляет естественное продолжение расположенного севернее Адуйского массива, к которому она вплотную примыкает, отделяясь перегородкой вмещающих метаморфических толщ шириной не более 5 км. По существу, начиная от Коневской группы на север тянется непрерывная цепь гранитовых массивов, расстояние между которыми не превышает первых единиц километров. Эта цепь массивов прослеживается в обнаженной части Урала до р. Тагила и по отдельным обнаженным вдоль рек участкам среди поля мезозойско-кайнозойских отложений до р. Туры (примерно до широты 59°). Под покровом рыхлых отложений гранитовый пояс, как уже отмечалось, прослеживается до широты 62°, приобретая к северу от Нейво-Шайтанского массива северо-восточное простирание.

Адуйский массив, по-видимому, представляет собой серию сближенных гранитовых массивов стандартного куполовидного типа, подчиненных брахискладчатым структурам и разделенных узкими перегородками кровли. В связи с плохой обнаженностью эти перегородки фиксируются в виде отдельных обрывков, сложенных продуктами метаморфизма основных эффузивов (амфиболитов, зеленых сланцев), ультрабазитов (серпентинитов, талько-карбонатных пород, актинолитовых пород и т. д.). Конфигурация этих обрывков свидетельствует о том, что это не просто изолированные ксенолиты, а элементы непрерывных складчатых структур.

На участке Адуйского гранитового массива (точнее, группы массивов) Главный пояс отчетливо пересекает зону развития перидотитовых интрузий, подчиненную складчатым структурам среднепалеозойских толщ. В южной части массива в виде обрывков прослеживаются серпентиниты, связывающие Ключевской ультрабазитовый массив, расположенный к западу от южного окончания Адуйского гранитового массива, с Асбестовским массивом, залегающим среди вулканогенных толщ вдоль восточного контакта Адуйского массива. Алапаевская группа перидотитовых интрузий, по-видимому имеет продолжение по западной стороне Мурзинского массива в виде перидотитовых массивов района Свердловск — Первомайское. Севернее Адуйского массива перидотитовая и гранитовая зоны протягиваются почти параллельно, хотя и здесь северный — Гаевский массив гранитов располагается по восточную сторону перидотитового массива.

Адуйский массив имеет длину около 100 км и отделяется от примыкающего к нему с севера Мурзинского массива широтной перегородкой гнейсов. Замыкание складчатых структур вмещающих толщ в месте сопряжения двух гранитовых массивов хорошо фиксируется пластообразными интрузивными телами серпентинитов. Мурзинский массив протягивается по меридиану на 80 км, примыкая на западе к толще гнейсов с прослоями амфиболитов, кварцитов, мраморов, а на востоке — к Алапаевскому серпентинитовому массиву, к вмещающим его филлитам, а на севере — к габбро. Адуйский и Мурзинский массивы представляют, по существу, единое целое и аналогичны по составу и внутреннему строению. Характерной чертой обоих массивов является постепенный переход массивных гранитов западных частей через гнейсовидные граниты к разнообразным гнейсам, переслаиваемым с кристаллическими сланцами — амфиболитами, парagneйсами, кварцитами, мраморами, слюдяными сланцами, слагающими обширные поля на западе. В переходной зоне залегают гранито-гнейсы, образовавшиеся в процессе гранитизации. Западный контакт комплекса гнейсов со среднепалеозойскими толщами, как подтверждено последними съемками, в большей его части является тектоническим и сопровождается развитием мощных зон рассланцованных милонитизированных и раздробленных пород. Наличие крупного смещения прежде всего намечается на основе резкой смены ступеней метаморфизма. Центральная часть гранитовых массивов сложена биотитовыми гранитами, нередко порфиroidными. К востоку они сменяются двуслюдяными разностями, особенно развитыми в эндоконтактной зоне. Нередко наблюдается развитие мусковитовых гранитов за счет биотитовых вблизи даек гранитпегматитов с образованием в качестве переходных разностей двуслюдяных гранитов. В зоне восточного контакта Мурзинского массива местами появляются небольшие тела гранодиоритов, отделенных от гранитов полоской гнейсов или вмещающих зеленокаменных толщ. В Мурзинском массиве, в отличие от Адуйского, узкая полоска гнейсов и амфиболитов прослеживается и вдоль восточного контакта. На востоке оба массива сопровождаются узкой (большей частью до 2—3 км) оторочкой метаморфических пород — амфиболитов, зеленых сланцев, углистых филлитов и др. В углистых филлитах встречаются порфиробласты хиастолита — типичного контактово-термального минерала. Вдоль восточного контакта Адуйского массива и Коневской группы массивов расположена серия мелких (до 1—2 км²) интрузивных тел аляскитов, содержащих в качестве акцессорного минерала фиолетовый флюорит.

Характерной особенностью обоих массивов, создавшей им известность, является обилие даек минерализованных гранитовых пегмати-

тов во вмещающих породах — среди поля гнейсов в первую очередь, а также в зоне восточного экзоконтакта. Как указывал еще А. Е. Ферсман, здесь выделяются гранитовые пегматиты чистой линии, близкие по составу к гранитам, и пегматиты линии скрещения, лишенные калиевого полевого шпата, чисто плагиоклазовые, в той или иной степени дисилицированные и нередко не содержащие совершенно кварца. С гранитовыми пегматитами связаны получившие мировую известность месторождения Изумрудных копей, самоцветы Мурзинки, Алабашки и другие (топазы, благородные бериллы, турмалины, благородные разновидности корунда и др.), а с кварцевыми жилами в гнейсовой толще — месторождения аметиста Ватихи.

К востоку от Мурзинского массива, по другую сторону от Баженовского ультраосновного массива расположен небольшой Рефтинский массив гранитов, представляющий ответвление Мурзинского. Граниты прорывают на востоке сложный интрузивный комплекс (габбро, диориты, плагиограниты), сопровождаясь зоной инъекционного метаморфизма в прилегающих к ним диоритах. Е. А. Кузнецов предполагал здесь непрерывный переход от габброидов к нормальным биотитовым гранитам позднего палеозоя.

Сысертско-Ильменогорский пояс

К западу от Главного пояса располагается Сысертско-Ильменогорский гранитовый пояс, подчиненный одноименному мегантиклинорию.

В поясе выделяются Вишневогорско-Ильменогорский и Сысертский гранито-гнейсовые комплексы, слагающие антиклинории, а также ряд отдельных массивов — Шабровский, Истокский, Шарташский и Кедровский, приуроченных к антиклиналям в северной части мегантиклинория. Вишневогорско-Ильменогорский и Сысертский гранито-гнейсовые комплексы соединяются севернее Вишневогорска и представляют одно непрерывное целое, образуя единый Сысертско-Ильменогорский гранито-гнейсовый мегакомплекс общей длиной около 200 км, максимальной шириной до 35 км в северной части и 10—15 км в южной.

Мегакомплекс залегает среди вулканогенно-осадочных толщ силура, девона, реже ордовика, в различной степени метаморфизованных. Субстратом метаморфических пород служат силурийские, ордовикские, частью, может быть, более древние вулканогенно-осадочные толщи, местами увязывающиеся со слабометаморфизованными толщами палеозойского окружения. Местами комплекс связан с окружающими толщами постепенными переходами в результате падения ступени метаморфизма. В этих случаях условной границей служит нижняя граница амфиболитовой фации (в широком смысле, включая альбитовые амфиболиты). В других случаях комплекс отделен от слабометаморфизованных толщ тектоническими нарушениями и тогда границы его становятся резкими.

Главными типами метаморфических пород, слагающих комплекс, являются в различной степени гранитизированные плагиогнейсы, амфиболиты, в меньшей степени — слюдяные сланцы, кварциты, мраморы, входящие в состав стратифицированных первично вулканогенно-осадочных толщ. Им подчинены согласные пластообразные тела серпентинитов, пироксенитов, габброидов и продуктов их метаморфизма.

Позднепалеозойская гранитовая формация проявилась внутри комплекса в виде серии гранитовых тел, преимущественно согласной пластообразной формы, а также в виде уникального Вишневогорско-Ильменогорского миаскитового комплекса. Кроме того, в состав комплекса входят значительное количество обособленных от гнейсов грани-

товых массивов изометричных очертаний, располагающихся по окраинам Вишневогорско-Ильменогорского антиклинория и в северной части Монетинско-Сысертского антиклинория. Интрузивы сопровождаются обильными и разнообразными дайками.

В общем, по составу и строению комплексы пояса аналогичны гнейсам северной и западной частей Мурзинского массива. Одной из особенностей пояса является наличие щелочных интрузивных массивов. Другой особенностью является Березовский дайковый комплекс, относимый к послескладчатым образованиям.

Вишневогорско-Ильменогорский интрузивный и метаморфический комплекс весьма сложен по составу и строению. В западной части среди метаморфических толщ средней и высокой ступени — амфиболитов, плагиогнейсов, подчиненных им прослоев мраморов, кварцитов, слюдяных сланцев, в той или иной мере затронутых гранитизацией, залегает интрузия миаскитов. Массивы восточной окраины комплекса и южной части Ильменогорской структуры — Чашковский, Кисегачский, Аргазинский, Увильдинский — сложены биотитовыми, частью двуслюдяными порфиридовидными гранитами нормального состава, варьирующими по структуре от массивных до гнейсовидных. Наблюдается постепенный переход от массивных до гнейсовидных. Наблюдается постепенный переход от гнейсов через гранитизированные гнейсы к гнейсо-гранитам, сначала линейной, затем плоскостной текстуры и, наконец, к массивным гранитам. В то же время восточные контакты массивов с вулканогенно-осадочными толщами среднего палеозоя являются резкими.

К западу от Вишневых гор вдоль западной окраины комплекса расположен Аракульский массив, сложенный преимущественно катаклазированными лейкократовыми гранитами. Массив имеет длину от 35 км, ширину до 2,5 км и представляет собой согласную пластообразную залежь.

Щелочной интрузивный комплекс Ильменских и Вишневых гор сложен в основном биотитовыми (лепидомелановыми) нефелиновыми сиенитами, открытыми в первой половине прошлого столетия и получившими тогда название миаскитов.

Интрузивный комплекс залегает в ядре асимметричной антиклинальной складки, опрокинутой в южной части на запад, в северной — на восток. Складка сильно вытянута в север-северо-восточном направлении и осложнена серией косекущих, близких к продольным, крутопадающих смещений со значительной амплитудой. Смещения захватывают как миаскиты, так и вмещающие их метаморфические толщи и фиксируются зонами тектонических брекчий и милонитов.

В центральной части складка на значительном протяжении пережата, в связи с чем обособляются два линзовидных массива миаскитов — Ильменогорский (южный) длиной 15 км, шириной до 5 км и Вишневогорский (северный) длиной 25 км, шириной до 4 км.

Оба массива по направлению к середине складки постепенно выклиниваются и соединяются узкой полосой миаскитов, ширина которой колеблется от нескольких десятков до первых сотен метров. Общая длина зоны развития миаскитов составляет около 150 км.

Антиклинальная складка сложена стратифицированным комплексом метаморфических пород, возникшим на месте силурийских, ордовикских и частью, возможно, доордовикских и вулканогенно-осадочных толщ, содержащих согласные пластообразные интрузивные тела перидотитов и габбро, по-видимому, среднепалеозойского возраста.

Метаморфический комплекс имеет обычный состав. Преобладают плагиогнейсы, амфиболиты, гранито-гнейсы; в виде отдельных прослоев залегают кварциты, слюдяные сланцы, мраморы, пироксен-амфибол-

скаполитовые породы, продукты метаморфизма ультраосновных пород: вдоль отдельных зон развития процессы инъекционного метаморфизма и фельдшпатизации.

На основе перечисленных выше пород развиваются местами продукты их калишпатизации и гранитизации — очковые гнейсы с овальными порфиробластами калиевого полевого шпата, полосчатые инъекционные гнейсы, равномерно гранитизированные, фельдшпатизированные и биотитизированные породы.

Миаскиты дают резкие контакты с вмещающими их метаморфическими толщами, представленными большей частью парагнейсами; это говорит против представлений о метасоматическом происхождении миаскитов за счет нефелинизации толщи гнейсов и в пользу их магматического интрузивного происхождения.

Местами миаскиты слагают небольшие согласные пластообразные тела в метаморфической толще, сопутствующие главным массивам. В свою очередь вмещающие породы образуют пластообразные и линзовидные ксенолиты внутри миаскитов (Ильменогорский массив), фиксируя своим расположением доинтрузивную складчатую структуру.

Вблизи миаскитов вмещающие породы претерпевают интенсивный щелочной метасоматоз — фенитизацию и приобретают состав щелочных сиенитов, сохраняя реликты первичного сложения. Наиболее распространенным продуктом фенитизации являются эгирин-авгитовые сиениты, развивающиеся на месте гнейсов, амфиболитов, гранито-гнейсов, кварцитов, домиаскитовых гранитных пегматитов и гранитов, слагающих согласные пластообразные тела. На месте амфиболитов образуются наиболее меланократовые эгирин-авгитовые сиениты.

На месте и вблизи ксенолитов амфиболитов развиваются меланократовые разности нефелиновых сиенитов. В эндоконтактной зоне миаскиты теряют нефелин вследствие заимствования кремнезема из вмещающих толщ и отдачи значительного количества щелочей в эти толщи при процессах фенитизации. В результате этого образуются эндоконтактные щелочные биотитовые сиениты, сохраняющие внешний облик миаскитов, названные А. Н. Заварицким безэлеолитовым миаскитом.

Характерной чертой строения миаскитов и вмещающих гнейсов является широкое развитие линейных и плоскостных ориентированных текстур, представляющих результат совместного действия пластической деформации и перекристаллизации во время складчатости. Это свидетельствует о формировании миаскитовых массивов до завершения складчатости. Линейная ориентировка сохраняет свое направление на значительных площадях, будучи параллельна оси отмеченной выше антиклинальной складки. В Ильменских горах эта ориентировка полого падает на юг (10—20°), в Вишневых горах — на север. Плоскостная ориентировка биотита сообщает миаскитам характерный гнейсовидный облик и сочетается нередко с полосчатыми текстурами, ориентированными в том же направлении.

Миаскиты и вмещающие их метасоматические толщи секутся дайками миаскитовых пегматитов; в результате взаимодействия с гнейсами в миаскитовых пегматитах образуются наружные зоны сиенит-пегматитов, местами слагающие целиком все тело дайки. В метасоматических породах вблизи даек в свою очередь развивается кайма фенитизации. Таким образом, все дайки сиенит-пегматитов являются производными от пегматитов миаскитового состава.

Вдоль трещин разломов, смещений, зон милонитизации и дробления в миаскитах, миаскит-пегматитах и вмещающих толщах местами наблюдается интенсивная альбитизация, сопровождающаяся развитием

пирохлора, акцессорных циркона и монацита и других минералов. Завершающим процессом гидротермального метаморфизма, связанного с миаскитами, является развитие кальцита и биотита, местами в сопровождении пирохлора.

Весь комплекс магматических и метаморфических пород, связанных с миаскитами, в том числе и сами миаскиты, секутся гранитовыми пегматитами, не обнаруживающими следов пластической деформации, и, очевидно, посттектоническими. Есть все основания связывать эти пегматиты с посттектоническими массивными гранитами, слагающими овалы в плане массивы, примыкающие с востока к гнейсовому комплексу (массивы оз. Увильды, оз. Аргази, оз. Миассово и др.). Гранитовые пегматиты нередко содержат амазонит, являющийся результатом вторичных изменений (амазонитизации) обычного микроклина, и несут минерализацию редких элементов (колумбит, ортит и другие минералы).

Гидротермальная деятельность проявляется в серицитизации, мусковитизации и силификации вдоль поперечных дизъюнктивов, пересекающих комплекс гнейсов, миаскиты и гранитовые пегматиты. Указанные процессы связаны, по-видимому, с посттектоническими явлениями.

Сысертский гранито-гнейсовый комплекс также сложен по составу и строению. Субстратом являются нижнесилурийские, ордовикские и частью, возможно, доордовикские сильно метаморфизованные осадочные и вулканогенные породы, мигматизированные варисскими гранитами. Комплекс слагает крупную брахиантиклинальную структуру, осложненную рядом брахиантиклиналей и синклиналей меньшего порядка. В центральных частях таких брахиантиклиналей отмечаются многочисленные в большинстве линзовидные тела позднепалеозойских гранитов.

В северо-западной части комплекса в его периферической части расположен Сысертский массив, сложенный гранодиоритами и плагиогранодиоритами. Крупное пластообразное меридионально вытянутое тело гнейсовидных гранитов — Космаковский массив, длиной свыше 20 км, шириной до 2 км — расположено по северо-восточной периферии комплекса. Следует отметить интенсивную насыщенность гранитизированных гнейсов мелкими линзовидными телами гранитов в ядре так называемой Шумихинской антиклинали (по Г. А. Кейльману) в восточной части комплекса. Ранее эти породы рассматривались в целом как граниты (Е. А. Кузнецов), что, по существу, близко к действительности.

К юго-востоку от Верх-Исетского массива, в районе г. Свердловска, располагается группа изометричных в плане, местами явно куполовидных гранитоидных массивов; Кедровский (около ст. Монетная, к северо-востоку от г. Свердловска), Шарташский (около оз. Шарташ, к востоку от г. Свердловска), Истокский и Шабровский (к юго-востоку от г. Свердловска), относящихся к северной части Сысертско-Ильменогорского пояса (рис. 53).

Общей чертой всех этих массивов является повышенная основность слагающих их гранитов, выражающаяся в пониженном количестве кремнезема (69—70%), повышенном содержании темноцветных минералов (8—10%), присутствии примеси роговой обманки наряду с биотитом, резкое преобладание плагиоклаза над микроклином (большей частью в отношении 3:1), повышенная основность плагиоклазов (содержащих 25% анортита), повышенное содержание сфена. Все эти особенности дают основание назвать эти гранитоиды адамеллитами. Среди жильной свиты этих массивов преобладают гранит-порфиры, отвечающие по составу вмещающим гранитоидам.

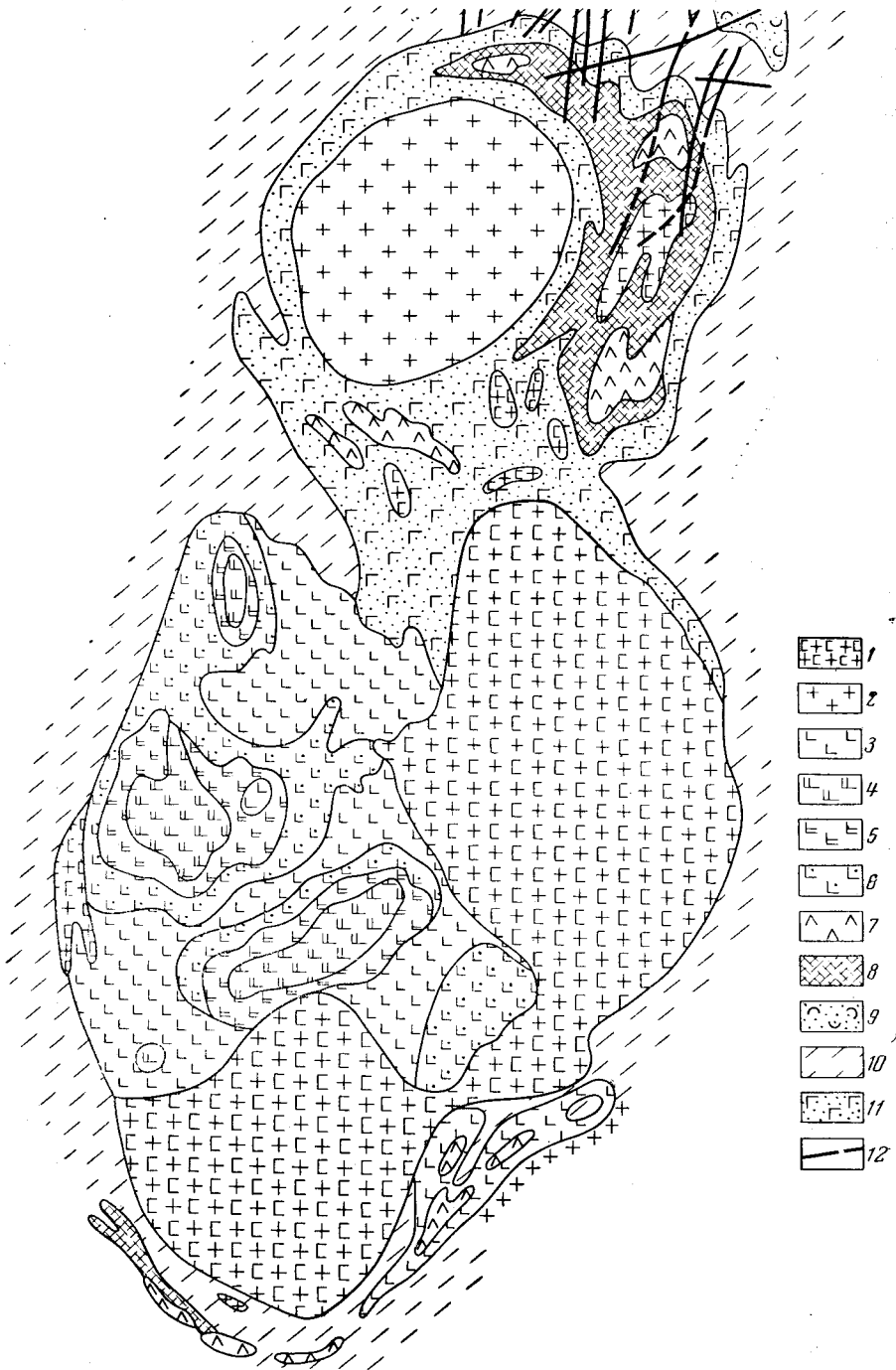


Рис. 53. Шараташский, Уктусский и Шабровский массивы
 1 — гранитоиды нерасчлененные; 2 — граниты; 3 — габбро; 4 — дуниты; 5 — перидотиты;
 6 — пироксениты; 7 — серпентиниты; 8 — талько-карбонатные породы; 9 — осадочно-вулканогенныя породы верхнесилурийские; 10 — то же, нижнесилурийские; 11 — апопорфиритовые амфиболиты, порфиритоиды, парасланцы; 12 — Березовский дайковый комплекс

Березовский дайковый комплекс наиболее хорошо развит и изучен в районе Березовского золоторудного месторождения, связанного с системой даек гранит-порфиров преимущественно меридионального простирания и крутого до вертикального падения. Дайки гранит-порфиров имеют большей частью мощность в пределах 10—20 м, прослеживаются на несколько километров и залегают среди среднепалеозойских вулканогенно-осадочных толщ, сложенных преимущественно основными эффузивами и их туфами, которым подчинены согласные полого залегающие (до горизонтальных) интрузивные тела габбро и перидотитов, превращенных в серпентиниты и талько-карбонатные породы.

Система даек месторождения в основном приурочена к центральной части пологой изометричной в плане брахисинклинали, примыкающей с северо-востока к Шарташской брахиантиклинали, ядро которой выполнено одноименным гранитовым массивом. На поверхности брахисинклиналь оконтуривается кольцеобразным выходом габбро и серпентинитов, ограничивающим Березовское рудное поле. Березовские дайки продолжаютя на юг и пересекают как Шарташский гранитовый массив, так и связанную с ним жильную свиту.

Аналогичная серия даек развита севернее около ст. Монетной в районе месторождений 1, 2 и 3 Благодатных рудников. Еще севернее в районе с. Мостовского гранит-порфиры образуют серию серпентинитов Первомайского массива, к которой приурочены золотоносные кварцевые жилы.

Жильные породы Березовского дайкового комплекса в основном сложены биотитовыми гранит-порфирами с вкрапленниками биотита, микроклина, плагиоклаза и кварца, отвечающими по составу наиболее распространенному типу уральских гранитов. В результате взаимодействия с вмещающими породами основного состава развиваются гибридные диоритовидные фации, вблизи гипербазитов развиваются эндоконтактные фации, обогащенные натрием. В Березовском месторождении, по М. Б. Бородаевской, в результате взаимодействия с серпентинитами развиваются эндоконтактные фации, содержащие нефелин. В пределах рудных полей в дайках широко развиты явления альбитизации, предшествующие окolorудной березитизации. Наряду с биотитовыми гранит-порфирами в Березовском золоторудном месторождении устанавливаются более древние плагиограносиенит-порфиры и более молодые плагиогранит-порфиры.

С Березовским дайковым комплексом связана специфическая минерализация золотоносных кварцево-сульфидных жил, характеризующихся ассоциацией пирита и тетраэдрита в качестве главных сульфидов, халькопирита, галенита, сфелерита, айкинита, местами теллуридов (гесита, алтаита) в качестве второстепенных и минералов-примесей.

Достоверные аналоги Березовского дайкового комплекса в других районах Урала не установлены.

Верхисетско-Верхотурский пояс

Пояс расположен вдоль западной окраины Восточно-Уральского поднятия. От Главного пояса он отделяется в южной части вулканогенными толщами Медведевско-Свердловского мегасинклинория и подчиненными им интрузиями габбровой и перидотитовой формации, севернее — на участке широтного течения р. Тагила — толщей гнейсов. Еще севернее, судя по скважинам и геофизическим данным, сливается с Главным в единый пояс, скрытый под покровом рыхлых отложений мезозоя и кайнозоя. На крайнем юге он вплотную подходит к Сысерт-

скому поясу, отделяясь от него местами интервалом всего в 5 км (район г. Свердловска).

Южная часть пояса проявляется в виде поднятий среди вулканогенных толщ силура — нижнего девона. Интрузии пояса сопровождаются здесь отчетливо выраженной каймой продуктов контактового метаморфизма основных эффузивов — амфиболитов и местами незначительной узкой зоной гранитизации (Верх-Исетский массив). В северной части пояса гранитовые массивы залегают среди метаморфических толщ — амфиболитов, гнейсов и др., не вызывая в них явлений контактового метаморфизма, если не считать полей гранитизации, тяготеющих к массивам.

С юга на север в пределах пояса выделяются массивы: Верх-Исетский, наиболее крупный (28 × 100 км, площадью около 1500 км², Верх-Салдинский (12 × 20 км), окруженный полем гнейсов, входящий в состав полиформационного Петрокаменского интрузивного комплекса, включающего в себя габброиды и также более древние гранитоиды габбровой формации, незначительный массив кварцевых диоритов, по видимому, гранитового ряда, с которым связано появление асбеста в серпентинитах в районе Ново-Асбеста, довольно крупный изометричный в плане (10 × 12 км) массив гранитов района пос. Хутор (к западу от Верхней Салды); крупный гранитовый массив района Верхотурья, сопровождающийся пегматитами, описанными еще А. Е. Ферсманом, залегающий среди поля гнейсов, амфиболитов, мигматитов и других связанных с ними метаморфических пород, обычных для гнейсовых комплексов.

Пояс развился среди вулканогенных толщ ордовика — нижнего девона, подчиненных им интрузиям габброидов, кислых дифференциатов габбровой магмы, подвергшихся интенсивному метаморфизму под влиянием позднепалеозойских гранитовых интрузий.

Верх-Исетский гранитовый массив, приуроченный к сложной антиклинальной складке с крутыми крыльями, занимает среди уральских гранитовых массивов особое положение.

В результате картирования Верх-Исетского массива (Б. М. Романов, И. Д. Соболев и др.) были установлены многие черты его строения, оказавшиеся впоследствии общими для большинства гранитовых массивов Урала. К этим чертам относятся, во-первых, согласная форма залегания, приуроченность к брахиантиклиналям с крутыми крыльями, во-вторых, широкое развитие явлений ассимиляции основных базальных пород, обусловившее зональное строение массива со сменой пород от гранодиоритов и кварцевых диоритов на периферии до гранитов в центре (рис. 54).

В южной части массива среди гранитов и гранодиоритов в виде дугообразных полос залегают обильные ксенолиты габбро и пироксенитов, местами мраморов, фиксирующие своим расположением складчатую структуру вмещающих толщ. К зонам ксенолитов примыкают зоны гранодиоритов. К серии ксенолитов известняков, превращенных в мраморы, приурочены, расположенные к северо-западу от д. Палкино, Палкинские минеральные копи. На западе Верх-Исетский массив граничит с более древними среднепалеозойскими плагиигранитами, диоритами и габбро, метаморфизуя их вблизи контакта.

Характерной особенностью Верх-Исетского массива является залегание его преимущественно среди основных и средних эффузивов с прослоями известняков и пластообразными интрузивными телами серпентинитов (по перидотитам) и габбро. В связи с этим массив окружен широкой зоной амфиболитов (шириной до 1—2 км) — продуктов контактово-термального метаморфизма основных изверженных горных

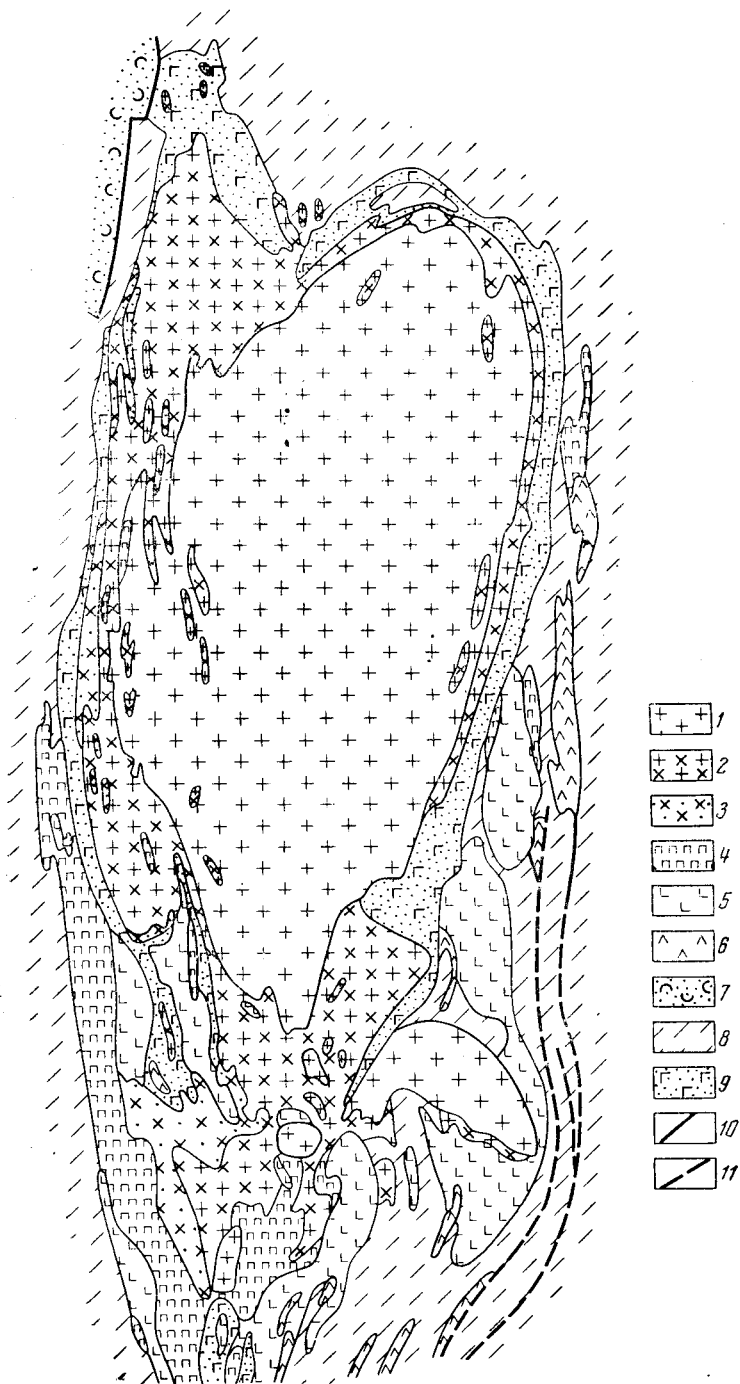


Рис. 54. Верх-Исетский гранитовый массив
 1 — граниты нормальные; 2 — гранодиориты, адамелиты; 3 — кварцевые диориты; 4 — плагнограниты; 5 — габбро; 6 — серпентиниты; 7 — осадочно-вулканогенные породы верхнесилурийские; 8 — то же, нижнесилурийские; 9 — апопорфиритовые амфиболиты, порфиритоиды, парасланцы; 10 — тектонические контакты установленные; 11 — то же, предполагаемые

пород, преимущественно порфиринов, содержащих прослой мраморов и перекристаллизованных антитриптитовых серпентинитов. Кое-где в контакте с массивом наблюдается узкая (десятки метров) зона контакто-термальных пироксен-плаггиоклазовых роговиков за счет порфиринов. Явления гранитизации и мигматизации ограничены в основном ксенолитами вмещающих пород, да и то наблюдаются далеко не везде.

Характерна редкость пегматитов; жильная свита представлена аплитами, жильными гранитами, а во вмещающих породах — гранит-порфирами.

Красногвардейско-Мариинский пояс

Западный из поясов гранитовых интрузий, приуроченных к Зауральскому поднятию, Красногвардейско-Мариинский пояс располагается к востоку от Главного пояса. На широте г. Асбеста расстояние между ними составляет 50—60 км, южнее пояс приближается почти вплотную к Челябинскому гранитовому массиву и прерывается. Еще южнее он проявляется в ряде массивов, приуроченных к ядрам антиклиналей, осложняющих Кундыбаевский антиклинорий.

Наиболее крупным массивом пояса является *Красногвардейский*, приуроченный к Камышловскому мегантиклинорию и имеющий в длину около 300 км, ширину до 30 км, т. е. по размерам превышает такой массив, как Мурзинско-Адуйский, аналогичный ему по форме.

Так же как и в Мурзинско-Адуйском массиве, гранитоиды — граниты, в меньшей степени гранодиориты тесно ассоциируются и перемежаются с гнейсами. Гранитовый массив перекрыт большей частью мезозойскими отложениями, в том числе местами покровами мезозойских базальтов. Коренные обнажения известны лишь по берегам некоторых рек. Наиболее протяженные выходы расположены по р. Ирбиту около пос. Красногвардейского. С запада местами массив сопровождается дайками гранит-порфиринов, секущих отложения среднего карбона (в районе Алапаевска, по р. Синаре). Массив окаймляется узкой зоной метаморфических сланцев — филлитов, зеленых сланцев, быстро сменяющихся на западе и востоке слабо или совсем не метаморфизованными осадочными отложениями и вулканитами карбона, верхнего девона. На западе в массиве среди них отмечается полоса узких согласных интрузивных тел серпентинитов, прослеживающаяся далеко на север, значительно севернее, чем сами граниты. На юге полоса серпентинитов огибает с северо-запада Челябинский гранитовый массив.

Южнее в состав пояса входит Нижне-Санарский гранодиоритовый массив, обнажающийся на р. Уй к западу от г. Троицка. Самым южным в рамках описываемой территории интрузивным комплексом в составе пояса является *Мариинско-Андреевский комплекс*, приуроченный к Кундыбаевскому антиклинорию. Как уже отмечалось, этот комплекс расположен между Джетыгаринским гранодиоритовым поясом на востоке и Суундукским гранитовым массивом на западе. Он состоит из сближенных массивов гранитоидов: Мариинского на северо-востоке, примыкающего к нему Андреевского на западе, Кусаканского на юго-западе и Берсуатского, примыкающего на юге к Мариинскому. Андреевский и Кусаканский массивы, составляющие западную часть комплекса, сложены преимущественно гранитами — мусковитовыми, двуслюдяными, частью плаггиогранитами, Мариинский и Берсуатский, входящие в восточную ветвь — кварцевыми диоритами, частью диоритами, плаггиогранитами. Граниты моложе кварцевых диоритов и местами прорывают их. В целом нормальные граниты подчинены по площади

более основным гранитоидам. Размеры комплекса достигают 40 км по широте и 70 км по меридиану. Общая площадь, занимаемая гранитоидами, близка к 2000 км², что делает комплекс по размерам соизмеримым с крупнейшими комплексами и массивами Главного гранитового пояса.

Комплекс отличается от интрузивных комплексов Главного пояса преобладанием гранитоидов повышенной основности, бедных калиевым полевым шпатом или даже лишенных его (кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов). Характерно широкое развитие гнейсовидных разновидностей кварцевых диоритов, интенсивный катаклиз их, хлоритизация биотита в нормальных биотитовых гранитах.

Андреевский и Кусаканский массивы пересекаются обильными дайками диабазов, распростирающимися и к западу во вмещающих толщах. Эти дайки пересекают и граниты Княженского массива, расположенного к северо-западу от Андреевского и прорывающего габбро и габбро-диабазы Каргалинского (Катенинского) массива; они содержат ксенолиты известняков среднего визе — намюра, затронутых скарнированием. Граниты Андреевского массива секутся также широкими дайками кварцевых порфиров, более древними, чем дайки диабазов. Дайки кварцевых порфиров отсутствуют в гранитах Княженского массива, представляя, вероятно, синхронные с ним образования.

Вмещающие толщи к востоку от Мариинского массива сложены биотитовыми гнейсами, инъекционными гранито-гнейсами с прослоями амфиболитов и графитистых кварцитов. Кварцевые диориты образуют тонкие инъекции в гнейсах, что доказывает интрузивный характер контакта. На западе вмещающими породами являются кварциты, графитистые и слюдяные, в том числе кварцитовидные слюдяные сланцы с прослоями амфиболитов, амфиболиты. Аналогичные метаморфические толщи распространены к югу, северу и северо-западу от комплекса. Слабо или совсем не метаморфизованные эффузивы и налегающие на них известняки эйфеля образуют небольшое поле в центральной части комплекса, отделяя восточную ветвь от западной и Андреевский массив от Кусаканского и частью от Мариинского.

Слабая степень метаморфизма порфиритов, отсутствие среди них амфиболитов, столь характерных для экзоконтактовых ореолов гранитовых массивов, свежесть известняков послужили Г. А. Смирнову и Т. А. Смирновой основанием для выводов о каледонском возрасте гранитоидов, что впоследствии было принято Т. В. Билибиной, Е. А. Мазиной и другими геологами. Несколько позже Н. Ф. Мамаев, основываясь на находках скарнов и эпидотизированных порфиритов, пришел к заключению, что гранитоиды массива моложе порфиритов и известняков. В то же время он сделал вывод о довизейском возрасте гранодиоритов, учитывая пересечение их обильными дайками раннекаменноугольных диабазов. Метаморфизм древних толщ по Н. Ф. Мамаеву, Г. А. Смирнову и Т. А. Смирновой не связан с массивом и имеет более древний возраст. В то же время, по И. Д. Соболеву, формирование инъекционных гнейсов, примыкающих к массиву, тесно связано с интрузией гранитоидов, так как от гранитоидов к гнейсам наблюдаются постепенные переходы.

Наиболее крупный из массивов комплекса — Мариинский назван по одноименному поселку, расположен у слияния рек Синташты и Берсуата — притоков Тобола. Он сложен массивными и разгнейсованными, местами тонкоплитчатыми биотито-роговообманковыми кварцевыми диоритами, часто заметно катаклазированными, местами неоднородными, с меланократовыми обособлениями. Многочисленные определения абсолютного возраста, выполненные М. А. Гаррис, дали следую-

щие результаты (в млн. лет): по биотиту из кварцевых диоритов — 365, из биотитовых плагиогранитов — 386, из биотитового гнейса — 351, для мусковита из пегматитов — 335, 373 и для полевого шпата из пегматита — 374. Среднее значение близко к 365 млн. лет, что соответствует девону и исключает позднепалеозойский возраст гранитоидов. Наиболее правильно отнесение гранитоидов массива, судя по указанным значениям абсолютного возраста, к нерасчлененному интервалу D_2 — C_1 . Более точное датирование возраста пока затруднительно.

С запада, отделяясь узкой полосой осадочных отложений девона, располагается Андреевский массив, названный по одноименному поселку на р. Синташты. Массив сложен преимущественно биотитовыми гранитами, по-видимому, более молодыми, чем гранитоиды Мариинского массива, которые рассекаются дайками гранитов, аналогичными по составу гранитам Андреевского массива. Плагиоклаз значительно преобладает над калиевым шпатом (микроклином). Биотит в значительной степени замещен хлоритом или мусковитом. Граниты массива иногда гнейсовидны, почти повсеместно катаклазированы. Они секутся многочисленными дайками жильных порфиритов, диабазов. Судя по всем этим особенностям, они могут быть сопоставлены, скорее всего, с ранними фазами позднепалеозойских гранитных интрузий Урала, входящих в состав гранодиоритовой субформации (Челябинск, Джетыгара).

К югу от Мариинского расположен непосредственно примыкающий к нему Берсуатский массив, сложенный также гнейсовидными кварцевыми роговообманковыми диоритами, претерпевшими интенсивный зеленокаменный метаморфизм; по Г. А. Кейльману, примыкающие с запада порфириты предположительно среднедевонского возраста никаких изменений не обнаруживают. К югу от р. Берсуат располагается Кусаканский гранитовый массив, представляющий продолжение Андреевского, рассечен обильными дайками диабазов, которые Н. Ф. Мамаев связывает с визейским вулканизмом. Этим определяется верхний предел возраста гранитов массива.

В целом же несомненно, что маринский комплекс представляет собой сложное образование, в состав которого входят гранитоиды различного возраста, начиная, по-видимому, от девона и кончая поздним палеозоем. Более точное расчленение их пока затруднительно в связи с недостаточной обнаженностью и, возможно, будет сделано в результате дальнейших исследований. Вряд ли есть основания сопоставлять комплекс с Джетыгаринским гранодиоритовым поясом, резко отличным по своей металлогении. По-видимому, в маринском комплексе мы встречаемся с наиболее ранними проявлениями гранитового магматизма, предшествовавшими формированию позднепалеозойской гранитовой формации или представляющими наиболее ранние ее фазы.

Джетыгаринско-Шадринский пояс

Пояс прослеживается с небольшими перерывами на протяжении свыше 1000 км. На Южном Урале представлен цепью гранитоидных массивов пестрого состава, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами, плагиогранитами, гранитами. Дальнейшее продолжение пояса на юг за пределы Мугоджар скрыто под покровом рыхлых отложений. Наиболее крупными комплексами и массивами (с юга на север) являются: Прииргизский, прорывающий основные эффузивы нижнего карбона, состоящий из ряда массивов и сопровождающийся

магнетитовыми рудопроявлениями скарнового типа; Бурыйкальский, в котором гранитоиды (от диоритов до гранодиоритов) залегают в ядре антиклинальной складки, сложенной терригенными толщами верхнего девона и кремнистых сланцев ближе неопределенного возраста с согласными залежами серпентинитов; Аккаргинский, состоящий из Барамбаевского и Сарыобинского массивов гранодиоритов и плагиогранитов, к последнему приурочены Сарыобинское и Дауткульское месторождения магнетита контактового типа; Джетыгаринский (гранодиориты пестрого состава в северной части, граниты — в южной, плагиограниты — в виде апофиз среди серпентинитов), прорывающий отложения среднего и верхнего девона; Кулевчинский (по речкам Карталы и Арчаглы-Аяту), также сопровождающийся скарновыми магнетитовыми рудопроявлениями; Голощекинский, обнажающийся в основном по р. Тогузаку в районе пос. Михайловки, состоящий из ряда массивов, сложенных диоритами, кварцевыми диоритами, гранодиоритами. В целом это типичный гранодиоритовый пояс с характерными особенностями металлогении. К востоку от пояса располагается несколько значительно удаленных друг от друга массивов типичных массивных биотитовых порфиroidных микроклиновых гранитов. В описываемых границах к их числу относится небольшой, округлый в плане массив горы Джетыгара (Мечетный), расположенный в нескольких километрах к западу от р. Тобола, и более крупный Бисембаевский массив к северу от р. Синташты.

К северу от р. Уй (широта 54°) продолжение пояса под покровом мезозойских отложений фиксируется лишь по скважинам и геофизическим данным. Пояс здесь приобретает северо-восточное простирание, согласное с простиранием складчатых структур нижнекаменноугольных толщ. Наиболее крупные массивы изометричной формы с размерами до 20—30 км расположены в районе г. Шадринска, будучи приурочены к крупной антиклинальной структуре, ядро которой сложено предположительно силурийскими и девонскими толщами, преимущественно осадочного состава. Судя по скважинам, залегание вмещающих толщ довольно пологое. Следующие более или менее крупные гранитовые массивы расположены к северо-западу от г. Тюмени. Еще севернее пояс вновь приобретает меридиональное простирание.

Пояс, вероятно, протягивается и далее на север, поскольку отдельные гранитоидные массивы (гранитовые, гранодиоритовые), прослеживаются в той же зоне под покровом мезозоя вплоть до широты 60° и далее. Пояс залегает почти на всем протяжении среди узкой (не более 10—15 км) полосы метаморфических преимущественно парапород — филлитов, углисто-кварцитовых сланцев, кварцитов. Отдельные массивы выходят за пределы метаморфической зоны, располагаясь в прилегающих к ней слабо или совсем неметаморфизованных осадках силура, девона, карбона, иногда прорывая эффузивные толщи.

Из числа массивов, расположенных в Тагильско-Магнитогорском прогибе, следует кратко характеризовать Гумбейскую группу гранитоидных массивов, с которыми связаны месторождения шеелитоносных скарнов.

В состав группы входит ряд мелких интрузивных тел (Балканский, Бурановский, Требиатский, Нижне-Солодянский и другие массивы) очень непостоянного состава.

Строение всех мелких массивов неоднородное, характеризуется более основным составом краевых фаций — вплоть до диоритов и сиенито-диоритов и более кислых (вплоть до гранитов) центральных частей.

Наиболее основные разности — диориты и сиенито-диориты — недосыщены кремнеземом, а гранодиориты имеют большей частью пони-

женную по сравнению с Кочкарским, Челябинским и Джетыгаринским массивами кислотность. Уклон в сторону сиенитов является характерной особенностью состава Гумбейской группы интрузий. Данные гравиметрии дают основание предполагать близкий к гранитовому состав не вскрытых эрозий центральных частей массивов. Краткие сведения о массивах этой группы приводятся в табл. 35.

Таблица 35

Характеристика гранитоидов Гумбейской группы массивов

Массив	Размер, км	Вмещающие породы	Состав интрузивных пород	Породы жильной свиты
Балканский	2,5×7 (вытянут с запада на восток)	Эффузивы-порфириды. В юго-западном контакте превращены в амфиболиты и эпидозиты (кайма до 200 м)	В основном гранодиориты. Краевые фации (100—300 м) — диориты мелкозернистые и порфиroidные. Вблизи них сиениты и сиенито-диориты (пятна 200×200 м). Пятна в центре — граниты (граносиениты роговообманковые)	Плагиигранит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры. Роговообманковые, гранодиорит-порфиры, биотитовые гранит-порфиры
Требиатский	1,5×2	То же	Аналогичен Балканскому массиву	
Бурановский	3×10 (вытянут с северо-запада на юго-восток)	В основном порфириды	Гранодиориты, роговообманковые и пироксенсодержащие граносиениты, кварцевые сиениты, сиенито-диориты	1. Биотито-роговообманковые кварцевые диорит-порфиры (гранодиорит-порфиры) 2. Мусковитизированные биотитовые плагиигранит-порфиры 3. Биотито-роговообманковые гранит-порфиры

Колебания состава в массивах несомненно связаны с ассимиляцией вмещающих пород, представленных в значительной части порфиридами. В целом вся группа массивов несколько напоминает по составу магнитогорский комплекс. Главной чертой сходства является уклон в сторону щелочности, выражающейся в заметном развитии граносиенитовых и сиенитовых фаций. Близки также по составу и породы жильной свиты, прорывающие гранитоиды рассматриваемых групп массивов. Это сходство дало основание В. М. Сергиевскому (1948) относить Гумбейско-Верхнеуральскую группу массивов к магнитогорскому комплексу.

Однако некоторые петрографические отличия — отсутствие микропегматитов в гранитоидах, эффузивных аналогов гранитоидов, отсутствие габбро-диабазовых фаз интрузий, особенности металлогении (вольфрамоносность Гумбейской группы, в противоположность полному отсутствию вольфрама в скарнах магнитогорского комплекса) — противоречат такому представлению.

* *
*

В результате длительного изучения и прежде всего систематического геологического картирования выяснилась в основных чертах геологическая позиция гранитовых интрузий Урала, их формационная принадлежность, возрастное расчленение, морфология массивов, их внутреннее строение, история формирования, металлогеническая специализация, разделение мигматитовых комплексов и собственно гранитовых интрузий, наметилось расчленение интрузивных преобладающих и подчиненных по значению метасоматических гранитов.

В то же время, несмотря на значительный прогресс исследований за последние годы, многие важные вопросы геологического строения, состава и истории формирования гранитовых интрузий Урала продолжают оставаться невыясненными.

Важнейшей проблемой продолжает оставаться возраст и история формирования гранитовых интрузий Урала. Эта проблема включает в себя прежде всего выделение разновозрастных гранитоидов на геологической карте Урала с максимальным уточнением геологического возраста; отделение ранних гранодиоритовых фаз позднепалеозойских интрузий от гранитоидных интрузий среднего палеозоя, определение геологического возраста уже выделенных фаз (субформаций) позднепалеозойских интрузий (гранодиоритовой, гранитовой, аляскитовой, гранито-гнейсовой, наиболее молодых жильных комплексов). Уточнение возраста среднепалеозойских кислых интрузий и их возрастное расчленение (ранний карбон, поздний, средний, ранний девон, поздний силур); выделение доордовикских гранитоидов и их разделение на кембрийские и докембрийские.

Изучение истории формирования тесно связано с решением ряда петрологических вопросов. К ним относится прежде всего классификация уральских гранитов и гранитоидов не только по геологическому возрасту, но и по генезису, наметившееся пока только в основных чертах. Эта классификация предполагает выделение геологически самостоятельных гранитовых интрузий, изучение влияния состава вмещающих пород на состав гранитоидов в этих интрузиях, выделение гранитоидов, являющихся производными основных интрузий, гранитоидов, связанных тесно с эффузивными магматическими комплексами, метасоматических гранитов, гнейсо-гранитов и гранито-гнейсов, гранито-гнейсовых комплексов. Это расчленение требует установления петрографических и геохимических особенностей, отличающих различные генетические типы гранитоидов. Для решения этой задачи необходимо сравнительное изучение состава различных генетических типов гранитов и гранитоидов, в том числе состава отдельных породообразующих минералов, изучение элементов и минералов-примесей.

Изучение истории формирования гранитовых интрузий неотделимо от выяснения условий, в которых эти интрузии образовались, в первую очередь от глубины формирования. Поэтому одной из интересных задач исследований является выделение фаций глубинности гранитовых интрузий Урала, на основе комплексного изучения характера геологических структур, метаморфизма вмещающих толщ, структуры гранитов, особенности жильной свиты.

История и условия формирования гранитовых интрузий определяют также роль процессов метаморфизма — деформации, перекристаллизации и метасоматоза и образования состава и структуры гранитов.

Выяснение роли этих процессов требует тщательного анализа петрографических структур различных типов гранитов, выделения первичных и вторичных структур.

Остаются неясными некоторые вопросы морфологии и глубинного строения гранитовых массивов Урала, которые не решить без обязательного применения комплекса геофизических методов для проверки предположений о пологой или горизонтальной пластообразной форме залегания Челябинского и Джабык-Карагайского гранитовых массивов, установления глубины залегания пород, подстилающих граниты, выяснения распространения гранитов на глубине. Для выяснения морфологии ряда массивов еще не полностью исчерпаны методы обычного геологического картирования.

Частным, но важным практическим вопросом является выяснение геохимических особенностей гранитов с различной металлогенией, в первую очередь в связи с металлогенией редких элементов.

Изучение и решение поставленных вопросов истории и условий формирования гранитовых интрузий Урала должно проводиться одновременно с систематическим геолого-петрографическим изучением гранитовых массивов Урала путем геологических съемок и специальных петрографических работ, на основе систематизации и обобщения всего имеющегося материала по геологии и петрографии гранитовых интрузий Урала.

МЕТАМОРФИЗМ

Для Урала, как и для всякой типичной складчатой области, характерно широкое, хотя и неравномерное развитие процессов метаморфизма. Последние проявлялись на разных этапах его геологической истории, от докембрия до позднего палеозоя включительно, и представлены во всем разнообразии типов и видов. Связи проявлений метаморфизма с тектогенезом и магматизмом весьма сложны, многообразны и в настоящее время далеко не всегда ясны. Все проявления метаморфизма могут быть отнесены к одному из следующих собирательных типов: 1) региональному метаморфизму; 2) контактовому метаморфизму; 3) гидротермально-метасоматическому метаморфизму; 4) автометаморфизму и 5) динамометаморфизму.

Наиболее широко, естественно, развиты проявления регионального метаморфизма. Под этим названием на Урале, как и в других местах, нередко подразумеваются разнородные явления, объединяющим признаком для которых является только широкий площадной характер распространения.

С достаточной определенностью могут быть охарактеризованы, в качестве самостоятельных, следующие виды регионального метаморфизма.

1. Начальный (ранний) метаморфизм, относительно равномерно охватывающий большие площади в структурах миеогеосинклинальной зоны западного склона Урала и в некоторых участках прогибов восточного склона.

2. Разноступенный динамотермальный метаморфизм зон орогенной складчатости (региональный метаморфизм в узком смысле). В типичном виде этот метаморфизм представлен в областях поднятий — Центрально-Уральском, Восточно-Уральском и Зауральском, но в определенной структурной обстановке захватывает смежные с ними части прогибов, например южную суженную часть Тагильского мегасинклинория. Метаморфические пояса областей поднятий прослежены на сотни и тысячи километров вдоль всего Урала, при ширине, не превышающей первых десятков километров, и характеризуются зональным строением, обусловленным сменой ступеней метаморфизма по их простиранию и вкрест простирания.

Участки, на которых метаморфизм достигает высших ступеней (центры зональности), неизменно приурочиваются к ядрам крупных, обычно брахиформных антиклинальных структур внутри антиклинальных поднятий и включают гранитоидные образования, различные по форме проявления и генезису (метасоматические, магматические и, вероятно, реоморфические).

Как и в других складчатых поясах мира, на Урале установлен длительный, многостадийный характер развития регионального динамотермального метаморфизма. Признаки многократного метаморфизма — прогрессивного и регрессивного наиболее отчетливо выявляются на участках, где последний достигал средних и высоких ступеней. Развитые в пределах таких участков образования зачастую носят, по существу, полиметаморфический характер.

Несколько особняком стоят проявления динамотермального метаморфизма и полиметаморфизма, приуроченные к зонам глубинных разломов. Они характеризуются не только линейно-локализованным распространением с резким превышением длины зон над шириной, но иногда и своеобразием продуктов метаморфизма, среди которых установлены эклогиты и глаукофановые сланцы. Крупнейшая зона такого рода прослеживается с перерывами на громадном протяжении вдоль стька Центрально-Уральского поднятия с Тагильско-Магнитогорским прогибом. Менее протяженные зоны метаморфизма, контролируемые зонами разломов, установлены и в других местах, например на восточном обрамлении сысертского гнейсового комплекса (шелкунская зона) и в полосе сочленения Магнитогорского мегасинклинория с Уйским антиклинорием. В большинстве своем проявления динамотермального метаморфизма в зонах разломов исследованы недостаточно.

3. Зеленокаменный метаморфизм (перерождение) осадочно-вулканогенных формаций эвгеосинклинальных прогибов, в отличие от метаморфизма стадии складчатости и гранитоидного магматизма, сформировался вслед за накоплением осадочно-вулканогенных толщ на стадии геосинклинального погружения, вне связи с деформацией пород. В настоящее время ясно, что по геотектоническим условиям, времени проявления и причинам он представляет собой явление иного порядка, чем динамотермальный метаморфизм областей орогенной складчатости. Зеленокаменный метаморфизм проявился на громадных пространствах: в Тагильско-Магнитогорском и Восточно-Уральском прогибах, в синклинориях поднятий и на ряде участков осложняется наложением последующих этапов метаморфизма.

Проявления контактового метаморфизма известны на Урале в связи с интрузиями магм любого состава — от ультраосновного до кислого и щелочного, но характер и масштабы их, естественно, весьма неодинаковы. При этом наблюдаемые различия определяются не только вариациями температур и химической активности разных магм, но и рядом других факторов. Так, многие данные свидетельствуют о резко различном развитии контактового метаморфизма, связанного с интрузиями гранитовой формации, на разных глубинах становления интрузий. Во многих случаях эмпирически устанавливается определенная зависимость характера и интенсивности контактового метаморфизма, связанного как с кислыми, так и с основными интрузиями, от положения контактовых поверхностей в региональной структуре и от местных деталей складчатой и трещинной тектоники приконтактных зон. Наконец, направленность изменений и характер продуктов контактового метаморфизма меняется в зависимости от характера и уровня предшествующего регионального метаморфизма.

Все разнообразие факторов, оказывающих влияние на течение процессов контактового метаморфизма, не поддается учету. Можно лишь отметить, что в совокупности они создают широкий диапазон физико-химических и тектонических условий, в которых развиваются эти процессы. Крайним условиям отвечают, с одной стороны, резко локализованные ореолы термоконтального метаморфизма в зоне малых глубин и тектонически стабильной обстановки, сложенные типичными роговиками (контактный метаморфизм в узком смысле слова), а с другой — области контактового динамотермального метаморфизма глубинных уровней и тектонически активных зон, не столь явно связанные с интрузивными массами и сложенные породами, которые по минеральному составу, структурно-текстурным признакам и площадному распространению очень близки к продуктам средних и высоких ступеней регионального динамотермального метаморфизма.

В связи с этим возникают известные разногласия среди геологов о природе многих метаморфических комплексов Урала, относимых одними к производным регионального метаморфизма, а другими — к производным контактового метаморфизма (например, породы гнейсового облика из экзоконтакта Суундукского гранитного массива, амфиболиты Платиноносного пояса, поля гранито-гнейсов и т. д.). Отсюда же недостаточная общая определенность объема контактового метаморфизма и его границы с региональным динамотермальным метаморфизмом. Е. А. Кузнецовым (1963) использовано на Урале представление о регионально-контактовом типе метаморфизма, в котором сочетается действие факторов регионального и контактового метаморфизмов. По этой концепции трудности разграничения явлений контактового метаморфизма и регионального метаморфизма являются принципиальными, обусловленными самим характером процессов. Еще более широкий смысл заключен в понятии «магматический метаморфизм», развиваемом И. Ф. Трусовой применительно к Центрально-Казахстанской складчатой области, в геологическом развитии которой намечается много параллелей с Уральским складчатым поясом. Указанное понятие учитывает не только парагенетическую, но и генетическую связь метаморфизма с интрузиями.

На достигнутом уровне изученности явлений метаморфизма на Урале все затронутые вопросы остаются нерешенными и требуют дальнейших целеустремленных исследований.

Проявления гидротермально-метасоматического метаморфизма большей частью не являются, строго говоря, самостоятельными, обнаруживая связи либо с контактовым, либо с региональным метаморфизмом. В первом случае они вызываются послемагматическими растворами, причем метаморфизм боковых пород часто сопровождается автотермическими изменениями самих интрузивных пород. Во втором случае они выступают как составной элемент регрессивных этапов полиметаморфизма, а причины их недостаточно ясны. В конкретных примерах их предположительно связывают то с «послеметаморфическими» растворами, то с растворами, поступающими по зонам долгоживущих глубинных разломов, то, наконец, с растворами, отщепляющимися от интрузивных масс. Отдельную группу составляют проявления гидротермально-метасоматического метаморфизма, расположенные в удалении от видимых интрузий и вне областей полиметаморфизма. Обычно их также пытаются связать с различными проявлениями магматизма — нескрытыми интрузиями, вулканическими аппаратами, дайковыми сериями и т. п. Тем не менее, вопрос об источниках растворов остается в ряде случаев открытым. Это касается, в частности, источников медноколчеданного оруденения.

При всем многообразии генетических связей гидротермально-метасоматических явлений им свойственны некоторые общие черты. Это, во-первых, более или менее отчетливо выраженная приуроченность к зонам и участкам повышенной проницаемости (зонам и полям трещиноватости, зонам разломов и рассланцевания, поверхностям стратиграфических и интрузивных контактов и несогласий и т. д.). Во-вторых, это во многих случаях отчетливо проявленная многостадийность их развития, выражающаяся в смене парагенезисов и обусловленная изменением состава растворов с понижением температуры. Стадийный характер процессов находит отражение как в пространственных, так и во временных соотношениях продуктов метаморфизма, проявляясь соответственно в зональности расположения или в наложениях одних на другие. Направленность изменений состава растворов в целом согласуется с установленной Д. С. Коржинским для послемагматического этапа схемой эволюции растворов от ранней щелочной стадии к кислотной и поздней щелочной стадиям.

Наиболее распространенную группу гидротермально-метасоматических процессов составляют те, которые по терминологии Д. С. Коржинского отвечают кислотной и поздней щелочной стадиям. В то же время эта группа наиболее интересна с практической стороны, ибо к ней преимущественно принадлежат процессы гидротермального рудообразования и околорудного изменения вмещающих пород. Следует отметить, что в практике геологоразведочных и поисковых работ на Урале под гидротермально-метасоматическими (или просто гидротермальными) принято понимать процессы, входящие именно в указанную группу, в то время как процессы, совершающиеся на более ранних стадиях, предшествующих кислотной, связанные с прогрессивным этапом метаморфизма, большей частью либо вообще особо не подчеркиваются (например, привнос щелочей и магния в роговиках), либо рассматриваются отдельно от гидротермальных (скарнообразование и другие контактово-реакционные процессы).

Процессами автометаморфизма в разной мере затрагиваются все типы изверженных пород. Кроме простых, хорошо известных из литературы видов автометаморфизма, свойственных определенным типам пород, на Урале установлены более сложные проявления автометаморфизма. К их числу относятся прежде всего изученные А. А. Ефимовым (1963) на примере Кытлымского массива метасоматические процессы, развивающиеся в платиноносных массивах. Указанными процессами, совершающимися под воздействием растворов, генетически связанных с интрузией габбро-норитов, захватываются одновременно как эти последние, так и продукты более ранней самостоятельной интрузивной фазы — дуниты. Преобразование дунитов в данном случае не связано с их собственной послекристаллизационной эволюцией, поэтому отношение его к автометаморфизму требует, по-видимому, некоторого расширения этого понятия.

При всей относительной определенности характера и локализации явлений автометаморфизма их диагностика нередко встречает большие трудности. Дело в том, что имеющиеся данные далеко не всегда позволяют безошибочно устанавливать автометаморфическую природу вторичных изменений магматических пород, поскольку такие же изменения происходят и под влиянием внешних причин. Можно лишь утверждать, что независимо от природы изменений, совершающихся в изверженных породах после отвердевания, характер и степень их (аналогично тому, как это было подчеркнуто для контактового метаморфизма) находятся в определенной зависимости от геотектонической обстановки, в которой сформировались и в дальнейшем находились интруз-

зии. Так, например, гипербазитовые интрузии, залегающие в максимально сжатой части Тагильского мегасинклинория (в промежутке между Уфалейским и Сысертским антиклинориями), по данным А. Д. Ракчеева, нацело серпентинизированы, а участками испытали более высокотемпературный наложенный метаморфизм. Аналогичные интрузии, расположенные севернее в пределах той же структуры и южнее в пределах Магнитогорского мегасинклинория на площадях слабых дислокаций, серпентинизированы не полностью. Несомненно, что стопроцентная серпентинизация перидотитов в первом случае обусловлена совместным действием автометаморфизма и регионального метаморфизма. Такого же рода зависимости устанавливаются и для габбровых интрузий.

Проявления динамометаморфизма, локализованные в виде узких, но иногда весьма протяженных зон рассланцевания, милонитизации, катаклаза, нередко фиксируют крупные смещения, пограничные и «шовные» разломы и т. п. Во многих случаях деформация пород сопровождается или предшествует их гидротермально-метасоматическому изменению.

Ниже дается краткая характеристика выделенных типов метаморфизма, за исключением процессов автометаморфизма, в достаточной степени охарактеризованных при описании соответствующих магматических пород.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Начальный метаморфизм

На площадях проявлений начального метаморфизма распространены слабометаморфизованные преимущественно осадочные породы, степень метаморфизма которых, вероятно, отвечает температурным условиям цеолитовой фации по Ф. Тернеру и Дж. Ферхугену, достигая низшей серицито-хлорито-карбонатной субфации зеленосланцевой фации. Характерна тесная перемежаемость низкотемпературных филлитовидных сланцев с частично метаморфизованными или практически неметаморфизованными породами (аргиллитами, известняками, песчаниками). Степень метаморфизма (раскристаллизация пелитового и карбонатного материала, регенерация обломков) меняется от слоя к слою и находится в ясной зависимости от интенсивности деформаций пород, оказывающей «каталитическое» действие и зависящей, в свою очередь, от состава и крупности зерна в осадках. Слои тонкозернистых, в особенности глинистых, осадков восприимчивее к тектоническим напряжениям, нежели переслаивающиеся с ними слои песчаников, в них развивается кливаж, близкий по характеру к кливажу течения, и происходит перекристаллизация, в то время как в песчаниках в тех же условиях образуется кливаж скальвания или даже кливаж разлома, а перекристаллизация почти не происходит. Именно в такой обстановке формируются толщи тесно переслаивающихся низкотемпературных филлитов, слабометаморфизованных аргиллитов и известняков и практически неметаморфизованных песчаников, столь характерные для таких типичных областей начального метаморфизма, как Каратауская структура Башкирского мегантиклинория.

В зонах проявления региональных деформаций «сквозного» типа с развитием сланцеватости (кливажа течения) горные породы испытывают более полное преобразование, вплоть до превращения в низкотемпературные филлиты и зеленые сланцы. Указанные продукты ме-

таморфизма характеризуют условия метаморфизма, переходные от начального к зеленосланцевой фации регионального динамотермального метаморфизма. Примером таких зон могут служить Ямантауский и Кваркушко-Каменогорский антиклинории.

Для суждения о времени проявления начального метаморфизма и метаморфизма «переходного» характера имеется мало данных. В качестве критериев могут использоваться в основном соотношения с интрузиями, прорывающими метаморфизованные толщи. Так, например, о возрасте метаморфизма пород бурзянской серии можно судить по абсолютному возрасту Бердяушской и Кусинской интрузий, равному 1400 млн. лет (данные Л. Н. Овчинникова и М. А. Гаррис). Таким образом, начальный метаморфизм пород бурзянской серии произошел, вероятно, в эпоху накопления этих пород, завершившуюся бакальской фазой складчатости (Гарань, 1960).

Региональный динамотермальный метаморфизм

На Урале динамотермальный метаморфизм проявлен в интервале термодинамических условий от низших ступеней зеленосланцевой фации до высших ступеней амфиболитовой фации на грани ее перехода в гранулитовую фацию. На локальных площадях осуществлялись условия эклогитовой фации.

Во многих случаях представляется возможность расчленить фации на субфации или ступени. Так, на площадях господства зеленосланцевой фации нередко пространственно обособляются парагенезисы с актинолитом или биотитом, фиксирующие высокотемпературную ступень фации, и парагенезисы без указанных минералов, отвечающие низкотемпературной серицито-хлоритовой ступени. В тех и других присутствуют кварц, альбит, эпидот и другие минералы. На детально изученных участках намечается более дробное расчленение.

Менее определенно имеющиеся данные характеризуют эпидото-амфиболитовую фацию. Это обусловлено в основном известными из литературы расхождениями в понимании объема и границ данной фации. Многие исследователи Урала вообще не выделяют эпидото-амфиболитовую фацию, относя отвечающие ей образования частью к зеленосланцевой, частью к амфиболитовой фациям. Но в ряде других исследований, проведенных преимущественно в последние годы, рассматриваемая фация охарактеризована определенными минеральными ассоциациями.

В рамках амфиболитовой фации иногда удается наметить ряд температурных ступеней, в частности в продуктах метаморфизма глинистых пород. По имеющимся материалам, в последних могут быть в общем случае выделены три субфации, фиксируемые следующими парагенезисами: 1) ставролит и (или) кианит-мусковит; 2) силлиманит-мусковит; 3) силлиманит-ортоклаз. Кроме перечисленных критических минералов в парагенезисе с ними во всех трех субфациях обычно присутствуют в качестве главных минералов кварц, биотит, алмадин, иногда плагиоклаз.

Но следует отметить, что, хотя кианит и ставролит устойчиво существуют, в ряде конкретных случаев кианит фиксирует несомненно более высокотемпературную ступень, чем ставролит (уфалейский и златоустовский комплексы), а последний, по-видимому, сохраняет устойчивость в условиях эпидото-амфиболитовой фации (восточное обрамление сысертского комплекса). Известно совместное нахождение кианита и силлиманита (ильменогорский комплекс), кианита, силлиманита и андалузита (Михайловское месторождение кианитов в Коч-

карском районе), силлиманита, кианита и ставролита (сысертский комплекс). Эти случаи, по-видимому, не так редки и фиксируют большей частью, насколько можно судить по имеющимся скудным данным, неравновесные ассоциации.

Менее надежно разделение амфиболитовой фации на субфации по минеральному составу амфиболитов, представляющих собой в основном продукты метаморфизма основных эффузивов и туфов. Кианитовой ступени отвечают, по-видимому, безэпидотовые и гранатовые амфиболиты с андезином (уфалейский комплекс). На силлиманитовой ступени, вероятно, образуются, при прочих равных условиях, амфиболиты с более основным плагиоклазом — до лабрадора, а также амфиболиты с клинопироксеном и диопсидо-скаполитовые породы (ильменогорский, мариновский и другие комплексы).

Зафиксированный на Урале максимум регионального метаморфизма (не считая проявлений эклогитовой фации) отвечает силлиманито-ортоклазовой субфации амфиболитовой фации или переходным условиям от амфиболитовой к гранулитовой фации. Породы с минеральной ассоциацией микроклин — пертит — кварц — силлиманит — гранат (альмандин — пироп), относящиеся к этой субфации, пользуются определенным площадным распространением на южном окончании Вишневогорского миаскитового массива.

Явления регионального метасоматоза, сопряженного с динамотермальным метаморфизмом, свойственны главным образом высокотемпературным зонам, где проявляются также процессы ультраметаморфизма, рассматриваемые ниже. В средне- и низкотемпературной зонах метасоматические явления развиваются большей частью локально и являются наложенными, обычно диафторическими. Вместе с тем описаны проявления метасоматической альбитизации в низкотемпературной зоне, охватывающей большие площади (южная часть Златоустовского района, плато Кваркуш). При этом источники натрия недостаточно ясны. Известна попытка объяснить альбитизацию в Златоустовском районе близостью нескрытых гранитов (М. И. Гарань), что по многим соображениям маловероятно. Более правильным представляется объяснение, согласно которому альбитизация (с одновременной хлоритизацией биотита) является диафторическим процессом, связанным со среднепалеозойским этапом метаморфизма в соседнем Магнитогорском мегасинклинии (Т. И. Фролова). Таким образом, в данном случае метасоматоз опять-таки связан с полиметаморфическим диафторезом, а не с прогрессивным этапом.

Метаморфизм эклогитовой фации и фации глаукофановых сланцев

Условия эклогитовой фации метаморфизма возникали на Урале локально. Все известные участки развития эклогитов и их низкотемпературных эквивалентов — глаукофановых сланцев — тяготеют к зоне глубинного разлома, разделяющего на всем протяжении Урала миогеосинклиналичную и эвгеосинклиналичную части палеозойской геосинклинали и фиксируемого поясами гипербазитов. Эклогиты распространены в пределах башкирской части Урала в составе максютовского метаморфического комплекса (Ленных, 1963) и на Полярном Урале в восточной части Харбейского антиклинория (Молдаванцев, 1963; Удовкина, 1963). В обоих случаях эклогиты слагают линзы (будины) и пластообразные тела, реже жилообразные тела среди докембрийских метаморфических образований, претерпевших многократный метаморфизм.

На Среднем Урале породы эклогитового типа описаны Г. М. Виноградской и А. П. Казаком в составе куртинской свиты на восточном крыле Уфалейского антиклинория, т. е. также в зоне вышеупомянутого разлома. Другими геологами эклогитовая природа этих пород не подтверждается. Таким образом, вопрос о находках эклогитов в пределах описываемой территории пока остается открытым.

Эклогиты возникли в период прогрессивного метаморфизма, возраст которого на Полярном Урале составляет, по данным Н. Г. Удовкиной, 615 млн. лет (определен калий-аргоновым методом). На следующем этапе, носившем регрессивный характер, происходила частичная амфиболитизация эклогитов и преобразование их в глаукофановые сланцы. Метаморфизм данного этапа захватил и ордовикские отложения, вызвав в них изменения прогрессивного характера, но не затронул отложений силура. Проявления его также локализованы в зоне сочленения эвгеосинклинальной и миогеосинклинальной частей палеозойской геосинклинали, но распространены значительно шире, чем проявления первого этапа, и зафиксированы в ряде пунктов в пределах описываемой территории, в частности на восточном крыле Уфалейского антиклинория (Г. А. Кейльман, А. П. Казак). По-видимому, на рассматриваемом этапе метаморфизма возникла на Среднем Урале полоса глаукофановых сланцев, прослеженная на расстоянии свыше 150 км вдоль стыка Центрально-Уральского антиклинория и Тагильского прогиба (Е. П. Молдаванцев, М. Ф. Заболотская). Метаморфизмом затронуты кембрийские и ордовикские отложения. Явления глаукофанитизации спорадически проявились в ряде других пунктов — к югу от Кытлымского платиноносного массива (А. А. Ефимов) и севернее дунитового массива горы Соловьевой (Л. М. Минкин).

Условия образования эклогитов на Южном и Полярном Урале, по данным изучавших их геологов, неодинаковы. В. И. Ленных указывает, что на Южном Урале метаморфизм эклогитовой фации протекал в условиях высокого гидростатического давления и высокой температуры. Следующий этап, названный им «глубинным диафорезом», осуществлялся в обстановке сильного стресса и складчатых движений, при интенсивном развитии гидротермально-метасоматических явлений с высокой активностью Na и других элементов.

Напротив, на Полярном Урале, по мнению Ю. Е. Молдаванцева, прогрессивный метаморфизм связан с интенсивными дифференциальными движениями (с развитием структур — будинаж) в обстановке от альбит-эпидот-амфиболитовой до амфиболитовой фации, а регрессивный метаморфизм протекал в относительно спокойной обстановке.

Генетическая природа эклогитов также различна. Б. В. Чесноков (1963) установил на Южном Урале три группы эклогитов: 1) рутиловые эклогиты, являющиеся продуктом метаморфизма габброидов типа габбро-диабазов с вкрапленным титаномагнетитовым оруденением (кусинского типа); 2) обычные эклогиты, образовавшиеся также при метаморфизме габброидов, но не несущих титаномагнетитового и ильменитового оруденения; 3) эклогитовые сланцы — продукт изменения осадочных пород.

Две генетические группы эклогитов описаны Н. Г. Удовкиной, (1963) на Полярном Урале. Подавляющая часть эклогитов первой группы образовалась за счет плагиоклазовых перидотитов и оливковых габбро и габбро-норитов в условиях натриевого метасоматоза при больших давлениях. Эклогиты второй группы возникли путем метаморфизма эффузивных пород (диабазов или диабазовых порфириров). В небольших масштабах процессы эклогитизации связаны с воздействием гранитоидов на основные и ультраосновные породы.

Метаморфизм фации глаукофановых сланцев, как видно из изложенного, проявлялся на Южном и Полярном Урале в пространственной близости и, вероятно, генетическом родстве с предшествовавшим ему метаморфизмом эклогитовой фации. На Южном Урале массивные эклогиты прямо переходят в более или менее рассланцованные глаукофановые породы. Ореол глаукофанизации отмечен также во вмещающих эклогиты породах. Однако здесь же встречаются глаукофановые сланцы, не имеющие видимой связи с эклогитами. Нет никаких указаний на наличие каких-либо реликтов пород эклогитовой формации в североуральской полосе глаукофановых сланцев.

В заключение следует сказать, что условия проявления метаморфизма эклогитовой фации и фации глаукофановых сланцев на Урале, как и во всем мире, недостаточно ясны. В строении уральских эклогитоносных комплексов установлен ряд противоречивых особенностей, хорошо известных из литературы по этому вопросу.

Явления ультраметаморфизма и основные черты мигматитовых комплексов

Проявления метаморфизма амфиболитовой и частично эпидот-амфиболитовой фации нередко осложняются наложенными процессами ультраметаморфизма, формирующими мигматитовые комплексы. Широкое распространение мигматитовых комплексов на Урале и их характерные черты были установлены в последние годы главным образом благодаря исследованиям Г. А. Кейльмана (1958, 1961, 1963а, б, 1964). Мигматитовые комплексы неизменно выступают в ядрах антиклинальных структур внутри антиклинальных поднятий I порядка и относятся в каждом случае к низам обнажающегося разреза.

Типичным представителем рассматриваемых комплексов является детально изученный Г. А. Кейльманом (1964) уфалейский комплекс, который ранее считался крупным гранитным массивом. По данным Г. А. Кейльмана, в зоне эпидот-амфиболитовой фации ультраметаморфические явления выражаются только в гранитизации. Продукты интенсивной гранитизации представлены альбитовыми гранито-гнейсами и подчиненными им жильными породами того же состава. В зоне амфиболитовой фации с ультраметаморфизмом связано образование разнообразных морфологических типов мигматитов, гранито-гнейсов, а также метасоматических и анатектических гранитоидов, представленных пегматитами, аплитовидными и нормальными гранитами. Последние не образуют крупных сплошных масс, а рассредоточены в виде бесчисленных жильных тел и бескорневых обособлений. Единственный относительно небольшой массив гранитоидов повышенной основности, расположенный в районе Нижне-Уфалейского пруда, имеет, по Г. А. Кейльману, анатектическое происхождение. Данные гравиметрии свидетельствуют об отсутствии крупных гранитных масс и на глубине.

Сопоставление имеющихся данных по известным уральским мигматитовым комплексам показывает, что в них обнажаются срезы разной глубинности, отвечающие в целом уровню образования метасоматических гранитоидов и начальных явлений реоморфизма. Отчетливо проявлен неравномерный избирательный характер процессов гранитизации и ее зависимость от химического состава замещаемых пород и тектонической обстановки. Наиболее легко и полно преобразуются плагиоклазовые и глиноземистые гнейсы, а наиболее устойчивы против гранитизации карбонатные породы и кварциты. Промежуточное положение занимают амфиболиты, нередко сохраняющиеся при гранитизации в виде целых пластов или разобщенных реликтов. В. Я. Левиным

и Ю. Д. Панковым (1963) описан стадийный характер гранитизации амфиболитов южной части Ильменских гор. На ранней стадии, названной ими «плаггиогнейсовым перерождением», процесс совершается с привносом натрия и кремния и приводит к замещению парагенезиса андезин — роговая обманка парагенезисом олигоклаз — кварц — биотит. С плаггиогнейсами ассоциируют слоистые пироксен-скаполитовые породы, которые возникли, по мнению В. Я. Левина, и др., путем осаждения выносимых из гранитизируемых пород избыточных количеств Mg, Ca и Fe, т. е. фиксируют фронт «базификации». Однако не исключено, что, по крайней мере частью, они являются продуктами регионального метаморфизма известково-мергелистых пород. На более поздней стадии плаггиогнейсы претерпевают «гранито-гнейсовое перерождение», совершающееся с привносом калия. Отмечается также прямое преобразование амфиболитов в гранито-гнейсы, минуя стадию плаггиогнейсового перерождения. Характерно весьма неравномерное по площади развитие процессов гранитизации на поздних стадиях развития мигматитовых комплексов. Некоторые данные говорят о том, что в отличие от объемно-регионального характера гранитизации ранних стадий, гранитизация поздней стадии приурочена к структурно-ослабленным направлениям (зонам разломов, структурным несогласиям и т. п.) и обнаруживает определенную связь с главной фазой позднепалеозойской гранитной интрузии. Иными словами, процесс гранитизации поздней стадии генетически сближается с процессами глубинного контактового метаморфизма, подходя под определение «магматического метаморфизма» по И. Ф. Трусовой.

Важнейшей чертой мигматитовых комплексов, подчеркнутой на Урале А. А. Прониным и особенно Г. А. Кейльманом, является большая длительность и полиэтапность их формирования с многократным возобновлением гранитообразующих процессов. Несколько этапов образования гранитоидов в уфалейском комплексе устанавливается как по наблюдавшимся в поле взаимоотношениям так и по определениям абсолютного возраста гранитоидных пород, давших следующие группы цифр (в млн. лет): 1100—1215; 430—455; 355—370 и 280—315. Близкое соответствие этих цифр границам выделяемых на Урале крупных геотектонических этапов позволило Г. А. Кейльману сформулировать важный вывод о связи возобновляющихся явлений гранитизации и анатексиса в уфалейском комплексе с указанными этапами. Этот вывод все более подтверждается на материале других мигматитовых комплексов Урала. При этом ранние стадии ультраметаморфизма характеризуются, по Г. А. Кейльману, метасоматической гранитизацией с развитием в гнейсах очковых порфиробласт полевого шпата и тонких прожилков аплитового состава, а последующие — все более возрастающей ролью анатектических явлений. Указанная последовательность проявляется не только во времени — в пределах одного комплекса, но и в пространстве, выражаясь в резком увеличении количества гранитов в составе мигматитовых комплексов в направлении с запада на восток.

В мигматитовых ядрах антиклинорий Восточно-Уральского поднятия размещаются частично или целиком крупнейшие гранитовые интрузии Урала. Необходимо отметить сложность наблюдаемых соотношений гранитов с вмещающими породами, которые в одних случаях характеризуются постепенными переходами от гнейсов через гранито-гнейсы к гнейсовидным гранитам, в других случаях — контактовыми изменениями гнейсов (перекристаллизацией, метасоматозом, диафторезом). Можно назвать примеры гранитоидных массивов, которым свойственны отношения первого типа (Увильдинский, Аргазинский, Сысертский) или второго типа (Джабык-Карагайский), но в целом

в каждом комплексе, где интенсивно проявился позднепалеозойский интрузивный этап, обнаруживаются в тесном переплетении признаки того и другого типа отношений, отражающих, по-видимому, разное положение магматического фронта относительно наблюдаемого эрозионного среза на разных этапах развития гнейсово-мигматитовых комплексов.

Зеленокаменный метаморфизм пород осадочно-вулканогенных комплексов

Этот метаморфизм проявляется на ранней стадии развития эвгеосинклинали до интенсивных складчатых движений орогенной стадии. Самостоятельное значение данного вида метаморфизма в последние годы неоднократно подчеркивалось С. Н. Ивановым (1964).

В частях прогибов, вовлеченных впоследствии в орогенную складчатость, как и в локальных зонах рассланцевания внутри прогибов, устанавливается наложение соответственно регионального динамометаморфизма или динамометаморфизма на зеленокаменный. В равной мере во всех случаях отчетливо устанавливается наложение контактового и гидротермального метаморфизма на зеленокаменный. Таким образом, в любых проявлениях полиметаморфизма зеленокаменное перерождение неизменно является самым ранним процессом и нередко полностью затушевывается более поздними процессами.

Прямое подтверждение раннего — вслед за накоплением — зеленокаменного перерождения вулканогенных толщ приведено С. Н. Ивановым и В. М. Нечехиным. По их наблюдениям, на Южном Урале интенсивное зеленокаменное изменение захватило эффузивы среднего девона и лишь в слабой мере затрагивает вулканогенные толщи верхнего девона и нижнего турне. Обломки среднедевонских эффузивов содержатся в граувакках верхнего девона, причем неальбитизированные разновидности (с калишпатом) среди них не встречены. В то же время в граувакках обнаружены единичные обломки калиевых гранитоидов, свидетельствующие об устойчивости калиевого шпата в условиях образования осадочной толщи. Эти факты говорят о том, что альбитизация эффузивов среднего девона произошла до их размыва и отложения в виде обломков в граувакках верхнего девона.

Процессы регионального зеленокаменного перерождения, как принято считать, охватываются температурными условиями зеленосланцевой фации метаморфизма. В последнее время ряд исследователей Южного Урала (С. Н. Иванов, В. М. Нечехин, В. А. Маркс) начал выделять в качестве самостоятельной пумпеллит-пренитовую фацию, отвечающую самым низкотемпературным условиям зеленокаменного метаморфизма. По минеральным парагенезисам указанная фация, как и зеленосланцевая, расчленяется ими на ряд температурно-минералогических ступеней.

Химическая сторона зеленокаменного изменения эффузивов рассмотрена Д. С. Штейнбергом, выделившим три вида метаморфизма: а) водный, б) углекислый, накладывающийся на водный, в) альбитизацию.

Водный и водно-углекислый метаморфизм протекает без существенного изменения химического состава пород (с добавлением H_2O или H_2O и CO_2) и выражается в разложении плагиоклаза, пироксена и стекла с развитием вторичных гидроксилсодержащих силикатов, алюмосиликатов и карбонатов. Альбитизация может, по Д. С. Штейнбергу, развиваться по разным схемам и сопровождаться различными измене-

ниями химического состава пород. Наиболее распространенным и простым видом альбитизации является спилитизация, при которой остаются инертными SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 и Fe, несколько уменьшается содержание Са и Mg, удаляется К и привносится Na, H_2O и CO_2 . Избыток глинозема, образующийся при замещении анортита альбитом, вместе с Са, Mg и Fe, поступающими из разложенных пироксена и стекла, фиксируется в эпидоте и хлорите, а освобождающийся кремнезем идет на построение альбита. Альбитизация «спилитового» типа проявляется не только в шаровых лавах, но и в диабазах. Гораздо реже процесс протекает с полным удалением Са и завершается образованием хлоритоальбитовых пород. Наконец, альбитизация может сопровождаться метаморфической дифференциацией с образованием эпидозитов.

К интересным выводам о зависимости явлений альбитизации вулканогенных пород от условий их образования пришел недавно С. Н. Иванов (1964). По его данным, сильно измененные альбитизированные породы обнаруживают признаки формирования в глубоководной обстановке. Напротив, слабо измененные породы часто имеют явные признаки мелководного и наземного происхождения. Различия глубины формирования и связанная с этим разница парциального давления кислорода, обуславливают различную геохимическую подвижность натрия и калия, в результате чего из одинаковых по составу продуктов извержения формируются то недифференцированные диабазоспилитовые и дифференцированные спилито-кератофировые формации натриевой серии (измененные), то соответственно порфиритовые и диабазо-порфиритовые формации калиево-натриевой серии (неизмененные).

Формации измененных пород натриевой серии подчинены локальные зоны проявления интенсивного гидротермального метасоматоза, к которым приурочены уральские колчеданные месторождения. В этих зонах на месте кислых пород образуются кварцево-серицитовые, серицитовые, хлорито-серицитовые сланцы и породы, иногда с участием алюмокварцитов. По основным породам образуются сланцы и породы, существенно состоящие из хлорита. Источники растворов, вызывающих метасоматоз, и факторы локализации участков изменения пород не установлены. Большей частью зоны метасоматоза совпадают с локальными зонами трещиноватости, рассланцевания, смятия. Некоторые геологи (Иванов и др., 1963) указывают на приуроченность гидротермально-измененных пород на Южном Урале к сводовым частям особых вулканогенных брахиантиклиналей, возникающих на участках активной вулканической деятельности около питающих каналов. Метасоматоз вызывается, по их представлениям, послемагматическими растворами.

В формациях калиево-натриевой серии проявления гидротермального метасоматоза менее развиты и представлены вторичными алюмокварцитами казахстанского типа, не сопровождающимся колчеданным оруденением. По данным Н. Н. Чуриловой и др., вторичные кварциты образуются на малых глубинах в контакте с субвулканическими диоритовыми интрузиями.

О причинах зеленокаменного перерождения высказано немало предположений, однако в настоящее время их пока нельзя считать выясненными. Широкое и относительно равномерное развитие зеленокаменного перерождения на значительных площадях свидетельствует о региональных масштабах действия агентов метаморфизма. Это обстоятельство не позволяет, в частности, связывать региональный зеленокаменный метаморфизм с фумарольно-сульфаторной деятельностью вулканических аппаратов.

Возраст

Расчленение регионального динамотермального метаморфизма по возрасту, т. е. установление его связей с определенными тектоно-магматическими этапами геологической истории Урала, во многих случаях наталкивается на большие трудности. Эти трудности вызываются в основном двумя причинами, действующими порознь или вместе. Во-первых, неясностью возраста осадочно-вулканогенного субстрата метаморфических образований, особенно производных высших ступеней метаморфизма и ультраметаморфизма, и, во-вторых, наложением метаморфизма нескольких этапов на одни и те же породы, сопровождаемым то более, то менее существенной тектонической, структурно-текстурной и минеральной перестройкой их. Следствиями последней являются нередко сильно завуалированные истинные структурно-стратиграфические отношения разных частей разрезов глубоко метаморфизованных серий, а также ограничение возможности использования определений абсолютного возраста, которые характеризуют, главным образом, лишь последние этапы метаморфизма.

Но названные трудности проявляются в разных местах неодинаково. В полной мере они сказываются в Восточно-Уральском поднятии, где наряду с отсутствием геологических данных о возрасте субстрата гнейсов и мигматитов очень сильно выражено влияние позднепалеозойского этапа регионального метаморфизма и гранитных интрузий, нивелирующих следы предшествующих этапов метаморфизма. Определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом неизменно показывают молодой (позднепалеозойский) возраст как гранитов, так и вмещающих гнейсов.

Напротив, в метаморфических комплексах Центрально-Уральского поднятия, в относительно слабой мере затронутых региональным динамотермальным метаморфизмом позднепалеозойского этапа и к тому же в целом лучше стратиграфически охарактеризованных, следы многоэтапного метаморфизма нередко сохраняются и поддаются дифференцированному учету. При этом выясняется ведущая роль не самых последних, а именно — древних этапов метаморфизма, которые протекали в наиболее высокотемпературной обстановке и в главных чертах определили наблюдаемый ныне состав и облик метаморфических пород.

Несмотря на существующие трудности датировки проявлений регионального динамотермального метаморфизма, имеющиеся данные в совокупности позволяют не только судить о хронологической последовательности этапов регионального метаморфизма на Урале (которая, естественно, отвечает последовательности геотектонических циклов и этапов), но и наметить площади преимущественного проявления метаморфизма для каждого из главных этапов.

Проявления самого древнего архейского и раннепротерозойского регионального динамотермального метаморфизма и ультраметаморфизма в своем развитии и распространении с формированием Уральского складчатого пояса не связаны. Они приурочены к кристаллическому фундаменту Русской платформы. Глубоко метаморфизованные и гранитизированные образования архея вскрыты глубоким бурением в ядре южной половины Татарского свода кристаллического основания Русской платформы. Из изученных наиболее древними являются кварцево-биотито-плагиоклазовые гнейсы с. Новое Ибрайкино — 2165 млн. лет и гранато-биотитовые гнейсы с. Южное Ромашкино — 2005 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960). Для пород восточного склона Татарского свода, представленных биотитовыми гнейсами и метасоматическими гранито-гнейсами, получены несколько меньшие цифры — 1600—

1900 млн. лет (там же), указывающие на протерозойский возраст. На дневную поверхность породы кристаллического цоколя выходят только в одном месте, уже в пределах горного Урала — в ядре Тараташско-Ямантауского антиклинория. Они слагают здесь тараташский комплекс, охарактеризованный выше при описании стратиграфии докембрия. Определениями абсолютного возраста альфа-свинцовым методом по цирконам установлен весьма древний архейский возраст метаморфического субстрата нижней толщи — 3250—3300 млн. лет и несколько более молодой, но тоже архейский возраст субстрата верхней толщи — 2700—2800 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964). Интрузивные породы характеризуются меньшими цифрами абсолютного возраста, чем субстрат, в котором они залегают. К архею относится Шигирский массив, прорывающий нижнюю толщу (2600 млн. лет). Еще моложе, по данным тех же авторов, Аршинский и Тараташский массивы (2000—2100 млн. лет). Ряд более поздних этапов наложения гранитизации и метасоматоза на древние гнейсы улавливается рубидий-стронциевым и калий-аргоновым методом и характеризуется возрастными интервалами: 1660—1800 млн. лет; 1150—1200 млн. лет; 270 млн. лет (Овчинников, Дунаев, Краснобаев, 1964; Гаррис, 1964).

Следующая группа проявлений регионального динамотермального метаморфизма связана с позднепротерозойско-кембрийским тектономагматическим циклом развития Уральского складчатого пояса. Основной областью их распространения является осевая зона Центрально-Уральского поднятия, где они представлены производными всех ступеней — от зеленосланцевой до амфиболитовой фации и ультраметаморфизма. На Приполярном Урале заключительная фаза метаморфизма в Центрально-Уральском поднятии сопряжена с позднекембрийской (салаирской) интрузией гранитов (абсолютный возраст по калий-аргоновому отношению 490—525 млн. лет, данные М. В. Фишмана). На восточном склоне Урала следы регионального метаморфизма позднепротерозойско-кембрийского цикла зафиксированы по геологическим данным и определениям абсолютного возраста в Зауральском поднятии в домезозойском фундаменте Тургайского прогиба.

Остается пока проблематичным участие метаморфических процессов рассматриваемого цикла, как и само наличие доордовикских отложений в структурах Восточно-Уральского поднятия. Ряд геологов то и другое определенно отрицают. Однако такое заключение кажется преждевременным. В последнее время получены доказательства доордовикского возраста субстрата (а вероятно, и главного этапа метаморфизма) гнейсов адамовского комплекса. По ряду других комплексов также имеются данные, если строго не доказывающие древний возраст их субстрата и главного этапа метаморфизма, то, во всяком случае, допускающие такого рода предположения.

Выделяющиеся внутри позднепротерозойско-кембрийского цикла по данным определения абсолютного возраста временные рубежи проявлений магматизма и метаморфизма увязываются с тектоническими фазами, установленными М. И. Гаранем (1960) в области Урал-Тау и Башкирского антиклинория. Наибольшими значениями абсолютного возраста (1370—1390 млн. лет) характеризуются губенские гранито-гнейсы (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964); эти цифры отвечают бакальской фазе складчатости. Можно предполагать, что они характеризуют также время максимума прогрессивного метаморфизма в кувашской подзоне Уралтауского антиклинория. По-видимому, на этом этапе метаморфизма здесь возникли высокотемпературные гнейсы и сланцы с кордиеритом, реликты которого, уцелевшие от наложения более поздних процессов, описаны Г. М. Виноградской (1963).

Несколько меньшими цифрами (1100—1215 млн. лет, Овчинников и др., 1957) характеризуется главный этап прогрессивного метаморфизма в уфалейском комплексе (Кейльман, 1964). Данный этап метаморфизма, сопряженный с мощной авзянской тектонической фазой, проявился, по-видимому, весьма широко. Следы его установлены, по определению абсолютного возраста, в Губенском массиве и тараташском комплексе (Овчинников и др., 1964). В последнем с ним связана метасоматическая микроклинизация.

Следующая группа цифр, относящаяся, по-видимому, к широко проявленным процессам регионального метаморфизма, сопряженным с миньярской фазой складчатости, имеет порядок 650 млн. лет со значительными колебаниями в обе стороны. А. П. Казак приводит цифры 650—750 млн. лет (определенные калий-аргоновым методом по мусковитам) как характеризующие возраст регионального метаморфизма древних комплексов южной части Урал-Тау в условиях зеленосланцевой, амфиболитовой и эклогитовой фаций. Близкая цифра возраста (615 млн. лет) приводится для процесса эклогитизации на Полярном Урале (Удовкина, 1963). Верхний возрастной предел метаморфизма контролируется здесь тем, что последним поражаются только доордовикские отложения.

Цифра 650 млн. лет (наряду с более молодыми) определена М. А. Гаррис (1964) по мусковиту из филлита окрестностей г. Златоуста. Ею же указывается возраст 650—750 млн. лет для метасоматической серицитизации эффузивов машакской свиты. Близкими цифрами абсолютного возраста (640—660 млн. лет) характеризуются диафоритические изменения в гнейсах тараташского комплекса, и локальные метасоматические явления (биотитизация амфиболитов Южно-Кусинского месторождения титаномагнетитов, лиственизация карбонатных пород и серпентинизация диабазов в Бакальском районе и т. д., (Гаррис, 1964). Последние, хотя и не относятся к проявлениям регионального динамотермального метаморфизма, свидетельствуют о широких масштабах развития на рассматриваемом этапе различных метаморфических процессов.

Заключительный этап метаморфизма, сопряженный с байкальской тектонической фазой, фиксируется цифрами абсолютного возраста от 500 до 560 млн. лет. В Уралтауской зоне возраст 550—560 млн. лет установлен в гнейсах александровского комплекса, в углисто-филлитовых сланцах Саткинского района (Гаррис, 1964) и, по предварительным данным, в биотито-альбитовых сланцах района Семibrатского магнетитового месторождения, т. е. в значительно удаленных друг от друга пунктах.

Однако в отличие от предыдущих этапов метаморфизма, отмеченных в пределах определенных структурно-фациальных зон Уралтауского антиклинория максимумом метаморфизма и, следовательно, выступающих в качестве главных этапов, значение данного этапа в области Урал-Тау, по имеющимся сведениям, слабо охарактеризовано. Уместно напомнить, что на Полярном Урале, где с этим этапом сопряжены интрузии гранитов, он является, несомненно одним из главных.

По Зауральскому поднятию имеются определения возраста кварцево-сланцевых сланцев и кварцевых амфиболитов Мариновского комплекса — 525—535 млн. лет и гранитов Наследницкого массива — 490—525 млн. лет (Овчинников и др., 1964). Геологические данные подтверждают досилурийский возраст метаморфизма пород Мариновского комплекса. Для очковых гнейсов фундамента Тургайской впадины определен возраст 630 млн. лет (Овчинников, Гаррис, 1960).

Более «молодые» цифры абсолютного возраста относятся уже к проявлениям регионального динамотермального метаморфизма палеозойского (каледоно-варисского) цикла развития Урала. Процессы метаморфизма этого цикла охватывают преимущественно комплексы восточного склона Урала, но наложили также значительный отпечаток на доордовикские комплексы осевой части Урала, вызвав в них диафторические изменения.

Первым четко выделяющимся этапом регионального динамотермального метаморфизма каледоно-варисского цикла является раннекаледонский этап, следы которого отчетливо выступают в зоне сочленения миогеосинклинальной и эвгеосинклинальной частей палеозойской геосинклинали. Проявления метаморфизма этого этапа зафиксированы на участках развития эклогитов и глауфановых сланцев. Абсолютный возраст метаморфизма на указанных участках характеризуется цифрами преимущественно 420—430 млн. лет с отклонениями до 450 и 385—400 млн. лет. Последние цифры относятся, очевидно, к следующему, позднекаледонскому этапу метаморфизма. По геологическим данным возраст метаморфизма датируется здесь тем, что он захватывает ордовикские и более древние отложения, но не затрагивает силурийские (верхнесилурийские, на Полярном Урале, нижнесилурийские на Среднем Урале) отложения. По-видимому, с раннекаледонским этапом метаморфизма связано начало формирования полосы апоэффузивных зеленых сланцев, обрамляющих с запада массивы Платиноносного пояса. Предположение опирается на следующие данные: указанные сланцы срезаются и метаморфизуются на северном контакте Качканарского массива, для пироксенитов которого Е. А. Кузнецов определил методом дисперсии двупреломления абсолютный возраст 422 и 424 млн. лет. Эти цифры хорошо согласуются с цифрами абсолютного возраста аналогичных пород из Тагильского массива, определенных Е. А. Кузнецовым методом дисперсии двупреломления минералов и Л. Н. Овчинниковым калий-аргоновым методом, а поэтому заслуживают доверия. Таким образом, возраст процесса преобразования эффузивов в зеленые сланцы исчисляется цифрой более 424 млн. лет. Следует отметить, что рассматриваемые сланцы претерпели по крайней мере еще один этап рассланцевания и перекристаллизации, проявившийся уже после внедрения массивов Платиноносного пояса.

Ясно выражены следы раннекаледонского этапа метаморфизма в зоне Урал-Тау, где им соответствуют цифры абсолютного возраста 450—480 млн. лет. Цифры указанного порядка определены в кварцевомусковитовых сланцах Златоустовского района, мусковитовом пегматите района Слюдорудника, в губенских гранито-гнейсах и других пунктах (Гаррис, 1964; Овчинников и др., 1964).

Еще шире распространены следы позднекаледонского этапа метаморфизма (S_2-D_1), датируемого в абсолютном летоисчислении от 400 до 360 млн. лет. Они зафиксированы во всех зонах восточного склона Урала и в Центрально-Уральском поднятии. Так, большая часть определений абсолютного возраста ставролито-гранато-сланцевых и других существенно мусковитовых сланцев Златоустовского района дают цифры указанного порядка. Широкое развитие наложенных процессов мусковитизации диафторического характера в Златоустовском районе неоднократно отмечалось изучавшими его геологами (Коптев-Дворников и др., 1940; Гарань, 1950 и др.). Проявления метаморфизма позднекаледонского этапа, также преимущественно диафторического характера, зафиксированы в пограничной полосе осевой зоны и восточного склона Урала, датируясь цифрами абсолютного возраста 350—375 млн. лет. Однако определенных данных, которые бы характеризовали мета-

морфизм позднекаледонского этапа как региональный динамотермальный, нет. На восточном склоне Урала этот этап ознаменовался в основном региональным зеленокаменным метаморфизмом пород осадочно-вулканогенных формаций, а также разнообразными локальными и контактными явлениями. В частности, по имеющимся геологическим данным, именно с этим этапом следует связывать возникновение мощных зон амфиболитов, кытлымитов и других пород контактового ореола габбро-гипербазитовых массивов Платиноносного пояса, формировавшихся в тектонически мобильной обстановке. В целом позднекаледонский этап метаморфизма тесно смыкается с последующим герцинским этапом.

Герцинский или позднепалеозойский (по времени максимума метаморфизма) этап регионального динамотермального метаморфизма, сопряженный с орогенной складчатостью и становлением гранитной формации, является одним из самых мощных и всеобъемлющих на Урале. Проявления его фиксируются во всех структурно-фациальных зонах восточного склона, а также в осевой зоне Урала, где с ним связаны диафторические явления. Наибольшей интенсивности процессы метаморфизма достигли в области Восточно-Уральского поднятия. Процессы метаморфизма, как и гранитная интрузия, развивались, по-видимому, длительно, в несколько фаз, охватывающих в совокупности отрезок времени порядка 80—100 млн. лет. Максимум метаморфизма совпадает с главной фазой интрузии, отмеченной внедрением микроклиновых гранитов (абсолютный возраст 290—300 млн. лет, Гаррис, 1964) и развитием регионального кливажа. В синклинальных структурах восточного склона Урала позднепалеозойский метаморфизм проявлен менее отчетливо либо вовсе не фиксируется.

Кратко коснемся вопроса о возрасте гнейсовых комплексов, представляющего на Урале, как и во многих других складчатых областях мира, большую проблему.

Основные трудности связаны с датировкой гнейсовых комплексов Восточно-Уральского и Зауральского поднятий, поскольку для гнейсов Центрально-Уральского антиклинория достаточно обоснован докембрийский возраст главного этапа метаморфизма. Это породило множество точек зрения по обсуждаемому вопросу. Большинство из них сводится к двум противоположным концепциям. Согласно одной, не только субстрат уральских гнейсовых комплексов, но и начало их формирования, как таковых, восходит к докембрию (А. А. Пронин, Н. Ф. Мамаев, А. А. Петренко, Е. А. Кузнецов, М. И. Гарань, Г. А. Кейльман, К. П. Плюснин, Л. М. Минкин и др.). По другой концепции гнейсовые комплексы образовались за счет отложений различного, главным образом палеозойского, возраста в эпоху позднепалеозойского метаморфизма, связанного с интрузией гранитов (Б. М. Романов, И. Д. Соболев, Д. С. Штейнберг, и др.). Поскольку мощное проявление и нивелирующее влияние позднепалеозойского метаморфизма, сопряженного со становлением гранитовой формации, никем из геологов, какой бы точки зрения они ни придерживались, не отрицается, речь идет о характере и значении предшествующих этапов метаморфизма.

Для решения этого вопроса можно привлечь, по нашему мнению, ряд фактов и соображений, обычно недостаточно учитываемых, которые в сочетании позволяют приблизиться к более обоснованным суждениям. К их числу относятся: а) структура зональности метаморфических комплексов; б) следы разновременных и разноплановых пластических деформаций, сопряженных с этапами кристаллизации в одной породе; в) соотношения гранитов из погранично расположенных массивов с породами гнейсовых комплексов, с одной стороны, и породами

смежных зон низкотемпературного метаморфизма — с другой; г) массовые определения абсолютного возраста пород гнейсовых комплексов методом дисперсии двупреломления, разработанным Е. А. Кузнецовым; д) характер границ гнейсовых комплексов и особенности проявления в них несогласий и перерывов; е) статистические данные о возрасте слюдоносных гнейсовых формаций мира и другие соображения более общего порядка.

Рамки данной статьи исключают возможность изложения и анализа имеющихся фактов и других материалов по каждому пункту вышеприведенного перечня. Тем не менее представляется уместным сделать два общих вывода, вытекающих из такого анализа:

1) в гнейсово-мигматитовых комплексах нередко выявляются следы «догранитного» регионального метаморфизма, характеризуемого более высокотемпературными минеральными ассоциациями, чем накладывающийся на него метаморфизм позднепалеозойского этапа; 2) для отдельных комплексов возраст этого допозднепалеозойского метаморфизма уточняется как по крайней мере досилурийский либо доордовикский, либо докембрийский. Однако эти выводы безусловно не снимают с повестки дня проблему датировки гнейсовых комплексов Урала.

КОНТАКТОВЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Продукты контактового метаморфизма соответственно условиям их образования весьма разнообразны. При этом, в основном только в породах — производных термоконтактового метаморфизма, формирующихся на небольшой глубине в тектонически стабильных условиях, устанавливаются характерные петрографические признаки, по которым они сопоставляются с фациями контактового метаморфизма (по Тернеру и Ферхугену). Породы же, сформировавшиеся в иных условиях (на более глубоких уровнях и в тектонически мобильной обстановке), напоминают близкие по составу продукты регионального метаморфизма, вследствие чего, по имеющимся данным легче сопоставляются с фациями регионального метаморфизма или метаморфическими фациями Эскола. Отсутствие типичных роговиковых структур и типоморфных контактовых минералов в указанных породах в значительной мере обусловлено последующими гидротермально-метасоматическими изменениями роговиков на послемагматической регрессивной стадии метаморфизма. Породы термоконтактовых ореолов затрагиваются этими изменениями в значительно меньшей степени.

Наиболее высокотемпературные проявления термоконтактового метаморфизма, установленные на Урале в экзоконтактах и ксенолитах габбро-пироксенит-дунитовых интрузий Платиноносного пояса и некоторых других габброидных интрузий, а также сиенитов — производных основной магмы, отвечают фации пироксеновых роговиков. В термоконтактовых ореолах гранитоидных интрузий габбровых и гранитовых формаций возникают большей частью более низкотемпературные минеральные ассоциации, отвечающие роговообманково-роговиковой фации и переходящие на периферии в частично ороговокованные породы альбито-роговиковой фации.

В зонах развития сланцеватых и метасоматически переработанных продуктов контактового метаморфизма установлены минеральные ассоциации амфиболитовой, эпидото-амфиболитовой и зеленосланцевой фации. Среди них иногда сохраняются реликты роговиков, фиксирующих прогрессивную стадию метаморфизма.

Рассмотрим кратко проявления контактового метаморфизма в связи с главными типами интрузивных пород.

Перидотитовые интрузии обычно сопровождаются незначительным метаморфизмом вмещающих пород. Местами развиваются процессы натриевого метасоматоза с образованием кварцево-альбитовых роговиков. Гораздо более интенсивному метаморфизму подвергнуты боковые породы на локальных, контролируемых тектоническими факторами участках контактов сложных габбро-пироксенито-дунитовых интрузий Платиноносного пояса. На прогрессивной стадии метаморфизма здесь образуются мощные (порядка нескольких километров) поля роговиков, нередко с отчетливо развитой зональностью. Ближайшая к контакту узкая зона сложена клинопироксен- и дупироксен-плагиоклазовыми роговиками, сменяющимися широкой зоной роговообманковых роговиков и амфиболитов, в которых хорошо сохраняется унаследованная от исходных зеленых сланцев сланцевато-полосчатая текстура. Широко развитые местами плагиогранитные инъекции придают амфиболитам мигматитовый облик. Внешняя зона представлена зелеными сланцами с новообразованными порфиробластами сине-зеленой роговой обманки. Такая полно развитая зональность наблюдается по северному контакту массива горы Качканар и в других местах. На регрессивной стадии метаморфизма роговики, а частично и породы краевых частей габбровых массивов, метасоматически замещаются однообразными сосюрит-роговообманковыми породами «кытлымитами» (Кытлымский, Тагильский, Ревдинский и другие массивы). Преобразование роговиков в кытлымиты протекало в обстановке интенсивных дифференциальных движений.

На восточных контактах габбровых массивов Платиноносного пояса, как и на контактах большинства других габбровых интрузий Урала, метаморфизм выражается узкими зонами высокотемпературных роговиков. Местами, главным образом в зонах интрузий диабазов и габбро-диабазов, на метаморфизм прогрессивной стадии накладываются гидротермально-метасоматические процессы. В результате роговики преобразуются в адинолы, кварцево-слюдяные, хлоритовые и другие породы, а сами диабазы и габбро-диабазы также испытывают значительный метаморфизм.

Кислые дифференциаты базальтовой магмы оказывают на боковые породы различное метаморфизирующее воздействие. Породы ряда кварцевый диорит — плагиогранит по характеру метаморфизма отличаются от габбро главным образом только более низкотемпературным типом продуктов, отвечающих, как правило, роговообманково-роговиковой фации. В нескольких пунктах установлены зоны плагиогранитовых инъекций в амфиболитах. В указанных зонах наблюдается изофациальная и существенно изохимическая перекристаллизация амфиболитов в габбровидные породы и широкая гибридизация материала инъекций.

Значительно большей активностью отличаются дифференциаты повышенной щелочности ряда диорит — сиенит — граносиенит — сиенит. С ними связаны широкие поля роговиков с максимумом, отвечающим пироксеновой ступени (район ст. Гороблагодатская), зоны щелочного метасоматоза (альбитовые роговики восточных экзоконтактов Кушвинского и Тагильского массивов и Магнитогорского района, калишпагизированные диориты и т. д.), скарны с магнетитовым оруденением, околоскарновые породы и другие продукты высокотемпературной и последующей гидротермальной стадии метаморфизма.

Наибольшего размаха достигают процессы контактового метаморфизма в районах проявления гранитовой формации. Как отмечалось

ранее, характер метаморфизма зависит от глубинности становления интрузий.

Интрузии малых глубин, прорывающие преимущественно среднепалеозойские отложения верхнего структурного этажа, сопровождаются относительно маломощными (от десятков до первых сотен метров) зонами термоконтактового метаморфизма. Среди интрузивных пород распространены главным образом гранодиоритовые разновидности ранних фаз позднепалеозойского цикла, а также среднепалеозойские, затронутые позднепалеозойским региональным метаморфизмом. Однако в этой группе интрузий представлены и нормальные граниты. Типичные контактовые роговики наблюдаются большей частью около массивов небольшого размера типа Шарташского, Шабровского, Тургоякского и т. п., но установлены также около крупных массивов, таких, как Верх-Исетский, Челябинский, Неплюевский и др. По минеральным ассоциациям они отвечают, как правило, роговообманково-роговиковой, изредка пироксено-роговиковой (Степнинский массив) фациям. Нередко, особенно около крупных массивов, развиты сланцеватые и полосчатые продукты контактового метаморфизма, преимущественно амфиболиты, относящиеся по минеральным ассоциациям к амфиболитовой и альбит-эпидот-амфиболитовой фациям. В ряде случаев установлено, что роговики наследуют сланцевые и слоистые текстуры исходных пород. Но известны примеры синтетектонической кристаллизации, а также последующего рассланцевания и перекристаллизации роговинов.

Продукты ранней прогрессивной стадии метаморфизма подвергаются на отдельных участках послемагматическим гидротермальным метасоматическим изменениям (окварцеванию, серицитизации, хлоритизации, карбонатизации), с которыми связывается золотое оруденение (Пластовская интрузия). Местами образуются скарны, несущие шеелитовое (Гумбейская интрузия) или магнетитовое (Джетыгаринская интрузия) оруденение.

Интрузии глубинных уровней, залегающие большей частью в гнейсово-мигматитовых ядрах антиклиналей и нижних частях обнажающегося разреза палеозоя, представлены крупными массивами нормальных гранитов главной фазы позднепалеозойского цикла. Они окружены широкими (километры) ореолами контактового метаморфизма, в которых типичные роговики отсутствуют либо развиты незначительно. Продукты метаморфизма — амфиболиты, парагнейсы, кварциты, мраморы, слюдяные сланцы и другие породы — по составу и облику близки к производным высоких и средних ступеней регионального метаморфизма и характеризуются максимумом метаморфизма, отвечающим амфиболитовой фации. Контактные ореолы глубинных интрузий развиваются как по породам, претерпевшим до того глубокий региональный метаморфизм и несколько этапов гранитизации, так и по слабо метаморфизованным отложениям верхнего этажа. В связи с этим меняется и направленность метаморфизма, который в первых проявляется как изофациальный или регрессивный, а во вторых — как прогрессивный. Конечным итогом является более или менее полная нивелировка минерального состава и облика пород одинакового химического состава, независимо от их исходного состояния. Это обстоятельство, как отмечалось ранее, чрезвычайно затрудняет выяснение природы метаморфических образований в сфере влияния интрузий. Метаморфизм сопровождается щелочным метасоматозом и завершается гидротермальной стадией, иногда почти полностью маскирующей следы прогрессивной стадии. С широко проявленным калиевым метасоматозом связаны поздние фазы гранитизации гнейсовых комплексов и, по-видимому, прилегающих к ним частей палеозойского разреза (восточное крыло Ильме-

ногорского антиклинория), а также образование порфиробласт-калиевого полевого шпата в боковых породах и самих интрузиях (Джабык — Карагайский массив). Явления послемагматического кислотного выщелачивания отчетливо проявились в районе Кочкарских интрузий. Процесс протекал в глубинных условиях и сопровождался развитием кварцевослюдяных сланцев и вторичных кварцитов с кианитом в промышленных концентрациях и другими минералами. По удалении от интрузий эта высокотемпературная ассоциация сменяется низкотемпературной кварцсерицит-каолинитовой ассоциацией.

С наиболее поздними посторогенными интрузиями лейкократовых и аляскитовых гранитов связаны процессы грейзенизации, сопровождающиеся редкометальным оруденением (Шилово-Коневский район).

Несколько особняком от прочих производных гранитовой формации стоят нефелиновые сиениты (миаскиты), залегающие в гнейсах ильменогорского комплекса. Контактные изменения вмещающих пород выражаются в фенитизации. По Б. М. Роненсону (1963), состав продуктов метаморфизма и строение контактового ореола в значительной мере определяются структурными отношениями магматических масс с породами кровли. На отрезках контактов инъекционного типа с послойным проникновением миаскитов в гнейсы изменения распространяются на значительную ширину. В типичном разрезе контактового ореола устанавливается следующая зональность (от периферии к центру): а) амфиболовые мигматиты; б) биотитовые мигматиты; в) фениты (биотитовые, амфиболовые, пироксеновые); г) биотитовые сиениты (эндоконтактная гибридная фация); д) миаскиты. Изменения послемагматической стадии проявлены незначительно. На экранирующих контактах гибридные разности отсутствуют, а в экзоконтакте образуются пироксеновые фениты, постепенно сменяющиеся неизменными гнейсами. Очень сильно проявлены в этих случаях послемагматические изменения интрузивных и боковых пород, выражающиеся в альбитизации и кальцитизации.

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

Кратко охарактеризуем основные виды гидротермально-метасоматических процессов, приняв за основу наиболее существенную сторону их химизма.

На первом месте по распространению следует поставить метаморфизм, сопровождающийся притоком только воды. Сюда относится наиболее обычный тип зеленокаменного перерождения основных и средних эффузивов с преобразованием первичного состава пород в агрегат кварца, альбита, эпидота, хлорита, актинолита и других минералов. Во многих случаях сюда же относятся изменения, охватывающие их интрузивные аналоги — сосюритизация плагиоклазов, уралитизация и хлоритизация пироксенов, а также серпентинизация гипербазитов и другие процессы. По существу, эти процессы не относятся к метасоматическим, ибо, за исключением содержания воды, состав пород практически не меняется.

«Водный» метаморфизм нередко дополняется углекислым метаморфизмом. Участками последним сопровождаются процессы зеленокаменного перерождения эффузивов, изменения основных и ультраосновных пород. Продукты метаморфизма основных и средних эффузивных и интрузивных пород отличаются от продуктов водного метаморфизма развитием парагенезисов с карбонатами. Интенсивный метасоматоз приводит к полному разложению кальцийсодержащих минералов (эпидота, актинолита, сфена) с образованием хлорито-карбонатных пород.

По серпентинитам образуются тальково-карбонатные, кварцево-карбонатные, реже (в более высокотемпературной обстановке) антофиллито-карбонатные и другие породы. Развитием карбонатов нередко фиксируется низшая температурно-минералогическая ступень регионального метаморфизма в условиях зеленосланцевой фации. «Водно-углекислый метаморфизм», как и чисто «водный», также принято, как известно, относить к простому изохимическому метаморфизму.

Карбонатизация проявляется также в локальных околотрещинных и околорудных процессах на последних низкотемпературных стадиях метаморфизма и в автометаморфических процессах (например, в миаскитах).

К числу явлений, охватывающих иногда значительные площади, относятся окварцевание и альбитизация. Окварцевание, связанное частью с привнесом кремнезема, частью с его освобождением в процессе перекристаллизации с изменением минерального состава породы, проявляется в широком температурном интервале и самой различной обстановке — от зон ультраметаморфизма до зон низкотемпературного окремнения. Явления окварцевания (обычно в комплексе с мусковитизацией или серицитизацией) типичны для площадей диафореза (Златоустовский район), зон приконтактового выщелачивания и околорудных изменений. В зонах интенсивного выщелачивания образуются вторичные кварциты, нередко с примесью высокоглиноземистых минералов. Среди них отмечаются продукты относительно высокотемпературного глубинного выщелачивания (кианитовые кварциты Кочкарского района) и вторичные алюмокварциты казахстанского типа, образующиеся в субвулканических условиях на месте андезитов и их туфов (Павдинский район Северного Урала). Значительных масштабов достигают явления окварцевания карбонатных пород (известняков, доломитов), превращающихся в массивы вторичных кварцитов, нередко трудноотличимых от первичноосадочных (хребет Игиш к югу от г. Миасс; район Семибратского месторождения магнезитов и др.), а также ультраосновных пород с образованием тальцитов.

Альбитизация, как и окварцевание, проявляется в многообразной обстановке. Явления альбитизации выступают то как составная часть процессов гранитизации (уфалейский комплекс), то как проявления ранней щелочной стадии (альбитовые роговики и альбититы Тагило-Кушвинского района, автометаморфическая альбитизация плагигранитов Пластовского района), то как начальное проявление кислотной стадии (альбитизация миаскитов и микроклиновых гранитов). Они отмечаются в связи с интрузиями любого состава, а также вне сферы влияния последних — в сложных видах зеленокаменного перерождения эффузивов, в зонах низкотемпературного регионального метаморфизма (южная часть Златоустовской зоны, кваркушский комплекс). Альбитизация — характерный околорудный процесс, установленный в рудных полях месторождений золота, цветных и редких металлов, а также контактово-метасоматических железорудных месторождений Тагило-Кушвинского и Магнитогорского районов. Непосредственно со стадией альбитизации связано образование редкометалльных рудных концентраций на локальных участках в Центрально-Уральском поднятении, в контактовых зонах миаскитовых интрузий и других местах.

Остальные виды гидротермально-метасоматических явлений, такие, как ортоклазизация, грейзенизация, березитизация, лиственитизация, баритизация, гематитизация, хлоритизация, эпидотизация, пиритизация и другие, обнаруживают более четкую околотрещинную локализацию.

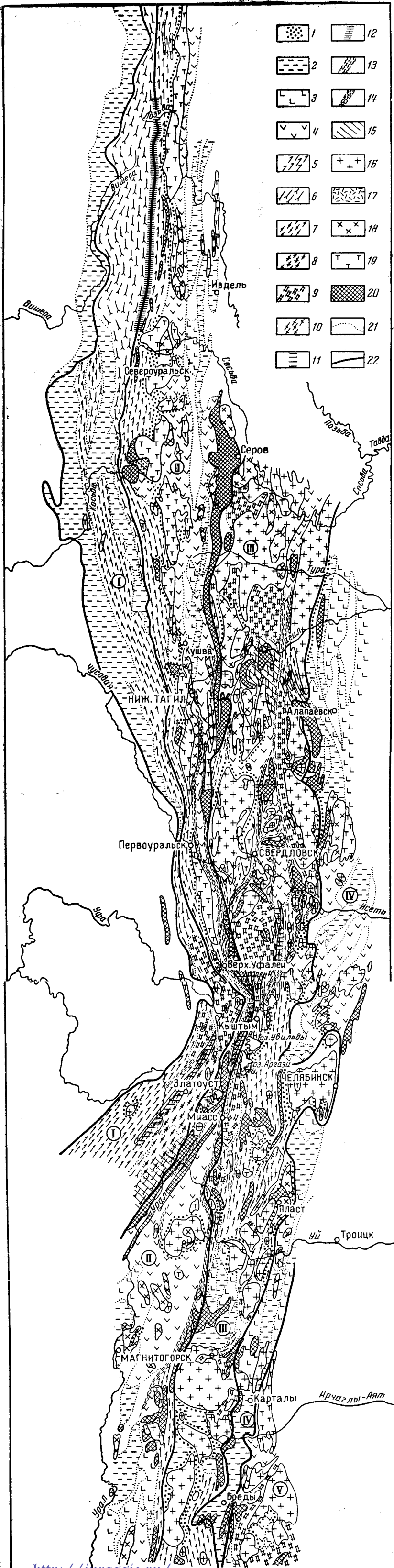


Рис. 55. Схема проявлений метаморфизма горных пород Урала (Составил Л. М. Минкин)

1 — проявления контактового метаморфизма. Проявления начального метаморфизма; 2 — в областях распространения осадочных пород, 3 — в областях распространения вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород; 4 — проявления регионального зеленокаменного метаморфизма. Проявления прогрессивного регионального динамотермального метаморфизма в условиях: 5 — зеленосланцевой фации, 6 — зеленосланцевой фации с переходами к альбит-эпидот-амфиболитовой фации, 7 — альбит-эпидот-амфиболитовой фации, 8 — амфиболитовой фации. Проявления региональной гранитизации и мигматизации в породах, метаморфизованных в условиях амфиболитовой и частично альбит-эпидот-амфиболитовой фации; 9 — гнейсово-мигматитовые комплексы; 10 — гранито-гнейсы. 11 — зоны наложения прогрессивного метаморфизма, зоны полиметаморфизма; 12 — проявления метаморфизма в условиях глаукофан-сланцевой фации. Проявления динамометаморфизма: 13 — зоны милонитов, филлонитов в гнейсово-мигматитовых комплексах; 14 — зоны интенсивного расланцевания в метаморфизованных вулканогенных и осадочно-вулканогенных комплексах; 15 — проявления регрессивного метаморфизма. Интрузивные породы: 16 — кислые породы гранитовых формаций; 17 — щелочные породы гранитовых формаций (миаскиты); 18 — кислые и щелочные породы габбровых формаций; 19 — основные и средние породы; 20 — ультраосновные породы; 21 — границы метаморфических фаций; 22 — границы геотектонических структур первого порядка. I — Центрально-Уральское поднятие; II — Тагильско-Магнитогорский прогиб; III — Восточно-Уральское поднятие; IV — Восточно-Уральский прогиб; V — Зауральское поднятие.

ДИНАМОМЕТАМОРФИЗМ

Проявления динамометаморфизма распространены на Урале достаточно широко. В качестве составного элемента динамометаморфизм входит во многие виды метаморфизма, а как самостоятельный (ведущий) тип метаморфизма выступает в узлокализированных по ширине, но нередко весьма протяженных зонах смятия, рассланцевания и дробления, занимающих определенное положение в региональной структуре Урала.

Наиболее известны зоны рассланцевания южной суженной части Тагильского мегасинклинория, к которым приурочены медноколчеданные месторождения Среднего Урала. Зоны выражены, по Е. А. Кузнецову (1939, 1941, 1960), узкими полосами сланцев, порфиритоидов и порфиридов среди более или менее сохранивших первичные структуры эффузивных и осадочно-вулканогенных пород. Они протягиваются по западному и восточному крыльям мегасинклинория, окаймляя интрузивные массивы Платиноносного и Серовско-Невьянского поясов. Особенно хорошо выражена зона сланцев, следующая примерно в полукилометре от восточных контактов интрузивных массивов Платиноносного пояса, не затрагивая последних.

В промежутке между сланцами и интрузивными массивами сохраняются «щелики» массивных, частично ороговикованных диабазов, расположенных на полого погружающихся плечах массивов, а зона сланцев фиксирует, по мнению Е. А. Кузнецова, положение крутых подземных контактов массивов. Возникновение сланцев трактуется им как расплющивание податливых осадочно-вулканогенных толщ под действием бокового давления около интрузивных массивов, образующих своего рода жесткий упор. Рассланцованные породы часто подвергаются гидротермально-метасоматической переработке. К участкам наиболее интенсивных изменений приурочивается сульфидное оруденение.

Аналогичные по характеру полосы сланцев, контролируемые зонами интрузивных контактов и зонами разломов (например, зоной «главного северо-западного сдвига» Е. А. Кузнецова), установлены и в других частях территории (восточное крыло Магнитогорского мегасинклинория, область Свердловского синклинория и др.).

Другой типичной для Урала формой проявления динамометаморфизма являются связанные с краевыми разломами зоны милонитов в пограничных частях гнейсовых выступов, также весьма протяженные при относительно небольшой ширине. В качестве примеров назовем хорошо известную по работам Е. А. Кузнецова Кыштымскую зону и зону западного контакта мурзинско-адуйского комплекса. По нашим наблюдениям, на широте Адуйского кордона мощность последней превышает 800 м. К ней местами параллельно, местами под углом, перистообразно примыкают зоны рассланцевания, развитые в среднепалеозойских осадочно-вулканогенных толщах Свердловского синклинория.

В целом зоны динамометаморфизма Урала связаны в единую систему характерных направлений, подчеркивающих особенности его складчато-глыбового строения (рис. 55).

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ЗОНЫ И КОМПЛЕКСЫ

Размещение проявлений метаморфизма в пределах Урала, естественно, подчинено тектоническому плану. Соответственно порядкам структурных единиц могут быть намечены порядки в масштабах проявления метаморфизма — от сложных общеуральских зон и областей метаморфизма, отвечающих тектоническим структурам I порядка (под-

нениям, прогибам), до отдельных комплексов и локальных зон, контролируемых элементарными структурами, зонами разломов, интрузивными контактами и т. д. В приводимом ниже схематическом обзоре проявления метаморфизма рассматриваются в основном в рамках структур I порядка (в последовательности с запада на восток). Первым в этой последовательности стоит Центрально-Уральское поднятие, поскольку в расположенных западнее структурах метаморфизм практически не проявился.

Породы, слагающие *Центрально-Уральское поднятие*, претерпели в разных частях структуры различный по характеру и ступени региональный метаморфизм. Древние миогеосинклинальные толщи Башкирского мегантиклинория, образующего западное крыло южной части поднятия, характеризуются начальным метаморфизмом. В Тараташско-Ямантауском антиклинории, в пределах которого породы испытали под действием горообразующих сил региональные деформации сквозного типа (кливаж течения), степень метаморфизма усиливается, достигая в промежулке между тараташским и уфалейским гнейсовыми выступами зеленосланцевой фации. В контакте с прогрессивно метаморфизованными осадками айской свиты тараташские гнейсы испытали зеленосланцевый диафорез. Более интенсивные метаморфические изменения происходят локально, на контактах с Бердяушской, Кусинской интрузиями и многочисленными дайками диабазов.

В близких к описанным условиям совершался метаморфизм горных пород и на западном крыле северной части Центрально-Уральского поднятия, представленном Кваркушко-Каменногорским мегантиклинорием. В пределах мегантиклинория наблюдается закономерное усиление степени метаморфизма пород с запада на восток и с юга на север от начального метаморфизма до низшей ступени зеленосланцевой фации. Отмечается также тенденция к ослаблению метаморфизма вверх по разрезу. Более глубокий метаморфизм, отвечающий высокотемпературной ступени зеленосланцевой фации, присущ породам кваркушской свиты, залегающей в основании обнажающегося разреза мегантиклинория. На фоне регионального зеленосланцевого метаморфизма, в северной части хребта Кваркуш выделяется обособленный комплекс кварцито-гнейсов, слюдястых и гранатовых сланцев и других пород, ступень метаморфизма которых отвечает, по мнению Н. П. Старкова (1963б), альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Названным исследователем установлена полиметаморфическая природа этих образований. Вслед за региональным динамотермальным метаморфизмом они испытали прогрессивный термальный метаморфизм в обстановке указанной выше фации, завершившейся регрессивной стадией, с которой связана интенсивная хлоритизация биотита и граната. Локальный характер развития полиметаморфизма с наложением его на разные по стратиграфическому положению породы свидетельствуют, по Н. П. Старкову, о местном источнике тепла, по всей вероятности, связанном со скрытым на некоторой глубине интрузивным телом. В пределах Кваркушского плато и к югу от него на значительной площади проявился натриевый метасоматоз, выразившийся в развитии ситовидных порфиробласт альбита.

Гораздо интенсивнее и разнообразнее проявления метаморфизма в структурах восточного крыла Центрально-Уральского поднятия. В совокупности они выступают в виде почти непрерывной общеуральской зоны разноступенного регионального динамотермального метаморфизма. Небольшой перерыв в распространении метаморфических образований этой зоны, обусловленный тектоническими причинами, намеча-

ется в северной части так называемого Билимбаевско-Шунутского седловинного синклинория.

В области Уралтауского мегантиклинория, расположенного в южной части Центрально-Уральского поднятия, по данным М. И. Гараня и Г. А. Кейльмана, установлена следующая метаморфическая зональность (с северо-востока на юго-запад).

1. Гнейсово-мигматитовая зона с уровнем метаморфизма, отвечающим кианито-альмандино-мусковитовой субфации амфиболитовой фации. Представлена амфиболитами, плагиогнейсами, гранито-гнейсами и кианитовыми гнейсами южной части уфалейского комплекса. Эта зона выступает в качестве своеобразного «центра» метаморфизма по отношению ко всей описываемой части Уралтауского мегантиклинория.

2. Зона ставролитово-альмандино-мусковитовой субфации амфиболитовой фации с реликтами минеральных ассоциаций силлиманито-мусковитовой субфации. Явления гранитизации не характерны. Представлена ставролитово-альмандино-мусковитовыми сланцами и кварцитами златоустовского комплекса.

3. Зона зеленосланцевой фации, представленная хлоритоидными, слюдисто-альбитовыми, графитовыми и другими сланцами южной части златоустовского комплекса.

Граница между второй и третьей зонами нечеткая; ее положение определяется не только прогрессивной стадией метаморфизма, но и диафорическими явлениями. В амфиболитах Назямского пояса, граничащих на западе с парасланцами и кварцитами златоустовского комплекса, область перехода между указанными зонами характеризуется минеральными ассоциациями альбит-эпидот-амфиболитовой фации. Южнее, уже за пределами описываемой территории, ступень метаморфизма снова нарастает, достигая следующего максимума в белорецком комплексе. По другую сторону от упомянутого выше «центра» метаморфизма, т. е. к северу от него, также полно развита зональность — от амфиболитовой фации и ультраметаморфизма до низшей (хлорито-карбонатной) ступени зеленосланцевой фации, прослеженная Г. А. Кейльманом по простирацию уфалейского комплекса. Еще севернее зеленые сланцы, по данным Г. А. Смирнова и В. Г. Варганова, протягиваются в виде непрерывной полосы от северной периферии уфалейского комплекса через весь Шунутско-Билимбаевский синклинорий, пока не срезаются северо-восточнее г. Билимбая региональным разломом («главным северо-западным сдвигом» Е. А. Кузнецова, 1941).

Описанная для Уралтауского мегантиклинория метаморфическая зональность распространяется на породы уфалейской, таганайской и уреньгинской свит юрматинской серии. Полнота и непрерывность ее, несмотря на многоэтапность и огромный временной интервал, отделяющий самые ранние из зафиксированных проявлений метаморфизма от самых поздних (по имеющимся данным 700—900 млн. лет), обусловлены общностью геотектонического развития зоны.

Метаморфическая зональность прослеживается и вкрест простираания Уралтауского мегантиклинория, но она принимает неполные, прерывные формы, обусловленные тектоническим характером границ мегантиклинория и местами сложным ярусным строением его крыльев (например, на восточном крыле Уфалейского антиклинория, по данным Е. А. Кузнецова и Г. А. Кейльмана).

К западу от Уралтауской зоны, в промежутке между нею и областью Башкирского мегантиклинория, по многим признакам обособляется в качестве самостоятельной Кувашская метаморфическая зона, структурно приуроченная к одноименной антиклинали. Зона характеризуется сложным, недостаточно изученным полиметаморфическим раз-

витием, по-видимому, связанным с ограничивающим ее с запада Ку-синским региональным разломом. В северной части зоны располагается Губенский гранито-гнейсовый массив, фиксирующий максимум метаморфизма в пределах зоны. К юго-западу от него последовательно сменяют друг друга инъекционные гнейсы и кварцево-сланцевые сланцы, кварцево-серпичитовые и порфиroidные сланцы и, наконец, слабо измененные кварцевые порфиры. Перечисленные породы образуют единую прогрессивную метаморфическую серию, относительно слабо затронутую регрессивными изменениями. Аналогичная, но еще более дифференцированная зональность прослеживается в полосе наземских амфиболитов, но соотношения, возникшие на прогрессивной стадии, здесь существенно нарушаются влиянием последующего диафтореза. В Ку-синско-Копанском габбро-амфиболитовом поясе также наблюдается параллельное описанному понижению степени метаморфизма с северо-востока на юго-запад, хотя в целом метаморфизм здесь слабее. Вследствие общего понижения ступени метаморфизма в уральской и ку-вашской зонах в юго-западном направлении, резкий скачок уровня регионального метаморфизма, наблюдающийся по обе стороны Ку-синского разлома на широте г. Златоуста, у южной границы описываемой площади почти сглаживается.

Метаморфическая зона восточного крыла Центрально-Уральского поднятия, прерываясь в районе Билимбая, западнее Тагильского габбрового массива снова восстанавливается и прослеживается в границах Ляпинско-Исовского мегантиклинория до Полярного Урала. В пределах описываемой территории метаморфизм в зоне характеризуется фацией зеленых сланцев с переходами к фации альбит-эпидотовых амфиболитов. Особо выделяется по составу продуктов метаморфизма пограничная полоса между рассматриваемым мегантиклинорием и Тагильским мегасинклинорием, прослеженная от массива горы Денежкин Камень на север на расстояние свыше 150 км. По данным Е. П. МолдавANCEVA (МолдавANCEV, Ходалевич, 1936) и М. Ф. Заболотской и др., здесь распространены глаукофановые сланцы (глаукофан — альбит — эпидот — хлорит — кварц), развивающиеся как по эффузивам и пирокластолитам ордовика, залегающим в основании Тагильского мегасинклинория, так и по аналогичным доордовикским породам, залегающим в Центрально-Уральском поднятии. Как отмечалось выше, явления глаукофанизации имеют место и в других пунктах, приуроченных к зоне сочленения указанных структур.

Палеозойские отложения, выполняющие Улсовско-Койвинский синклиний, затронуты региональным метаморфизмом в очень слабой степени.

Условия метаморфизма горных пород в пределах *Тагильско-Магнитогорского прогиба* в целом существенно отличались от таковых в Центрально-Уральском поднятии. Исключение составляет внешняя зона западного крыла Тагильской части прогиба, выделяемая под названием Лозьвинско-Ревдинской моноклинальной структуры, которая по условиям и ступени метаморфизма близка к смежной к ней Ляпинско-Исовской антиклинальной структуре.

Наиболее широко проявленным, «фоновым» типом метаморфизма в Тагильско-Магнитогорском прогибе является зеленокаменное пере-рождение вулканических продуктов. Другие типы метаморфизма — динамометаморфизм, контактовый метаморфизм, гидротермально-метасоматический метаморфизм и более сложные полиметаморфические преобразования — во всех случаях, как отмечалось ранее, накладываются на зеленокаменные изменения и нередко полностью затушевывают их.

Для Тагильско-Магнитогорского прогиба в целом характерно ослабление зеленокаменного метаморфизма от нижних частей разреза к верхним, которое следует, по-видимому, рассматривать как затухание его во времени. Так, в Магнитогорском мегасинклинории интенсивные изменения регионального характера проявляются только в толщах доверхнедевонского возраста. В Тагильской части прогиба (в границах описываемой территории) указанные изменения установлены в эффузивах и туфах венлока — нижнего лудлова. Более молодые породы изменены слабо, а более древние (ордовикские), слагающие к западу от Платиноносного пояса вышеупомянутую Лозьвинско-Ревдинскую моноклинальную структуру, испытали вслед за зеленокаменным перерождением еще, по-видимому, два этапа регионального динамотермального метаморфизма в условиях фации зеленых сланцев.

На фоне отмеченного ослабления метаморфизма от нижних частей разреза к верхним проявляется его неоднородность, обусловленная разными причинами регионального и локального порядка. Неоднородность проявляется как в степени или полноте преобразования пород, так и в температурных условиях последнего. Температурные ступени располагаются друг относительно друга в порядке сложной в деталях зональности, в изучении и картировании которой на Урале сделаны пока только первые шаги.

Важным фактором, определяющим уже не собственно условия зеленокаменного перерождения, а наблюдаемый ныне (суммарный) характер метаморфизма в Тагильско-Магнитогорском прогибе, является динамометаморфизм. В южной суженной части Тагильского мегасинклинория, где усиливаются явления динамометаморфизма, преобладают сланцы, причем рассланцевание не оказывает влияния на температурную ступень метаморфизма, хотя и способствует полноте перекристаллизации пород.

На отрезке южного окончания Тагильского мегасинклинория, где последний прослеживается в виде узкой полосы, резко сжатой Уфалейским и Сысертским массивами, наблюдается общее повышение ступени метаморфизма вулканогенных и осадочно-вулканогенных пород. Детальные исследования, проведенные под руководством Е. А. Кузнецова, показали, что указанные породы претерпели здесь полиметаморфические изменения, наиболее полно описанные А. Д. Ракчеевым. Названным автором выделяется ранний (среднепалеозойский, «догранитный») этап регионального зеленокаменного метаморфизма и верхнепалеозойский этап наложенного прогрессивного метаморфизма (в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой фации), генетически связанного с гранитовой интрузией. За прогрессивной стадией метаморфизма следовала регрессивная стадия, в ходе которой роговая обманка и биотит вновь замещались хлоритом и серицитом, а плагиоклаз деанортизировался. Согласно А. Д. Ракчееву, прогрессивному метаморфизму подвергались также расположенные в данном районе колчеданные месторождения. Они отличаются необычным составом вмещающих пород, отвечающих альбит-эпидот-амфиболитовой фации, и присутствием в рудах пирротина вместо пирита.

На фоне регионального зеленокаменного метаморфизма локально проявлены гидротермально-метасоматические процессы, выражающиеся в серицитизации, окварцевании и других явлениях. Максимальное развитие они получили в зонах рассланцевания, приуроченных к крыльям южной части Тагильского мегасинклинория (к югу от широты г. Кушвы), а внутри зон рассланцевания — на участках, где располагаются колчеданные месторождения. Во внутренних наиболее проработанных частях зон серицитовых сланцев располагаются вторичные кварциты

с алунином, зунином, иногда андалузитом, топазом, диаспором (Курцына, 1958). Вторичные алюмокварциты установлены почти на всем протяжении описываемой части Тагильского мегасинклинория от широты Верхнего Тагила на юге до южного окончания габбрового массива Яллинг-Нёр на севере. На юге они рассланцованы, а в Павдинском районе и севернее среди них преобладают массивные образования казахстанского типа.

В связи с обилием интрузивных пород, в пределах рассматриваемой структуры, особенно её тагильской части, широко распространены проявления контактового метаморфизма. Последние представлены массивными и полосчатыми роговиками, амфиболитами, скарнами и другими метасоматитами. По сложности и разнообразию контактово-метаморфических и метасоматических явлений особое место среди прочих интрузивных комплексов занимают массивы Платиноносного пояса, характеризующиеся многофазностью и сложными тектоническими условиями формирования. На восточных контактах массивов пояса с зеленокаменными эффузивами центральной части Тагильского мегасинклинория преобладают явления термоконтактового, участками контактово-реакционного и контактово-метасоматического метаморфизма. Иная картина наблюдается на западных контактах массивов, где метаморфизм наложился на породы, до того претерпевшие региональный динамотермальный метаморфизм в условиях зеленосланцевой фации и сам протекал частично в динамической обстановке. Продукты контактового метаморфизма характеризуются преимущественно полосчатыми, сланцеватыми и линейными текстурами, частью отражающими обстановку формирования, частью наследующими текстуры исходных сланцев. К ним относятся и известная полоса амфиболитов, сопровождающая с перерывами массивы Платиноносного пояса на всем его протяжении. Существует мнение (Н. А. Сирин, Д. С. Штейнберг), что указанные амфиболиты фиксируют зону регионального метаморфизма и возникли до внедрения габбро. Нашими наблюдениями на отрезке пояса от Ревдинского массива на юге до горы Качканар на севере установлена несомненно контактовая природа амфиболитов. Особенно легко в этом убедиться на северном контакте массива горы Качканар, где вмещающие массив апоэффузивные зеленые сланцы срезаются контактовой поверхностью почти вкрест простирая. Понижение степени метаморфизма с удалением от контакта выражается в такой зональности: а) зона гиперстеновых и клинопироксеновых роговиков; б) зона сланцеватых и полосчатых плагиоклазовых амфиболитов, наследующих текстуры и условия залегания исходных сланцев. Участками амфиболиты насыщены плагиогранитовыми инъекциями; в) зона порфиробластических сланцев с новообразованиями сине-зеленой роговой обманки, отвечающих по уровню метаморфизма альбит-эпидот-амфиболитовой фации; г) незатронутые контактовым метаморфизмом зеленые сланцы.

К числу своеобразных продуктов метаморфизма, распространенных на западных контактах платиноносных массивов, относятся кытлымиты, впервые правильно описанные А. А. Ефимовым в контактовой зоне Кытлымского массива. Аналогичные породы наблюдались нами на западном контакте Ревдинского массива (в черте г. Ревды) и в районе дунитового массива горы Соловьевой. Локализация участков развития кытлымитов определяется недостаточно пока выясненными тектоническими факторами, в частности особенностями строения контактовой зоны. Выше указывалось, что кытлымиты — это однообразные по составу сосюрит-роговообманковые породы, возникшие путем сложного, регрессивно направленного метасоматического преобразования роговиков и частью самих интрузивных пород. В районе горы Соловьевой их фор-

мирование совершалось в обстановке интенсивных дифференциальных движений, зафиксированных в сложном текстурном рисунке кытлымитов, складках течения и структурах — будинаж. В этом же районе в поле кытлымитов удается проследить «просвечивающие» фрагменты зональности прогрессивной стадии, включающей такие же зоны, как и на северном обрамлении Качканарского массива.

В Восточно-Уральском поднятии объединены различные по своей геотектонической природе и истории развития крупные структурные элементы. Это обстоятельство находит отражение в том, что в метаморфическом плане поднятия выделяется несколько самостоятельных зон регионального метаморфизма. Среди них представлены зоны, приуроченные к антиклинальным структурам, характеризующиеся разноступенным региональным динамотермальным метаморфизмом, ультраметаморфизмом и «регионально-контактовым» (или «магматическим», по И. Ф. Трусовой) полиметаморфизмом, и зоны, приуроченные к синклинальным структурам, характеризующиеся зеленокаменным метаморфизмом.

Краткое описание этих зон начнем с Салдинско-Петрокаменского антиклинория, занимающего крайнее северо-западное положение в пределах свободной от мезозойско-кайнозойского покрова части Восточно-Уральского поднятия. По данным Ф. Ю. Левинсона-Лессинга, Е. А. Кузнецова и других геологов, в ядре антиклинория выступает гнейсово-мигматитовый комплекс. Слагающие этот комплекс породы — биотитовые, биотито-роговообманковые и гранато-биотитовые гнейсы, амфиболиты (с андезином и лабрадором), мигматиты и гранито-гнейсы — отвечают довольно высоким ступеням амфиболитовой фации. В южной части указанные образования изменены процессами диафтореза, протекавшими в условиях зеленосланцевой фации. Локальные проявления диафтореза отмечаются и внутри гнейсового поля, будучи приуроченными к зонам рассланцевания. С воздействием позднепалеозойских гранитоидов связано возникновение в толще гнейсов участков скарнов, сопровождающихся магнетитовым оруденением. В диафторитах, попадающих в сферу влияния интрузий, степень метаморфизма вновь повышается до альбит-эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций.

По схеме тектонического районирования Салдинско-Петрокаменский антиклинорий является северной частью более крупной структуры — Салдинско-Верхисетского мегантиклинория. Однако указанная структура не обнаруживает единства в метаморфическом плане. В южной её части, в отличие от северной, региональный метаморфический «фон» определяется зеленокаменным метаморфизмом; на последний неравномерно наложен динамометаморфизм и контактовый метаморфизм, вызванный внедрением Верх-Исетского массива.

Резко очерченная зона разноступенного регионального динамотермального метаморфизма совпадает с Сысертско-Ильменогорским мегантиклинорием. Почти на всем протяжении структуры в ее осевой части обнажаются образования гнейсово-мигматитовой формации. В северной части, известной под названием сысертского гнейсового комплекса (данные Г. А. Кейльмана и Г. А. Глушковой), максимум метаморфизма отвечает кианит-мусковитовой субфации амфиболитовой фации, снижаясь в отдельных зонах (Черновская синклиналь) до эпидот-амфиболитовой фации. Гранитизация развита неравномерно, достигая наибольшей степени на Шумихинском и Иткульском участках, где закартированы поля метасоматических гранито-гнейсов. Основные и ультраосновные породы, залегающие среди гнейсов, метаморфизованы так же сильно, как и вмещающие породы. Кислые породы (гранитоиды), напротив, претерпели незначительные изменения.

В вишневогорско-ильменогорском гнейсово-мигматитовом комплексе, по данным Б. М. Роненсена (1963), В. Я. Левина, Ю. Д. Панкова (1963) и других исследователей, максимум регионального метаморфизма характеризуется более высокой степенью, чем в Сысертском комплексе, достигая высшей субфации амфиболитовой фации (типomorphicные минеральные ассоциации: биотит — силлиманит — гранат — кварц — плагиоклаз; биотит — калинатровый полевой шпат — кианит — силлиманит; диопсид — роговая обманка — гранат — плагиоклаз — кварц). На южном окончании Вишневогорского щелочного плутона Б. М. Роненсен описаны породы с минеральным парагенезисом микроклин — пертит — кварц — силлиманит — гранат (альмандин — пироп), характеризующим условия гранулитовой фации или переходные от амфиболитовой фации к гранулитовой.

На продукты высоких ступеней регионального метаморфизма накладываются процессы гранитизации и мигматизации. Они проявлены на площади неравномерно, характеризуясь на разных участках и качественными различиями. В центральной части комплекса отчетливо проявлены следы ранней стадии процесса гранитизации — плагиогнейсового перерождения амфиболитов. К востоку усиливаются проявления поздней стадии, сопровождающиеся интенсивным калиевым метасоматозом и инъекцией гранитового материала. С этой стадией, сопряженной, по крайней мере на завершающем этапе, с позднепалеозойской гранитовой интрузией, связано образование гомогенных и очковых гранито-гнейсов, насыщенных жилами пегматитов, аплитов и биотитовых гранитов. Гранито-гнейсовые поля располагаются на южной переклинали (Чашковские горы) и восточном крыле ильменогорского комплекса (районы озер Аргаяш, Аргази, Увильды и г. Кыштыма).

На крыльях и южном погружении Сысертско-Ильменогорского мегантиклинория породы гнейсово-мигматитовой формации обрамляются осадочными отложениями, метаморфизованными в условиях альбит-эпидот-амфиболитовой и участками низких ступеней амфиболитовой фации. Возраст их остается неустановленным, за исключением участка южного обрамления, где он фаунистически охарактеризован как средневерхнеордовикский (кундравинская свита). Особенности распространения, состава и структуры продуктов метаморфизма этих отложений указывают на регионально-контактовый характер метаморфизма, обусловленный тесной генетической связью с позднепалеозойской гранитовой интрузией.

Рассматриваемые отложения, в свою очередь, сменяются фаунистически охарактеризованными силурийскими отложениями, структурно приуроченными к смежным с Сысертско-Ильменогорским мегантиклинорием синклиналильным структурам — Тагильскому и Арамилско-Сухтелинскому мегасинклиниям. Переход к областям распространения силурийских отложений знаменуется, как правило, скачкообразным понижением ступени метаморфизма до уровня зеленосланцевой фации.

Главные черты наблюдаемого тектонического и метаморфического плана Сысертско-Ильменогорской зоны обусловлены мощным влиянием позднепалеозойского орогенеза. В частности, на данном этапе возникла метаморфическая зональность, связывающая в единую метаморфическую серию кристаллические образования центральной части зоны и метаморфизованные отложения ее периферических частей (данные В. Я. Левина, Ю. Д. Панкова и др.), и проявился региональный кливаж, охватывающий в равной мере как метаморфические толщи, так и залегающие в ядре структуры миаскиты, абсолютный возраст которых равен 250—310 млн. лет. (Роненсен, 1963). Однако ряд прямых и косвенных признаков позволяет судить о сложности и многоэтапности

пути развития этой зоны. Так, например, В. Я. Левиным в районе г. Миасса и нами у оз. Увильды в породах центральной части зоны установлены следы ранних интенсивных деформаций, несомненно являющихся составным элементом регионального динамотермального метаморфизма относительно высоких ступеней и выраженных соответственно линейностью в амфиболитах и гнейсовидностью в биотито-гранатовых гнейсах. Азимут простираения линейности и гнейсовидности, несмотря на значительное удаление друг от друга пунктов их замера, почти совпадают — около 230° . В обоих случаях на ранние деформации отчетливо накладываются линейность и кливаж осевой плоскости позднепалеозойского этапа, простирающиеся по азимуту 160° , т. е. почти вкрест простираения деформаций раннего этапа.

Проявления контактового метаморфизма установлены в связи с интрузией миаскитов (описаны выше) и гранитов. Относительно небольшие гранитовые массивы приурочены к полям гранито-гнейсов (Увильдинский, Бидинский, Аргазинский). Граниты связаны с гранито-гнейсами постепенными неуловимыми переходами, но, проникая в периферическую зону, сложенную описанными выше метаморфизованными отложениями, отчетливо обнаруживают интрузивный характер и вызывают в них приконтактовую перекристаллизацию, сопровождаемую местами фельдшпатизацией.

Значительное распространение в ильменогорском комплексе имеют проявления динамометаморфизма. Зоны динамометаморфизма выражены резкими полосами милонитов к западу от Ильменских гор (контакт миаскитов с вмещающими инъекционными гнейсами) и в районе г. Кыштыма («кыштымский сдвиг», Кузнецов, 1951).

Метаморфизм горных пород, слагающих южную часть Сысертско-Ильменогорского антиклинория (к югу от Кундравов), характеризуется в основном условиями зеленосланцевой фации. Лишь на локальных участках (около сел Устелёмово, Белово и в ряде других мест) отмечается локальное повышение степени метаморфизма до альбит — эпидот — амфиболитовой фации, по-видимому, связанное с позднепалеозойским магматизмом, а у с. Ларино в ядре брахиантиклинали обнажаются породы гнейсово-мигматитовой формации. По степени прогрессивного метаморфизма ларинский комплекс аналогичен сысертскому, но отличается от последнего интенсивным гидротермальным диафторезом в условиях зеленосланцевой фации, проявившимся на заключительной стадии формирования комплекса. В результате диафтореза слюдяные сланцы, гнейсы и амфиболиты преобразованы в слюдиты и хлоритолиты, а на месте гипербазитов возникли талько-карбонатные породы с реликтовыми формами звездчатого антофиллита, относящегося к прогрессивной стадии метаморфизма. Интрузивные породы кислого состава практически не изменены.

Метаморфические зоны, охватывающие площади Арамильско-Сухтелинского и Медведевско-Свердловского мегасинклинориев, характеризуются зеленосланцевыми и зеленокаменным (на участках, уцелевших от рассланцевания) метаморфизмом слагающих ее вулканогенных и осадочных пород, однако разным частям зоны присущи свои особенности формирования и условия метаморфизма.

Несколько выделяется в этом отношении часть зоны, которая прилежит с востока к сысертскому гнейсово-мигматитовому комплексу, отделяясь от него крупным долгодвижущим разломом. Проведенными в последнее время работами под руководством М. С. Раппопорта выяснены сложное складчато-глыбовое строение этой площади и полиметаморфический характер преобразования горных пород, позволяющие классифицировать ее как локальную зону смятия (в понимании

Б. Я. Хоревой и В. П. Нехорошева), приуроченную к системе сближенных разломов. Особенности метаморфизма в зоне определяются сочетанием следующих факторов: а) интенсивных тектонических движений, обусловивших проявления динамометаморфизма; б) синкинематического и посткинематического магматизма, с которыми, соответственно, связаны прогрессивные изменения пород, регионально-контактового и термоконтактового характера и регрессивного изменения послемагматической стадии. Минеральные ассоциации, возникшие на стадиях прогрессивного метаморфизма, характеризуют условия альбит-эпидот-амфиболитовой и низких ступеней амфиболитовой фации. В западной части зоны смятия в ряде пунктов в небольших тектонических блоках обнажаются сысертские гнейсы. Они испытывают интенсивный динамометаморфизм и диафторез. Сложная временная последовательность и пространственная неоднородность проявления разных процессов обусловили крайне неравномерное, мозаичное распространение различных продуктов метаморфизма в зоне смятия.

В южном направлении рассматриваемая зона, по-видимому, находит свое продолжение в так называемом прииртяшском комплексе, сложенном мраморами с линзами наждака, оттрелитовых и зеленых сланцев (данные Г. Н. Папулова), а в северном, теряя отличительные особенности локальной зоны смятия, продолжается в виде зоны рассланцевания.

Многочисленные, относительно мелкие тела позднепалеозойских гранитоидов, прорывающих вулканогенно-осадочные толщи Арамилско-Сухтелинского и Медведевско-Свердловского мегасинклинориев, окружены ореолами роговиков, но сами граниты практически неметаморфизованы. Гипербазиты превращены преимущественно в хризотилловые серпентиниты, а пространственно связанные с ними габбро большей частью сосюритизированы и уралитизированы. Более интенсивные изменения эти породы испытывают вблизи крупных гранитовых масс, например в пограничной зоне с кочкарским комплексом. Здесь серпентиниты перекристаллизованы в антигритовые разности и преобразованы в тальково-карбонатные породы.

Следующей к востоку структурой I порядка является громадный по протяженности Мурзинско-Суундукский мегантиклинорий, к которому приурочены крупнейшие интрузии позднепалеозойских гранитов, образующие главный гранитовый пояс Урала. По простиранию мегантиклинорий распадается на части существенно различного строения, чем предопределяется отсутствие единого для всей структуры метаморфического плана.

Самая южная (в границах описываемой территории) часть структуры, в которой обнаруживаются определенные черты общности строения и развития, охватывает Суундукский, Джабык-Карагайский и Кочкарский брахиформные антиклинории, разделенные седловинными синклиналями. В ядрах названных антиклинориев выступают граниты, окруженные продуктами высоких и средних ступеней метаморфизма. Расчленение последних по типам и возрасту представляет собой сложную задачу, основные аспекты которой рассматривались выше. Большею частью указанные продукты несут признаки полиметаморфизма. На крыльях антиклинория залегают отложения, преимущественно терригенные, разных возрастов, от ордовикского до нижнекарбонатового включительно. Все они испытаны на позднепалеозойском этапе однотипный региональный динамотермальный метаморфизм в условиях низших ступеней зеленосланцевой фации и региональный кливаж. В седловинных синклиналях те же породы местами характеризуются еще

более низкотемпературным метаморфизмом, опускающимся до начального.

В окружении Суундукского гранитового массива выступают породы гнейсового облика, заключающие в приконтактной зоне многочисленные инъекции гранитового материала. Уровень их метаморфизма отвечает средним ступеням амфиболитовой фации. В высказываниях разных исследователей о природе этих пород нашли отражение все основные точки зрения по вопросу о генезисе уральских гнейсов вообще (Соколов, 1935; Пронин, 1963; Краснова, 1961 и др.). В последнее время В. Г. Пьянковым достоверно установлено контактово-метаморфическое происхождение гнейсовидных пород восточного крыла антиклинория за счет песчаников и сланцев ордовика, испытавших до того динамотермальный метаморфизм. По данным В. Г. Пьянкова, гнейсовидные роговики переходят через южное окончание массива также на его западный борт. Однако этим пока не решается вопрос о наличии или отсутствии здесь, кроме роговиков, также и гнейсов — производных высоких ступеней регионального метаморфизма. В контактовом ореоле Неплюевского массива развиты типичные роговики (андалузитовые, кордиерито-андалузитовые, кварцево-роговообманковые и др.), сохраняющие условия залегания исходных пород. В них наблюдается тонкая приконтактная инъекция гранитового материала. По удалении от контакта метаморфизм быстро ослабевает.

В ядре Джабык-Карагайской брахиантиклинали, на обрамлении залегающего здесь батолитического массива, по совокупности имеющихся данных, намечаются две генетические группы производных относительно высоких ступеней метаморфизма. Одну группу составляют гнейсы, к которым приурочено месторождение мусковита. Степень их метаморфизма отвечает альбит-эпидот-амфиболитовой и низкотемпературной части амфиболитовой фации. Гнейсы окружают массив почти со всех сторон, удаляясь местами от контакта на расстояние в несколько километров без понижения ступени метаморфизма. Поблизости от контакта в гнейсах появляются новообразованные порфиробласты калиевого полевого шпата, гранитоидные инъекции и устанавливаются следы контактовых изменений. На периферии гнейсы сменяются слабо-метаморфизованными отложениями нижнего карбона. Контакт тех и других непосредственно не наблюдался, но какие-либо данные, которые бы указывали на переходы одних в другие, никем не приводятся. На отрезке юго-западного контакта массива, где последний залегает непосредственно в песчаниках карбона¹, наблюдается относительно узкий контактовый ореол, сложенный типичными роговиками. Степень метаморфизма с удалением от контакта быстро падает от роговообманково-роговиковой до фонового начального метаморфизма.

Кочкарский антиклинорий отличается от вышеописанных особенностями строения и развития метаморфических процессов, в которых многое пока остается невыясненным. Большинство исследователей в последнее время обращало внимание на различное строение западной и восточной частей структуры, выражающееся прежде всего в различиях стратиграфического разреза указанных частей и особенностях состава, возраста и генезиса приуроченных к ним гранитоидных интрузий.

Породы западной части кочкарского комплекса, судя по ряду признаков, испытали неоднократный метаморфизм. Их современный состав и облик в главной мере обусловлены влиянием позднепалеозой-

¹ По мнению ряда геологов (К. П. Плюснина, Л. Д. Булькина и др.), эти песчаники относятся к ордовика.

ского этапа тектогенеза. Вследствие больших размеров и сближенного расположения гранитовых массивов, зажатые между ними породы кровли оказались под очень сильным воздействием контактовых процессов, почти полностью стерших следы более ранних этапов. К реликтовым образованиям ранних этапов относятся, по-видимому, ставролито-кианитовые, биотитовые, биотито-роговообманковые гнейсы с прослоями амфиболитов, развитые около Санарского, Демаринского и Варламовского массивов. По наблюдениям И. В. Ленных и особенно Б. К. Львова (1963), указанные массивы сложены гранито-гнейсами, образовавшимися путем гранитизации гнейсов и других продуктов высокотемпературного регионального метаморфизма. Б. К. Львов отмечает длительную историю формирования гранито-гнейсов, подчеркивая решающее значение позднепалеозойской волны гранитизации, связанной с интрузией гранитов.

Характерной чертой западной части Кочкарской структуры является широко развитый здесь комплекс кварцево-сланцевых сланцев. Всеми исследователями образование сланцев генетически связывалось с внедрением гранитов, но большинством из них процесс метаморфизма рассматривался как нормальное контактное воздействие гранитов на вмещающие песчано-глинистые отложения и эффузивные породы (Б. М. Романов, Г. А. Мирли, П. К. Олерский, И. В. Ленных). Б. М. Романов считал кочкарский комплекс примером одного из выделявшихся им типов метаморфических ореолов гранитовых интрузий, а именно слюдяно-сланцевого ореола. Однако сопоставление всех имеющихся данных о составе, строении и зональности кочкарского слюдяно-сланцевого комплекса приводит к убеждению, что в его формировании решающая роль принадлежала процессам послемагматического кислотного выщелачивания. Указанные процессы, наложившись на разные породы, и обусловили возникновение однообразного слюдяно-сланцевого комплекса, как бы сnivelировавшего существовавшее прежде мозаичное распределение разных по составу и типу метаморфизма пород. О последних в настоящее время удастся судить только по реликтам.

Отчетливо проявлена зональность размещения продуктов выщелачивания. Вблизи гранитовых тел последние представлены породами высокотемпературной серии — кварцево-мусковитовыми сланцами слинзами кианитовых кварцитов (Борисовские сопки, Михайловское и Светлинское месторождения). На периферии ореола выщелачивания развиты низкотемпературные аналоги этих пород — кварцево-серицитовые сланцы с линзами или гнездами кварцево-каолинитовых и др. пород (районы Кумляка, Кокушки). Необычность состава кочкарских алюмо-кварцитов сравнительно с классическими типами этих образований, развитыми в субвулканических комплексах, объясняется их возникновением на глубинном уровне. Широкому развитию процессов выщелачивания, по-видимому, способствовали отмеченные выше особенности объемных и пространственных соотношений гранитов и боковых пород в западной части Кочкарской структуры.

В восточной части Кочкарского антиклинория региональный метаморфизм эффузивных и осадочных пород не поднимается выше низкотемпературной ступени фации зеленых сланцев. Внедрение гранитоидов пластовского комплекса вызвало локальное повышение метаморфизма до уровня роговообманково-роговиковой фации. Значительной интенсивности достигли процессы изменения самих гранитоидов. Последние выражаются в перекристаллизации с образованием бластических структур, замещении плагиоклаза и темноцветных серицитом, эпидотом, хлоритом и развитии шахматного альбита по микроклину. В северной части Пластовского массива распространены своеобразные существенно

биотитовые, биотито-роговообманковые и биотито-мусковитовые породы («табашки»), возникшие в результате контактово-метасоматического изменения жильных пород (диабазов, альбитофинов и кварцевых альбитофинов) с сохранением реликтовых структур последних. Позднее на «табашки» накладывается гидротермальный метаморфизм, в процессе которого биотит замещается хлоритом и карбонатом и происходит окварцевание пород (И. В. Ленных).

Следующая к северу часть Мурзинско-Суундукского мегантиклинория в интервале между Кочкарским и Мурзинским антиклинориями по характеру «фоновой» регионального метаморфизма в целом близка к Арамильско-Сухтелинской зоне. На участке, приуроченном к Асановской синклинали, породы практически не метаморфизованы. Проявления более высокотемпературного метаморфизма относятся к контактовому типу и локализуются около гранитоидных интрузий. В Шиловско-Коневском районе к контактово-измененным породам приурочены редкометалльные месторождения скарнового и грейзенового типа.

Расположенная еще севернее часть Мурзинско-Суундукского мегантиклинория, индивидуально выделяющаяся в метаморфическом плане, охватывает Мурзинский и Сосьвинский антиклинории. Западное крыло Мурзинского антиклинория сложено кристаллическими образованиями гнейсово-мигматитовой формации, а восточное занято крупными Адуйским и Мурзинским гранитовыми массивами. На западе гнейсово-мигматитовый комплекс ограничен региональным разломом, соприкасаясь с различными горизонтами силуро-девонской осадочно-вулканогенной толщи Свердловского синклиория. В приразломной полосе шириной до 1 км породы гнейсово-мигматитового комплекса превращены в милониты; слабометаморфизованные породы Свердловского синклиория около разлома отличаются повышенной трещиноватостью, а местами рассланцованы.

По степени прогрессивного метаморфизма мурзинско-адуйский комплекс ближе всего напоминает ильменогорский комплекс. Все породы рассматриваемого комплекса, независимо от их положения в разрезе и на площади, характеризуются примерно одинаковым уровнем метаморфизма, отвечающим средней и высокой ступеням амфиболитовой фации. Граниты Мурзинского и Адуйского массивов, внедрившиеся в восточное крыло антиклинория, не влияют на степень регионального метаморфизма. Например, около пос. Ключевска, вблизи западной границы комплекса и в удалении от гранитов, наблюдались мигматиты гранато-биотитовых плагiogнейсов с прослоями амфиболитов и диопсидо-скаполитовых пород. Вслед за региональным метаморфизмом породы мурзинско-адуйского комплекса, подобно другим гнейсово-мигматитовым комплексам Урала, пережили длительный многоэтапный процесс гранитизации и мигматизации, сопряженный на завершающем этапе с позднепалеозойской интрузией гранитов. Собственно приконтактные явления ограничиваются в основном обильными согласными и секущими инъекциями и дайками гранитов в гнейсах и изофациальной перекристаллизацией последних. Напротив, на восточных контактах гранитовых массивов, располагающихся в области Алапаевско-Теченского мегасинклиория, осадочно-вулканогенные отложения ландоверийского возраста испытывают сильный контактовый метаморфизм, быстро спадающий при удалении от массивов (А. Г. Жученко, М. А. Поляков, Н. В. Пояркова, Р. А. Сюткина и др.). Еще контрастнее выражены явления контактового метаморфизма в отложениях верхнего девона — нижнего карбона на восточном контакте Гаевского массива, приуроченного к Сосьвинскому антиклинорию (В. Г. Шихов).

Площадь Восточно-Уральского прогиба выделяется в целом как область низкотемпературного зеленосланцевого, зеленокаменного и начального регионального метаморфизма. Значительные участки площади сложены породами, практически не испытанными метаморфизма. Как и в других описанных выше метаморфических областях данного типа, проявления средне- и высокотемпературного метаморфизма распространены локально и генетически связаны с контактовым воздействием гранитоидных интрузий, располагающихся внутри прогиба или прошикших в его краевые части из смежных поднятий.

Последней крупной структурой Урала, на площади которой интенсивно проявились процессы метаморфизма, является Зауральское поднятие. Попадающая в пределы описываемой площади часть структуры почти целиком перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом, поэтому имеющиеся сведения по метаморфизму относятся, в основном, к юго-западным открытым участкам.

В ядре Кундыбаевского антиклинория распространены образования гнейсово-мигматитовой формации с максимумом метаморфизма, отвечающим силлиманито-мусковитовой субфации амфиболитовой фации (Г. А. Кейльман и др.). Залегающие на них в синклиналиях породы эффузивно-осадочной толщи силура и девона не несут существенных следов метаморфизма. Различие этих двух комплексов выражается еще и в том, что нижний комплекс обильно насыщен пегматитовыми жилами, отсутствующими в верхнем комплексе. Контакты Мариновско-Андреевской интрузии с гнейсами, кварцитами и амфиболитами относятся, по данным Т. А. Смирновой, к типу активных и интрузивных контактов. В приконтактовом ореоле породы перекристаллизованы и инъецированы материалом интрузии. Находка ксенолитов амфиболитов в эндоконтактовой зоне гранитов указывает, по мнению Т. А. Смирновой, на то, что ко времени интрузий вмещающие породы находились уже в метаморфизованном состоянии.

Севернее, на реках Уй и Санарка, обнажается Нижнесанарский гнейсово-мигматитовый комплекс, долгое время рассматривавшийся как гнейсовый ореол одноименного гранитоидного массива. По нашим наблюдениям, комплекс сложен биотито-роговообманковыми кристаллическими сланцами и гнейсами, в разной мере гранитизированными — вплоть до преобразования в очковые и гомогенные гранито-гнейсы. С восточной стороны эти породы имеют тектонический контакт с осадочно-вулканогенными породами и серпентинитами нижнего карбона. В зоне контакта они интенсивно катаклазированы и испытали диафторез. С западной стороны те же породы прорываются порфировидными гранодиоритами Нижнесанарского массива, оказавшими на них ничтожное контактное воздействие. Уместно отметить, что на западном контакте указанных гранитоидов с известняками нижнего кембрия метаморфизм также проявлен очень слабо, ограничиваясь лишь мраморизацией и окварцеванием известняков в интервале первых метров. Близкое соседство очень слабометаморфизованных отложений нижнего кембрия и глубокометаморфизованных кристаллических образований делает весьма вероятным предположение о докембрийском возрасте последних.

Восточнее г. Троицка выступает толща метаморфических сланцев, представленных кварцитами, слюдястыми, графитовыми и другими сланцами, среди которых в районе д. Бобровка залегают листовенитовые сланцы. Степень метаморфизма их отвечает высшей субфации зеленосланцевой фации. Западнее (на восточной окраине г. Троицка) они сменяются фаунистически охарактеризованными верхне- и среднеордовикскими отложениями, представленными слабометаморфизован-

ными песчаниками, глинистыми и филлитовидными сланцами. По данным К. П. Плюснина, метаморфические сланцы отделены от отложенных ордовика крупным угловым несогласием.

По более северным частям Зауральского поднятия имеются отрывочные сведения. Тем не менее они позволяют судить о том, что здесь также распространены характерные для областей поднятий метаморфические комплексы. Например, насколько можно судить по материалам Н. Б. Малютина, западное крыло Красногвардейского антиклинария сложено образованиями гнейсово-мигматитовой формации.

* *
*

Подводя итоги краткого обзора проявлений метаморфизма горных пород Урала следует сказать, что вследствие ряда причин степень изученности различных вопросов, связанных с метаморфизмом горных пород Урала, значительно отстает от достигнутого уровня знаний в других областях уральской геологической науки. Это обстоятельство все более отрицательно сказывается на решении общих проблем региональной геологии Урала и задач прикладного характера. В связи с этим начатые в Уральском геологическом управлении специальные работы по составлению карты метаморфизма Урала и изучению гнейсово-мигматитовых комплексов необходимо усилить и проводить систематически в дальнейшем. Особо актуальным представляется изучение полиметаморфических комплексов. Опыт изучения подобных комплексов в других регионах, в частности в Казахстане, показывает, что разные этапы прогрессивного и регрессивного метаморфизма нередко фиксируются весьма сходными минеральными парагенезисами с тонкими различиями только в составе или структуре самих минералов. Важность разработки методик для диагностики разных генераций очевидна, ибо она имеет прямое отношение к решению металлогенических и поисковых задач.

ОГЛАВЛЕНИЕ

	Стр.
Введение. <i>К. К. Золов</i>	7
История геологического исследования Урала. <i>Б. М. Романов</i> , <i>П. И. Аладинский</i> (с дополнениями <i>К. К. Золова</i>)	10
Физико-географическое описание Урала. <i>А. П. Сигов</i>	25
Рельеф	25
Гидрография	28
Климат	32
Почвенно-растительный покров	36
Основные черты геологического строения. <i>И. Д. Соболев</i>	38
Стратиграфия	64
Докембрий	64
Нижний и средний докембрий. <i>М. И. Гарань</i>	65
Верхний докембрий (рифей)	70
Западная структурно-фациальная зона. <i>М. И. Гарань</i>	70
Центральная структурно-фациальная зона. <i>М. И. Гарань</i>	106
Восточный склон Урала (метаморфические толщи и их возраст). <i>Ю. П. Бердюгин</i>	118
Эокембрий (венд) — нижний кембрий	121
Западная и Центральная структурно-фациальные зоны (Южный Урал). <i>М. И. Гарань</i>	121
Центральная и Западная структурно-фациальные зоны (Средний и Северный Урал). <i>П. М. Есипов</i>	124
Кембрийская система	132
Центральная структурно-фациальная зона. <i>М. И. Гарань</i>	132
Восточная структурно-фациальная зона. <i>Ю. П. Бердюгин</i> и <i>Е. П. Шулькин</i>	134
Вопросы корреляции докембрийских, эокембрийско (вендско)-нижнекембрийских и кембрийских отложений Урала. <i>М. И. Гарань</i>	136
Ордовикская система	149
Западный склон Урала. <i>В. Г. Варганов</i>	149
Восточный склон Урала. <i>Н. Ф. Мамаев</i>	162
Силурийская система	170
Западный склон Урала. <i>Н. Г. Чочиа</i> и <i>К. А. Львов</i>	172
Восточный склон Урала. <i>А. Н. Ходаевич</i> и <i>Н. Ф. Мамаев</i>	182
Девонская система	197
Западный склон Урала и Приуралье. <i>Н. Г. Чочиа</i> и <i>С. М. Домрачев</i>	199
Восточный склон Урала. <i>А. Н. Ходаевич</i> , <i>В. П. Мухина</i> , <i>Н. Ф. Мамаев</i> и <i>А. А. Пронин</i>	217
Каменноугольная система	247
Западный склон Урала. <i>О. А. Щербаков</i>	248
Нижний отдел. <i>О. А. Щербаков</i>	250
Средний отдел. <i>В. Д. Наливкин</i> и <i>А. А. Султанаев</i>	269
Верхний отдел. <i>В. Д. Наливкин</i> и <i>А. А. Султанаев</i>	283
Восточный склон Среднего Урала. <i>А. А. Пронин</i>	291
Восточный склон Южного Урала	305
Магнитогорский район. <i>А. А. Плюснина</i>	306
Челябинский район. <i>Н. Ф. Мамаев</i>	317
Полтаво-Брединский район. <i>Н. Ф. Мамаев</i>	321
Аятский район. <i>Н. Ф. Мамаев</i>	323
Пермская система. <i>В. Д. Наливкин</i> , <i>Е. Н. Ларионова</i> и <i>К. С. Шершнев</i>	326
Триасовая система. <i>В. И. Тужикова</i>	358
Юрская система. <i>Н. И. Архангельский</i> и <i>В. А. Лидер</i>	378
Меловая система. <i>А. П. Сигов</i>	391

	Стр.
Палеогеновая система. <i>А. П. Сигов</i>	404
Неогеновая система. <i>А. П. Сигов</i>	422
Четвертичная система. <i>В. А. Лидер</i>	425
Магматизм и метаморфизм	455
Вулканизм. <i>В. М. Сергиевский</i>	457
Вулканизм раннего докембрия. <i>В. М. Сергиевский</i>	459
Вулканизм позднедокембрийско-кембрийской геосинклинали. <i>В. М. Сергиевский</i>	460
Вулканизм ордовикско-позднепалеозойской геосинклинали. <i>В. М. Сергиевский</i>	473
Вулканизм позднегурнейско-намюрского этапа. <i>К. П. Плюснин, Т. А. Смирнова</i>	507
Вулканизм послеварисской платформы. <i>Н. Б. Малютин</i>	520
Интрузивные формации. <i>Д. С. Штейнберг</i>	537
Перидотитовые формации	542
Габбровые формации	560
Гранитовые формации	627
Метаморфизм. <i>Л. М. Минкин</i>	685
Региональный метаморфизм	689
Контактный метаморфизм	702
Гидротермальный метаморфизм	705
Динамометаморфизм	707
Метаморфические зоны и комплексы	777
Приложения: таблицы 6, 8, 9, 10, 12, 13, 15, 16 (вкладки)	

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XII

Пермская, Свердловская, Челябинская и Курган-
ская области

Часть I

Геологическое описание

Книга I

Ведущий редактор *Е. К. Семилеткова*

Технический редактор *Е. С. Иерусалимская*

Корректор *В. П. Крылова*

Сдано в набор 6/V—1969 г.

Подписано к печати 8/X—1969 г.

Бумага № 1 и офсетная

Формат бумаги 70×108^{1/16}

Печ. л. 45,75 (с 1 вкл.)+8,25 офсет. прилож.

Условн. печ. л. 75,6

Уч.-изд. л. 69,46

Тираж 2000 экз.

Цена 5 руб. 35 коп. с приложением

Зак. № 602/10340—1

T-14621

Индекс 3—4—1

Издательство «Недра».

Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

