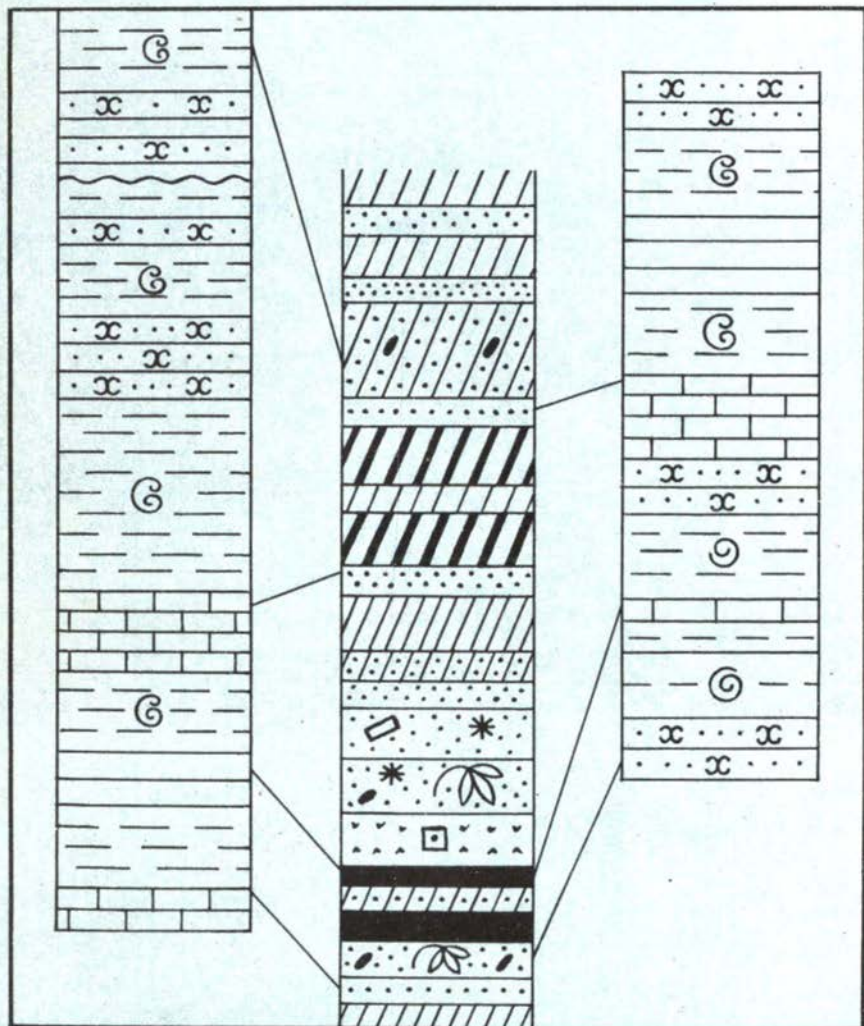


Юра Юга СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР

МИНИСТЕРСТВО НЕФТЯНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ

ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И РАЗРАБОТКИ ГОРЮЧИХ ИСКОПАЕМЫХ

Юра Юга СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"

МОСКВА 1983

вании изучения морского мезозоя Сибири и Дальнего Востока предложено двучленное деление тоарского яруса. В то же время морской тоар Кавказа и всей области Тетиса по всему комплексу геологических данных (литологическому составу, распределению различных групп фауны по разрезу) имеет четкое трехчленное деление, причем средний тоар (в объеме зон *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis*) очень четко выделяется в разрезах и является прекрасным реперным горизонтом.

Неудобно вновь предложенное расчленение оксфордского яруса на три подъяруса. В основном на Мангышлаке, Северном Кавказе и в Юго-Западном Гиссаре двучленное расчленение больше отвечает естественно-историческому развитию регионов в это время.

В основу представленных схем положены: для Северного Кавказа — стратиграфическая схема юрских отложений Северного Кавказа [Объяснительная записка..., 1973]; для Средней Азии — схема стратиграфии юрских отложений, утвержденная МСК в январе 1972 г. [Решения..., 1977].

Все стратиграфические построения базируются на тектонических особенностях района и увязаны с ними.

1. На основе собственных материалов изучения фауны, микрофауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов из многочисленных естественных разрезов и разрезов скважин юрских отложений различных территорий Юга СССР, а также обобщения имеющихся к настоящему времени данных по биостратиграфии разработаны стратиграфические схемы юрских нефтегазоносных отложений Юга СССР.

2. На единой биостратиграфической основе разработана корреляционная схема юрских отложений Юга СССР.

По сравнению с принятыми МСК стратиграфическими схемами по Кавказу и Средней Азии (опубликованными соответственно в 1973 и 1977 гг.) в предлагаемых схемах на основании полученных новых материалов существенно уточнен возраст ряда местных стратиграфических подразделений и во многих случаях детализировано расчленение разреза.

Все материалы обобщены М.М. Алиевым, Р.З. Генкиной и Е.А. Гофман. Разумеется, некоторые положения о возрасте тех или иных толщ и их корреляции в отдельных случаях являются дискуссионными и требуют дальнейших уточнений.

ТЕКТОНИКА

Территория Юга СССР гетерогенна в тектоническом отношении. Рассматриваемые в данной монографии земли принадлежат молодой эпипалеозойской платформе, альпийской геосинклинальной складчатой области постплатформенного орогенеза. Формационная и структурная характеристики юрских отложений определяются принадлежностью каждого района той или иной крупной тектонической области (рис. 1, см. вкл.).

В пределах эпипалеозойской платформы, охватывающей равнинные пространства Крыма, Предкавказья и Средней Азии, юрские отложения, как правило, сложены типично платформенными формациями и образуют платформенные структуры. В наиболее полных вертикальных рядах юры здесь снизу вверх выделяются толщи: песчано-глинистая субугленосная — лейас—средний келловей; карбонатная, имеющая обычно келловейско-оксфордский возраст, но захватывающая иногда частично и кимеридж; эвапоритовая кимеридж-титонского возраста и терригенная красноцветная титонская. Юрские отложения залегают в основании собственно платформенного (ортоплатформенного) чехла, налегая непосредственно на докембрийские или палеозойские породы фундамента или триасовые и палеозойские породы переходного (квазиплатформенного) комплекса.

В области постплатформенного орогенеза, к которой относится Тянь-Шань, юрские отложения представлены обычно платформенными формациями (такими же, как и в смежных районах платформы, но дислоцированными более сложно) и образуют местами напряженные дисгармоничные складчатые структуры.

К альпийской складчатой области относятся Памир, Копетдаг, Большой Кавказ (исключая центральный сектор его Северного склона) и некоторой условностью — Горный Крым. Юрские отложения представлены здесь сильно изменчивыми по мощности формациями преимущественно геосинклинального типа, среди которых весьма характерны песчано-сланцевые, местами с эффузивами, и известняковые.

Между альпийской складчатой областью и молодой платформой протягивается система разобщенных краевых прогибов (с запада на восток): Индоло-Кубанский, Терско-Каспийский и Предкопетдагский. Эти прогибы образовались в олигоцен—антропогене на погруженном краю платформы. Краевые прогибы как бы упираются в поперечные поднятия Северного склона Центрального Кавказа и Кубадага—Большого Балхана, резко выклиниваясь на их склонах и образуя с ними вместе единую краевую подвижную зону платформы.

В течение последних 25—30 лет впервые была расшифрована глубинная тектоника плит эпипалеозойской платформы — Скифской и Туранской, внесено много нового в познание структуры альпийской складча-

Юра Юга СССР/М.М. Алиев, Н.А. Крылов, Р.Э. Генкина, Е.А. Гофман, Е.Н. Дубровская, А.А. Цатурова, К.Н. Аманиязов, К.Н. Алимов, Х.Х. Миркамалов, А.К. Мальцева, Е.Л. Прозоровская, К.О. Ростовцев, А.С. Сахаров. М.: Наука, 1983.

Монография является результатом многолетних исследований по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности юрских отложений обширной территории Юга СССР – от Северного Кавказа на западе до Иссык-Кульской межгорной впадины Тянь-Шаня на востоке. На базе собственных исследований фауны, микрофауны, флоры и спорово-пыльцевых комплексов из естественных разрезов и разрезов скважин юрских отложений различных территорий Юга СССР, а также обобщения имеющихся к настоящему времени публикаций по биостратиграфии разработаны унифицированные стратиграфические схемы юрских образований для различных регионов Юга СССР. На единой биостратиграфической основе предложена схема сопоставления юрских отложений указанной территории. Приведены сведения о тектоническом строении и перспективах юрских отложений на нефть и газ.

Ил. 2, библиогр. 127 назв.

Ответственный редактор

доктор геолого-минералогических наук

В.А. Бененсон

ЮРА ЮГА СССР

Утверждено к печати

Институтом геологии и разработки горючих ископаемых

Редактор издательства *Л.С. Тапельзон*

Художник *Э.А. Дорохова*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*

Технический редактор *М.К. Серегина*. Корректор *Т.И. Шеповалова*

ИБ № 27537

Подписано к печати 11.01.83. Т – 04514. Формат 60x90 1/16.

Бумага офсетная № 1. Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0 + 1,8 вкл. Усл.кр.отт. 14,6.

Уч.-изд.л. 17,2. Тираж 600 экз. Тип.зак. 2068. Цена 2 р. 60 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва, В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука"

199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

Высокая региональная перспективность в отношении нефтегазоносности установлена для мезозойских отложений Юга СССР. В районах их развития – Предкавказье, Бузачи, Южный Мангышлак, Устюрт, Бухаро-Хивинская, Таджикская и Ферганская депрессии – проводятся комплексные работы как по увеличению запасов нефти и газа в уже известных нефтегазоносных районах, так и по выявлению новых перспективных площадей, а также литостратиграфических комплексов. В связи с большим объемом геологопоисковых и разведочных работ на нефть и газ одним из основных звеньев комплексных геологических исследований являются стратиграфические работы, которые лежат в основе познания геологического строения района.

В настоящее время, когда фонд разведанных основных "мезозойских" структур нефтегазоносных районов почти исчерпан, главное внимание геологов-нефтяников должно быть направлено на поиски новых объектов разведок, таких, как неструктурные ловушки, рифовые комплексы, глубоко погруженные отложения. Начато изучение рифовых комплексов и глубоко залегающих образований.

Но главное усилие направлено на установление неантиклинальных ловушек, т.е. выклинивания тех или иных стратиграфических подразделений, несогласий, выпадения частей разреза в однородных литологических толщах.

Для решения этих задач наряду с комплексом исследований литологии, промысловой геофизики, тектоники необходимы детальные стратиграфические схемы, изучение своеобразия распространения и фациальной зависимости различных групп ископаемых, смены фациальных комплексов и т.д. Необходимо также исследовать не только орто-, но и парастратиграфические группы ископаемых, в первую очередь различные микропалеонтологические объекты.

Данная монография является частью большой сводной темы, разрабатываемой в ИГиРГИ в лаборатории стратиграфических исследований нефтегазоносных областей СССР под руководством академика АН АзССР М.М. Алиева. Кроме сотрудников ИГиРГИ, в этой работе приняли участие сотрудники ряда научно-исследовательских институтов и производственных организаций: ВСЕГЕИ, СевКавНИПИнефть, ИГиРНИГМ, МИНХиГП.

При составлении стратиграфической схемы юры мы пользовались стандартным набором зон и ярусов, представленных в 1978 г. на пленуме комиссии по юрской системе МСК [Постановления..., 1978]. В качестве замечания к новой шкале нужно отметить следующее. До 1978 г. в СССР, согласно стандартному набору ярусов и зон юрской системы, предложенному В. Аркеллом [1961], тоарский ярус подразделяется на три подъяруса. В новой общей зональной шкале юрской системы 1978 г. на осно-

той области и краевых прогибов, а также мезозойско-кайнозойской тектоники Тянь-Шаня.

В исследованиях по тектонике Юга СССР принимали участие коллективы геологов и геофизиков ВСЕГЕИ, ИГиРГИ, ВНИГНИ, ВНИИГаза, ВНИГРИ, ГИН АН СССР, МГУ, МИНХиГП, МГРИ, ВНИИГеофизика, геологических учреждений академий наук союзных республик — Грузинской, Армянской, Азербайджанской, Туркменской, Казахской, Узбекской, Таджикской и Киргизской, а также территориальных институтов и производственных организаций министерств геологии, нефтяной и газовой промышленности.

Среди исследователей, сыгравших особенно большую роль в познании тектоники Юга СССР в последние годы, следует упомянуть Г.И. Амурского, А.А. Бакирова, Б.П. Бархатова, А.А. Борисова, И.О. Брода, М.С. Бурштара, М.И. Варенцова, Л.Б. Вонгаза, И.С. Вольвовского, П.Д. Гамкрелидзе, Р.Г. Гарецкого, Г.Е. Дикенштейна, А.И. Дьяконова, К.Н. Кравченко, А.И. Летавина, Я.П. Маловицкого, Е.Е. Милановского, М.Ф. Мирчинка, М.В. Муратова, А.И. Резанова, В.В. Семеновича, Л.Н. Смирнова, В.Ф. Соловьева, А.Н. Шарданова, А.Е. Шлезингера, В.Е. Хаина, А.Л. Яншина и многих других.

В современном структурном плане в пределах эпипалеозойской платформы выделяются платформенные тектонические элементы различных порядков. В северной части молодой платформы в качестве структуры первого порядка выделяется крупное линейное поднятие — кряж Карпинского. Этот элемент на северо-западе включает выходы складчатого карбона Донбасса и протягивается в юго-восточном направлении на п-ов Бузачи. На фоне этого элемента обособляются структуры второго порядка.

Поверхность складчатого палеозойского фундамента погружается вдоль кряжа в юго-восточном направлении до глубин 2—2,5 км. Амплитуда этого линейного поднятия по отношению к сопряженной с ним с юга Маньчжурской системой прогибов по подошве платформенного чехла превышает 1000 м. Юрские отложения распространены в восточной части кряжа. В более западных его частях в основании чехла залегают нижне- и верхнемеловые отложения, а вблизи окраин Донбасса — палеогеновые.

К югу от кряжа Карпинского в пределах Предкавказской части эпипалеозойской платформы в качестве отрицательной структуры первого порядка фиксируется Маньчжурская зона прогибов. Эта сравнительно узкая депрессиональная зона протягивается от южной окраины Донбасса по долине Маньчжур к Кизлярскому заливу. Поперечными седловинами эта зона разделена на ряд прогибов второго порядка: Тузовско-Пролетарский, Гудилловский, Восточно-Маньчжурский. С известной долей условности выделяется Северо-Кизлярский прогиб, расположенный в западной части акватории Каспия. В пределах рассматриваемой зоны прогибов в целом наблюдается увеличение глубин до палеозойского фундамента с северо-запада на юго-восток. Гудилловский прогиб четко выражен не только по поверхности фундамента, но и в структуре всех горизонтов мезозойско-кайнозойского чехла. Тузовско-Пролетарский и особенно Восточно-Маньчжурский прогибы в структуре платформенного чехла выражены гораздо хуже. В целом Маньчжурская зона прогибов как плат-

форменная структура является унаследованной от грабенообразного прогиба стадии переходного развития. Общая протяженность этой депрессии составляет около 700 км при ширине до 70–75 км. Подошва платформенного чехла в Тузовско-Пролетарском прогибе залегает на глубинах 2–2,5 км, в Гудиловском – 3–3,5 км, в Восточно-Маньчском – около 4 км. Юрские отложения распространены только в Восточно-Маньчском прогибе, в более западных прогибах платформенный чехол включает меловые и кайнозойские отложения.

Морфологически с Маньчской зоной сходен еще один тектонический элемент первого порядка – Причерноморско-Северо-Азовская зона прогибов. Эта узкая и протяженная структура прослеживается вдоль южной границы Украинского щита и состоит из ряда прогибов второго порядка (с запада на восток): Предобруджского, Усть-Днестровского, Карпинитского, Сивашского и Ейского, разделенных поперечными перемычками. Северный борт Причерноморско-Северо-Азовской зоны прогибов, видимо, захватывает более или менее узкую полосу с допалеозойским фундаментом, в основном же эта линейная депрессия принадлежит молодой платформе. Несмотря на то что рассматриваемый элемент расположен на границе платформ, он не может считаться передовым прогибом, так как время его образования (юра–мел) совершенно не совпадает с эпохой складчатости в герцинской геосинклинальной области. Мощность платформенного чехла в пределах прогибов Причерноморско-Северо-Азовской зоны 2,5–6 км. Есть основания полагать, что этот элемент, подобно Маньчской системе прогибов, наследует грабен или систему грабенов переходного этапа.

Южнее Маньчских прогибов в Предкавказье в качестве структуры первого порядка выделяется Ставропольское сводовое поднятие, являющееся крупнейшей субмеридиональной зоной воздымания. На фоне Ставропольского свода обособляются структуры второго порядка: Северо-Ставропольский и Южно-Ставропольский валы и разделяющие их Егорлыкский и Спищевский прогибы, а также Центрально-Ставропольская седловина. На севере Ставропольское поднятие Гудиловским прогибом Маньчской зоны отделено от кряжа Карпинского, а на юге – Беломечетским прогибом Восточно-Кубанской впадины от Северной моноклинали Центрального Кавказа. На западе со Ставропольским сводом сопряжена Восточно-Кубанская впадина, а к его восточному склону примыкает Прикумское поднятие. Ставропольский свод – структура древнего заложения. Юрские отложения и значительная нижняя часть нижнего мела здесь отсутствуют. Палеозойское складчатое основание залегает в пределах свода на отметках от –645 до –3000 м. Размеры его 160 × 120 км.

Восточно-Кубанская впадина как бы дугой охватывает Ставропольский свод с юга и запада. Это наиболее глубокая собственно платформенная впадина в Предкавказье (глубина залегания подошвы платформенного чехла достигает здесь 8 км). Размеры ее 250 × 100 км. Восточно-Кубанская впадина характеризуется наиболее полным в Предкавказье и по стратиграфическому объему и подбору формаций разрезом юрских отложений.

В пределах Среднего Каспия, по данным региональных геофизичес-

ких исследований, намечается крупное изометрическое поднятие — Среднекаспийский свод, которое также следует рассматривать как структуру первого порядка. К востоку от него располагаются новые крупные поднятия — Песчаномысский и Ракушечный своды. К юго-востоку от этих элементов, отделяясь Казахской депрессией, располагается Карабогазский свод. Эта Среднекаспийско-Карабогазская "сводовая зона" в общем, видимо, совпадает с зоной наиболее ранней консолидации и преобладающего развития кристаллических пород в домезозойском фундаменте. В пределах Карабогазского свода глубины до кристаллического основания составляют ~1 км, в пределах Среднекаспийского свода подошва платформенного чехла залегает на глубинах ~ 3 км и более.

Наиболее крупным поднятием в этой зоне является Карабогазский свод (350 X 200 км), который располагается в пределах акватории Кара-Богаз-Гола, прилегающей части Каспия и захватывает большую часть Красноводского полуострова. Судя по единичным скважинам, юрские отложения отсутствуют по крайней мере на большей по площади восточной части свода. В наиболее поднятой части свода отсутствуют и нижние секции нижнего мела.

К северу и северо-востоку от Среднекаспийско-Карабогазской "сводовой зоны" располагается ряд крупных линейных элементов первого порядка. Наиболее четким из них являются Мангышлакская и Центрально-Устьюртская системы поднятий и сопряженная с ними с юга Северо-Туркменская система прогибов.

Мангышлакская система поднятий представляет собой сложное тектоническое сооружение, в пределах которого выделяется ряд структурных элементов второго порядка — валов и прогибов. Наиболее приподнятым элементом этой системы является Каратауский вал, где обнажаются дислоцированные отложения пермо-триасового возраста, относимые к переходному комплексу. Дислокации Каратауского вала продолжаются далеко на запад, в пределы акватории Каспийского моря, где ограничиваются региональным разломом. Западная часть Каратауского вала (к западу от Каратаучика) выделяется под названием Тюб-Караганского вала. К югу от Каратауского вала, параллельно ему, располагается Чакырганский прогиб, выполненный на поверхности отложениями палеогена; подошва юрских отложений погружается здесь на глубины до 2,5—3 км. Еще южнее протягивается Беке-Башкудукский вал. По отношению к Каратаускому валу он значительно погружен. В его наиболее приподнятой части обнажаются породы среднеюрского возраста. Расположенный восточнее Тумгачинский вал имеет северо-западное направление и приурочен к крупному разрывному нарушению, расположенному под углом к общему простиранию всей системы поднятий. В наиболее повышенной части Тумгачинского вала обнажаются породы пермо-триаса и юры. К востоку от него располагается ряд более мелких структурных элементов. В ядрах поднятий обнажаются также дислоцированные породы перми и триаса. Здесь могут быть выделены Карашекское поднятие и Музбельский вал. Последнему принадлежат самые восточные выходы пермо-триаса и юры, а восточное замыкание вала располагается под миоценовым чехлом Устьюрта. Поднятия Восточного Мангышлака разделены прогибами, где развиты палеогеновые отложения.

К востоку от Мангышлакской системы поднятий, несколько кулисно к ней, располагается морфологически близкая Центрально-Устьюртская система поднятий. Наиболее крупным ее элементом является Карабаурский вал субширотного простирания. Подошва чехла залегает здесь на отметках $-800 \div -1800$ м. В осевой части вала под миоценовым чехлом залегают отложения альба и верхнего мела. Северо-северо-восточное крыло вала сопровождается крутым сбросовым нарушением с амплитудой около 1000 м. Восточнее Карабаурского вала, отделяясь от него перемычкой, расположен Айбугирский вал того же простирания. Поверхность фундамента залегает здесь на отметках $-500 \div -1500$ м. Почти под прямым углом к Айбугирскому валу примыкает Шорджинское поднятие, шарнир которого погружается на юг и которое, глубоко вдаваясь в Северо-Туркменскую систему прогибов, разобьщает Ассаке-Ауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы.

Если Мангышлакская система поднятий платформенного чехла возникла над зоной самой молодой (позднетриасовой) складчатости на эпипалеозойской платформе и своими контурами фиксирует зону складчатого переходного пермо-триасового комплекса, то Центрально-Устьюртская система поднятий характеризуется отсутствием пермо-триаса вообще: она возникла над горстовидным линейным блоком складчатого палеозойского фундамента, который унаследованно сохранил тенденцию к поднятию в платформенную стадию развития. Этими чертами тектоники обе системы поднятий различаются между собой. Вместе с тем как собственно чехольные структуры обе эти системы близки как морфологически, так и по истории развития в мезозое и кайнозое, что позволяет объединить их в единую крупную линейную структуру — Мангышлакско-Центрально-Устьюртскую систему поднятий, представляющую собой узкий, но высокий структурный порог между депрессиями, расположенными к югу и к северу от нее. Протяженность этой общей структуры составляет свыше 800 км при максимальной ширине 70–75 км. Ее амплитуда по подошве платформенного чехла по отношению к осевым частям сопряженных депрессий в разных поперечных сечениях составляет от 6 до 2,5 км.

К югу от Мангышлакской и Центрально-Устьюртской систем поднятий выделяется крупная линейная депрессия — Северо-Туркменская зона прогибов. Она включает ряд структурных элементов второго порядка: Сегендыкский, Жазгурлинский, Ассаке-Ауданский и Дарьялык-Дауданский прогибы, разделяющие их Карагинскую, Турыкскую и Сарыкамышскую седловины, а также Жетыбай-Узенскую, Хоскудукскую и Шапахтинскую структурные ступени, осложняющие северный борт зоны. Эти структуры второго порядка в свою очередь осложняются локальными поднятиями, которые иногда группируются в структурные зоны. Северный борт зоны прогибов осложнен крупными разрывными нарушениями. Вся зона прогибов выполнена мощной толщей отложений мезозойско-кайнозойского возраста, начиная от юрских пород и кончая миоценовыми. Глубины до подошвы юры вдоль оси зоны прогибов изменяются от 5,5 до 2,5 км.

К востоку от Дарьялык-Дауданского прогиба, отделяясь от него седловиной, располагается Балкуинский прогиб, входящий уже в Амударь-

инскую синеклизу. Таким образом, на востоке Северо-Туркменская система прогибов как бы вливается в Амударьинскую синеклизу, а Балкуинский и расположенный южнее Илимский прогибы могут рассматриваться как продолжение системы прогибов уже в контурах синеклизы.

По происхождению, основным морфологическим особенностям и характеру развития Северо-Туркменская система прогибов близка к Маньчжской и Причерноморско-Северо-Азовской.

К северу от Мангышлакской и Центрально-Устюртской систем поднятий располагается Северо-Устюртская синеклиза, выполненная слабо дислоцированными отложениями переходного комплекса палеозоя и триаса и мезозойско-кайнозойскими собственно платформенными породами. Подошва юры в отдельных прогибах погружается на глубину 5,5 км и ниже. Основными осложняющими синеклизу элементами являются Бейнеуский, Самский и Косбулакский прогибы, протягивающиеся цепочкой в субширотном направлении; Актумсуковское поднятие или система поднятий, расположенных на востоке синеклизы и характеризующихся субширотными структурными простираниями; Барсакельмесский прогиб, расположенный в юго-восточной части синеклизы; и, наконец, Яркимбайская и Кумтюбинская ступени, расположенные соответственно на южном и северо-западном бортах Северо-Устюртской синеклизы. Общие размеры синеклизы 650 × 350 км.

Восточнее Северо-Устюртской синеклизы располагается столь же обширная (950 × 300 км), но менее глубокая Северо-Кызылкумская синеклиза. Максимальные глубины до подошвы платформенного чехла в отдельных прогибах близ постплатформенной области Тянь-Шаня (Арыском, Приташкентском) составляют около 3—3,5 км. На большей же части синеклизы подошва чехла погружается на глубины менее 2 км.

Юрские отложения присутствуют в западной, Приаральской части синеклизы; на большей же восточной ее части платформенный чехол имеет сокращенный стратиграфический объем и включает в основном посленеокомские отложения.

Южнее Северо-Кызылкумской синеклизы расположено крупное поднятие, которое может быть названо Кызылкумо-Нуратинским кряжем. В его пределах расположена целая серия выходов складчатого основания — от Султануиздага на западе до хребта Нуратау на востоке, разобчатых неглубокими прогибами. Платформенный чехол обычно включает резко сокращенный разрез нижнего мела, верхний мел и кайнозой. Лишь в отдельных пунктах устанавливаются локально развитые юрские континентальные отложения. На востоке Кызылкумо-Нуратинский кряж переходит в поднятия постплатформенного орогена Тянь-Шаня. Граница между платформой и орогеном может носить здесь только условный характер.

Зонай флексур и разрывом Кызылкумо-Нуратинский кряж отделен на юге от Амударьинской синеклизы. Последняя является глубочайшей депрессией Туранской плиты: подошва платформенного чехла погружается предположительно до 8000 м и более, а разрез мезозойско-кайнозойского платформенного чехла характеризуется наибольшей стратиграфической полнотой. Юрские отложения, в частности, имеют здесь наиболее полный вертикальный ряд формаций и включают терригенную субугле-

носную (лейас—келловей), карбонатную (келловей—оксфорд), эвапоритовую (кимеридж—титон) и красноцветную (верхний титон) формации. Размеры депрессии 700 X 600 км. Характерной особенностью строения синеклизы по подошве платформенного чехла является наличие крупных структурных ступеней на ее бортах — южном и особенно северо-восточном. В пределах последнего с севера на юг выделяются ступени: Бухарская, характеризующаяся резко сокращенным разрезом юрских отложений и залеганием поверхности фундамента на отметках до — 2300 м, Чарджуоская и Багдажинская, характеризующиеся более полным разрезом юры, повышенной мощностью меловых и кайнозойских отложений и залеганием подошвы платформенного чехла на глубинах соответственно до 4 и 6,5 км.

На юге выделяется Бадхыз-Карабильская ступень, на которой юрские отложения выклиниваются. Эти ступени представляют собой наиболее крупные структурные осложнения синеклизы; в их пределах, в свою очередь, выделяются валообразные и изометрические поднятия и прогибы разнообразной морфологии. К югу от Багдажинской ступени (к югу от Репетекского разреза) и к северу от Бадхыз-Карабильской ступени (также ограниченной разломом) располагается наиболее глубокая часть синеклизы, выделявшаяся ранее под названием Мургабской впадины. Здесь обособляются Марыйское и Учаджинское поднятия, Обручевский, Северо-Бадхызский и Северо-Карабильский прогибы. К западу от Багдажинской ступени (к западу от Восточно-Унгузского разлома) располагаются упоминавшиеся выше Балкуинский и Илимский прогибы и разделяющий их Кирпичлинский вал, а еще западнее — Беурдышкская ступень, за которой следует Центрально-Каракумский свод.

Восточным ограничением Амударьинской синеклизы на территории СССР служит мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта, принадлежащая уже постплатформенному орогену Тянь-Шаня. Образование этой мегантиклинали, как и всего постплатформенного орогена, относится к олигоцен-антропогенному времени. В мезозое и в течение большей части палеогена юго-западные отроги Гиссара и расположенная восточнее Афгано-Таджикская (Южно-Таджикская) депрессия принадлежали вместе с современной Амударьинской синеклизой единой крупной платформенной депрессии. Поэтому разрез мезозойских отложений, обнажающихся в юго-западных отрогах Гиссара, вполне сопоставим по мощностям, формационной и фациальной характеристикам с разрезом мезозоя Амударьинской синеклизы.

Центрально-Каракумский свод представляет собой крупное (250 X X 200 км) поднятие. Подошва платформенного чехла залегает здесь на отметках от — 1400 до — 3000 м. На севере со сводом сопряжен Дарьялык-Дауданский прогиб Северо-Туркменской системы прогибов, на востоке — Амударьинская синеклиза, на западе — Верхнеузбойский прогиб, а на юге склон свода переходит в региональный Бахардокский склон, который может рассматриваться как платформенный борт Предкопетдагского прогиба. В течение мезозоя и кайнозоя свод испытывал тенденцию к воздыманию по отношению к сопредельным депрессиям. Наиболее интенсивный относительный подъем свода фиксируется в юрское время, на границе юры и неокома, в палеогене и начале миоцена.

В качестве осложнений Центрально-Каракумского свода выделяются Ахчакаинский и Зеагли-Дарвазинский выступы. Последний структурно наиболее приподнят. В его центральной части установлены многочисленные сбросы и редкие взбросы, объединяемые в Сернозаводскую зону разрывных нарушений.

Бахардокский склон протягивается вдоль северного борта Предкопетдагского краевого прогиба и может, как указывалось, рассматриваться как его часть. Протяженность этого элемента около 400 км при ширине около 100 км. В пределах Бахардокского склона наблюдается значительное увеличение мощностей кайнозойских отложений с севера на юг и менее интенсивное увеличение мощности мелового комплекса в том же направлении. По верхним горизонтам (кайнозой и мел) здесь фиксируется региональная моноклинал, практически лишенная структурных осложнений. Немногочисленные пока данные указывают на то, что юрский комплекс имеет здесь более сложную структуру и характеризуется наличием погребенных прогибов и выступов.

В Восточном Предкавказье структурой, близкой к Бахардокскому склону по тектонической позиции и морфологии, является Кизлярский склон (ступень), протягивающийся вдоль северного борта Терско-Каспийского краевого прогиба в пределах суши не менее чем на 200 км при ширине около 100 км. Специфической особенностью строения Кизлярской ступени является сокращенный по мощности и стратиграфическому диапазону разрез юрских отложений на большей части этого элемента. Наиболее полный разрез юры предполагается в центральной части Чернелесского прогиба на западе Кизлярского склона.

В Западном Предкавказье аналогичной структурой является Тимашевская ступень, имеющая меньшую протяженность на суше. Она протягивается с севера вдоль Индоло-Кубанского прогиба.

Кроме структур первого порядка и осложняющих их более мелких элементов, в пределах Скифской и Туранской плит выделяются самостоятельные структурные элементы среднего масштаба.

В Восточном Предкавказье, к югу от Манычской зоны прогибов и к северу от Кизлярской ступени, по поверхности складчатого основания выделяется Прикумское поднятие. Этот элемент представляет собой региональный структурный нос, связанный с северной частью Ставропольского свода. Размеры структуры 200 × 90 км. В пределах Прикумского поднятия намечается несколько поднятых структурных зон и поперечных прогибов в фундаменте, выполненных, видимо, отложениями переходного комплекса. В целом эта структура имеет ступенчатое строение с глубинами залегания поверхности фундамента от 2500 м на западе до 5000 м на востоке у побережья Каспия. По подошве юрских отложений Прикумское поднятие выражено менее четко, чем по поверхности складчатого основания, а по меловым горизонтам ему соответствует лишь слабо выраженная терраса на фоне моноклинали, охватывающей все пространство от южного края Карпинского до приосевой части Терско-Каспийского краевого прогиба.

На территории Закаспия к структурным элементам второго порядка, выделяемым в качестве самостоятельных, непосредственно не связанных с более крупными элементами, также относится ряд структур.

К востоку от Карабогазского свода расположен крупный Туаркырский вал, в ядре которого выходят отложения среднего палеозоя и перм-триаса и широко распространены отложения нижней и средней юры. Выходы верхнеюрских отложений фиксируют крылья структуры. Вал отделяется от Карабогазского свода узким Кулангурланским прогибом, который является, видимо, приразломной структурой, выполненной отложениями мела и палеогена.

Протяженность Туаркырского вала составляет 250 км при максимальной ширине до 50 км. Простирается структура северо-западное. Амплитуда вала по отношению к наиболее глубокому из сопряженных с ним Учтаганскому прогибу составляет более 4 км. Учтаганский прогиб располагается к востоку от Туаркырского вала. Он имеет северо-северо-западное простираение и открывается на юг, в сторону Бахардокского склона. Размеры прогиба 170 × 60 км. Максимальные глубины до подошвы платформенного чехла превышают 4 км.

Еще восточнее располагается Карашорский вал, которому в рельефе соответствует бессточная впадина. В пределах этой эрозионной впадины обнажаются верхнемеловые и альбские отложения. Подошва платформенного чехла залегает на глубинах 2–3 км. Превышение вала над Учтаганским прогибом составляет 1–1,5 км. Размеры вала 220 × 20 км.

К северу от Учтаганского прогиба и Карашорского вала располагается куполовидное Кумсебшенское поднятие с размерами 150 × 100 км. Центральной части поднятия соответствует бессточная впадина, где обнажаются альбские и верхнемеловые отложения. На севере Кумсебшенское поднятие сопряжено с Ассаке-Ауданским прогибом Северо-Туркменской системы, на западе узким и неглубоким прогибом отделено от Туаркырского вала, а на юго-востоке, видимо, непосредственно связано с Карашорским валом. Амплитуда Кумсебшенского поднятия по отношению к Учтаганскому и Ассаке-Ауданскому прогибам по подошве чехла составляет около 2 км.

К востоку от Карашорского вала располагается Верхнеузбойский прогиб с глубинами подошвы платформенного чехла до 3,5 км. Размеры 200 × 80 км. Ось прогиба простирается субмеридионально. В отличие от Учтаганского прогиба Верхнеузбойский замыкается и на севере, и на юге. На востоке этот прогиб сопряжен с Центрально-Каракумским сводом.

Таким образом, территория между Карабогазским и Центрально-Каракумским сводами заполнена серией весьма контрастных структур среднего масштаба и характеризуется перепадами отметок подошвы чехла более чем в 4 км. Тем не менее некоторые исследователи объединяют все эти структуры от Карабогазского свода на западе до Центрально-Каракумского на востоке в единый положительный структурный элемент — Туркменскую антеклизу.

На северо-западе Туранской плиты, на территории северной части п-ова Бузачи, выделяется Бузачинский выступ. Он может рассматриваться и в качестве самостоятельной структуры среднего масштаба, однако более правильным представляется считать его крайней восточной частью кряжа Карпинского.

Наконец, севернее рассмотренной выше Мангышлакской системы поднятий и южнее Бузачинского выступа располагается узкий, но значитель-

ный по протяженности Южно-Бузачинский прогиб, расположенный в зоне крупных нарушений в отложениях фундамента и переходного комплекса.

Как уже отмечалось выше, в южной части эпипалеозойской платформы, которая непосредственно граничила с альпийской геосинклинальной областью, может быть выделена особая краевая подвижная зона. В состав этой зоны включена область Горного Крыма, Индоло-Кубанский краевой прогиб, Северная моноклираль Центрального Кавказа вместе с Адыгейским и Минераловодским выступами, Терско-Каспийский краевой прогиб, Большой Балхан-Кубадаг вместе с Красноводским прогибом и Предпопетдагский краевой прогиб.

На западе южная граница краевой подвижной зоны условно проводится по глубинному разлому вблизи южного берега Крыма, а далее — по Ахтырскому, Тырнаузскому и Бурон-Ларскому разломам, еще восточнее — по серии крупных тектонических нарушений, разделяющих внутреннюю и внешнюю зоны Сланцевого Дагестана. В пределах юго-восточной периклинали Большого Кавказа эта граница может быть проведена по Сиазанскому разлому, ограничивающему с севера Тенгинско-Башбармакский антиклинорий, и несколько севернее Апшеронского полуострова — по северному борту так называемого Апшеронского порога. В Закаспии южная граница краевой подвижной зоны проводится по глубинному разлому, который ограничивает с юга Кубадаг-Большебалханское поднятие, а далее — по главному надвигу Копетдага.

Индоло-Кубанский передовой прогиб является компенсационной структурой, возникшей перед воздымавшимся на юге антиклинорием Северо-Западного Кавказа. Поверхность палеозойских отложений, являющаяся фундаментом для осадочных отложений мезозоя-кайнозоя, погружена в его центральной части на глубины 10–12 км. Мощность верхнего тектонического комплекса, представленного олигоценовыми и неоген-четвертичными отложениями, выполняющими прогиб, по геофизическим данным, достигает 3–5 км. Таким образом, суммарные мощности мезозойских и палеогеновых (палеоцен-эоценовых) отложений составляют здесь не менее 6–8 км. Столь значительные мощности указывают на интенсивные прогибания, которые испытывала эта область будучи окраинной зоной платформы. От альпийской геосинклинальной области Индоло-Кубанский передовой прогиб отделяется Ахтырским глубинным разломом. Внутренний (геосинклинальный) борт прогиба осложнен серией сложно построенных складок. С переходом к осевой зоне и затем к платформенному борту резкость дислокаций уменьшается.

На востоке Индоло-Кубанский передовой прогиб ограничивается новым поперечным поднятием краевой подвижной зоны платформы — Северным склоном Центрального Кавказа, или Северо-Кавказским краевым массивом. Это крупное поперечное поднятие разделяет Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский передовые прогибы и подразделяется на ряд более мелких тектонических элементов. В пределах этого массива выделяются Адыгейский и Минераловодский выступы и разделяющий их Кубано-Зеленчукский прогиб. Глубина залегания кристаллических пород фундамента в пределах выступов колеблется от — 500 до — 1000 м, а в разделяющем их прогибе достигает — 1500 ÷ — 2000 м.

В целом на Северном склоне Центрального Кавказа наблюдается сравнительно пологое воздымание слоев в южном направлении и крутые флексуобразные погружения в сторону Индоло-Кубанского и Терско-Каспийского прогибов. По отложениям фундамента и по нижним горизонтам осадочного чехла здесь, видимо, имеют место крупные поперечные нарушения, по которым происходит сочленение этих тектонических элементов.

История мезозойского развития Северного склона указывает на платформенный или близкий к нему характер. Суммарные мощности мезозойских отложений Северного склона составляют около 3–3,5 км, из которых 1,5–2 км приходится на нижнюю юру, около 500 м — на среднюю и верхнюю юру, столько же — на нижний мел и около 300–400 м — на верхний мел. Мезозойские отложения Северного склона Центрального Кавказа дислоцированы весьма просто. В общем плане — это моноклиналь с падением слоев на север, осложненная местами пологими складками.

Терско-Каспийский передовой прогиб в общих чертах аналогичен Индоло-Кубанскому, выполнен теми же осадками, но в то же время по ряду структурных признаков отличается от последнего. Поверхность палеозойского складчатого основания здесь опущена, видимо, не более чем на 10 км. В центральной части прогиба выделяются две антиклинальные зоны — Терская и Сунженская. На меридиане поперечного поднятия — Дагестанского клина — передовой прогиб значительно суживается, резко поворачивает на юго-восток и несколько восточнее Апшеронского полуострова выклинивается.

В Закаспии к краевой зоне эпигерцинской платформы отнесена южная часть Краснодарского полуострова. Северная граница этой зоны проведена по северному борту Краснодарского прогиба, а южная — несколько южнее Кубадаг-Большебалханской зоны, по глубинному разлому.

Современная Кубадаг-Большебалханская мегантиклиналь образовалась в неоген-антропогеновое время на месте различных зон мезозойского структурного плана. В пределах Большого Балхана, ныне представляющего собой в поперечном разрезе сундучную антиклиналь, развиты мощные песчано-глинистые и карбонатные отложения юры, дислоцированные в предмеловое время, и менее мощные (близкие к платформенным) формации мела и палеогена, дислоцированные в эпоху альпийского орогенеза. Эти особенности строения сближают Большой Балхан с Горным Крымом. Кубадаг характеризуется сокращенными мощностями мезозойских отложений — он соответствует зоне крупного поперечного поднятия мезозойского структурного плана. Предкопетдагский краевой прогиб, подходя с востока к Большому Балхану, выклинивается у его погружения.

Предкопетдагский прогиб протягивается на 650 км при ширине 50–100 км. Подошва юрского комплекса погружается в его пределах на глубины до 10 км и более; мощность орогенного олигоцен-антропогенового комплекса местами превышает 2 км. По простиранию Предкопетдагский прогиб расчленяется на три синклинальные ванны (с запада на восток): Казанджинскую, Ашхабадскую и Тедженскую. Две первые разобщены Кызыларватским выступом. Разделение Ашхабадского и Теджен-

ского прогибов менее четкое. Характерной чертой структуры Предкопетдагского прогиба является наличие крупного надвига по его южному склону, по которому мезозойские породы Передовой антиклинальной зоны Копетдага надвинуты на кайнозойские породы краевого прогиба. К области альпийской складчатости на рассматриваемой территории могут быть отнесены мегантиклинорий Большого Кавказа, Копетдага, Памир, а также Южно-Каспийская впадина (включая Западно-Туркменскую и Куринскую впадины, представляющие собой части единой молодой депрессии) и Рионская впадина.

Мегантиклинорий Большого Кавказа подразделяется на три части, которые отличаются друг от друга как по характеру тектонического развития, так и по особенностям современной структуры. Это Северо-Западный, Центральный и Юго-Восточный Кавказ. В каждой из этих частей выделяется ряд тектонических элементов и зон более низких порядков.

Северо-Западный Кавказ с севера на юг подразделяется на Гойхтский антиклинорий, Тхабский синклиний, Семигорский антиклинорий и сложно построенную Анапско-Агойскую зону. Эти структурные элементы делятся крупными разрывными нарушениями. Самая западная погруженная и перекрытая молодыми осадками часть Северо-Западного Кавказа выделяется в качестве самостоятельного тектонического элемента. Детализировать ее строение в настоящее время не представляется возможным.

Центральный Кавказ также подразделяется на ряд зон. Это антиклинории Главного хребта и Дарьяло-Богосский, Абхазско-Рачинская зона, моноклираль Скалистого хребта и ряд зон Дагестана. В каждой из них выделяется ряд более мелких тектонических элементов. На севере граница Центрального Кавказа проводится по Тырнаузскому глубинному разлому и выходам палеоцен-эоценовых отложений.

В пределах Дагестана выделяются три тектонические зоны. Для самой северной зоны характерно развитие сравнительно небольших по мощности карбонатных отложений мелового возраста (Карбонатный Дагестан). Эти отложения смяты в антиклинарные коробчатые складки, разделенные пологими синклиналями. Южнее выделяется зона преимущественного развития терригенных отложений средней и верхов нижней юры (внешняя зона Сланцевого Дагестана). Эти породы смяты в относительно просто построенные антиклинальные и синклинальные складки, хорошо выраженные по простиранию. Коробчатая складчатость в этой зоне встречается реже. Еще южнее выделяется зона развития нижнеюрских отложений большой мощности (до 7–8 км), смятых в изоклинальные складки (внутренняя зона Сланцевого Дагестана).

Первые две зоны (Карбонатный Дагестан и внешняя зона Сланцевого Дагестана) имеют двойственный характер. С одной стороны, являясь частью Кавказского горного сооружения, они в современном структурном плане входят в Северный склон мегантиклинория Большого Кавказа. С другой стороны, геотектоническое развитие этого района указывает на то, что данная область не явилась типичной геосинклиналью, о чем свидетельствуют характер мощностей и фаций меловых, в меньшей степени среднеюрских отложений, складчатость (близкая к характеру

складчатости третичных комплексов в Терско-Каспийском передовом прогибе) и другие признаки. В этом смысле Северо-Восточный Кавказ совместно с моноклиналью Скалистого хребта на западе может быть отнесен к южной окраине краевой подвижной зоны платформы, захваченной альпийскими поднятиями и претерпевшей значительные дислокации. Южная граница этой зоны проводится по Бурон-Ларскому разлому, а далее к востоку — по серии крупных тектонических нарушений, разделяющих внешнюю и внутреннюю зоны Сланцевого Дагестана.

В пределах юго-восточной части Большого Кавказа, которая в основном сложена породами юры, мела и палеогена, выделяются следующие основные тектонические элементы: на севере, южнее Сиазанского глубинного разлома, располагаются Конахкендская, Бабадагская и Ковдагская ступени и Шемахино-Кобыстанский синклиниорий. Все эти ступени являются сложно построенными элементами, включающими ряд более мелких структур (антиклинориев и синклинориев), объединенных общими чертами развития. Границы между ступенями проведены по линии крупных продольных тектонических нарушений. Южные и восточные границы этих элементов условно проводятся по контакту палеогеновых и более молодых отложений.

Погруженная периклираль Юго-Восточного Кавказа перекрыта плиоцен-антропогеновыми отложениями. Ее граница в значительной мере условна и проводится по северному борту западной части Апшеронского порога, примерно до меридиана о-ва Нефтяные Камни, затем резко поворачивает к западу, доходит до восточного окончания Апшеронского полуострова.

Копетдаг, входящий в Туркмено-Хорасанскую складчатую систему, на территории нашей страны представлен северной зоной. Здесь в качестве основных элементов выделяются Передовая антиклинальная зона, Скобелевская синклиральная зона, Центральный антиклинорий и Западное погруженное окончание Копетдага, характеризующиеся резким изменением простирания складчатых структур от общего запад-северо-западного на юго-западное и включающие ряд антиклинальных и синклинальных зон.

На дневной поверхности в Копетдаге широко развиты меловые отложения. При этом Передовая антиклинальная зона и Центральный антиклинорий сложены в основном неокотскими карбонатными отложениями. В синклинальных зонах Западного погружения Копетдага развиты верхнемеловые и палеогеновые отложения. Формационный состав мела и палеогена Копетдага сближает эту складчатую систему с прилегающей эпипалеозойской платформой, однако мощности отложений мела и палеогена в Копетдаге существенно больше.

Памир является самым восточным элементом альпийской складчатой области на территории СССР. Общей особенностью его строения является широкое развитие на поверхности допалеозойских и палеозойских метаморфических и магматических комплексов. В пределах этого горно-складчатого сооружения выделяют следующие структурно-разнородные крупные зоны: Северный Памир, представляющий собой выпуклую к северу дугу, ограниченную на севере Северо-Памирским (Каракульским) разломом от мезозойско-кайнозойского прогиба Алайской до-

лины, а на юге — Акбайтальским разломом от структур Центрального Памира; Юго-Восточный Памир, отделенный от Центрального Рушанско-Пшартским разломом; и, наконец, Юго-Западный Памир, также ограниченный глубинными разломами — Гунт-Алигурским и Южно-Памирским.

Хотя Памир часто рассматривают в целом как элемент альпийской складчатой геосинклинальной области, это не вполне точно: Северный Памир представляет собой зону позднепалеозойской или раннемезозойской (триасовой) складчатости, причленившуюся к другим зонам, образовав с ними единое в орографическом отношении сооружение в послепалеогеновое время. Центральный и Юго-Восточный Памир являются альпийскими геосинклинальными складчатыми зонами с развитием геосинклинальных мезозойских и палеогеновых формаций и с интрузивной деятельностью в мезозое и палеогене. Юго-Западный Памир в альпийском цикле представлял собой внутренний массив с небольшими по амплитуде опусканиями и с интенсивной магматической деятельностью.

Постплатформенная орогеническая область охватывает на рассматриваемой территории Тянь-Шань и его межгорные впадины. Граница орогена с эпипалеозойской платформой носит в определенном смысле условный характер — степень контрастности структур в восточной части Туранской плиты постепенно возрастает к востоку, к собственно горной области. В орогенической области выделяются две главные категории структур — горные поднятия (Илийское), сложенные в основном дислоцированными и метаморфизованными породами палеозоя и допалеозоя, и межгорные впадины (Чечено-Черкесская, Конкорская, Иссык-Кульская, Нарынская, Ферганская и Южно-Таджикская), выполненные мезозойскими и палеогеновыми платформенными и неогеновыми орогенными формациями. Мезозойские и палеогеновые породы, кроме того, залегают в отдельных небольших по площади грабенах в горных выступах и слагают мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Крупнейшими межгорными впадинами являются Ферганская и Южно-Таджикская.

Размер Ферганской впадины 350×150 км; ее максимальная глубина до поверхности палеозоя составляет 10 км. Из общей максимальной мощности мезозойско-кайнозойских образований на неоген-антропогенный орогенный структурный ярус приходится до 7 км. В качестве основных структурных элементов, осложняющих впадину, ныне выделяют: окраинные депрессии (Напайскую, Куршабо-Узгенскую и Исфарино-Ляканскую), характеризующиеся небольшими мощностями мезозойско-кайнозойского комплекса и отделенные от основной части впадины разрозненными выступами палеозоя; Южную ступень; Центральный грабен и Северную ступень. На фоне этих ведущих элементов, четко фиксирующихся в гипсометрии подошвы осадочного выполнения Ферганской впадины, выделяются синклинальные и антиклинальные зоны. Так, глубины Северной и Южной бортовых ступеней до поверхности палеозоя составляют в основном 3–6 км, а Центрального грабена — более 7 км. На фоне ведущих элементов выделяются антиклинальные и синклинальные зоны, осложненные локальными складками, с амплитудой обычно в первые сотни метров. Складчатые зоны имеют простирание от широтного до северо-северо-восточного.

Южно-Таджикская депрессия в отличие от Ферганской располагается в периферической части постплатформенной орогенической области: с востока она ограничена альпийским геосинклинальным складчатым сооружением Памира, а с юга (за пределами СССР) — платформенным Северо-Афганским сводовым поднятием.

Максимальные глубины поверхности палеозоя здесь, видимо, близки к 10 км, однако гипсометрия подошвы осадочного выполнения этой впадины практически не изучена. Важнейшей особенностью строения мезозойско-кайнозойского комплекса впадины является широкое развитие надвигов со срывом пород по соленосной верхнеюрской формации и дисгармоничная складчатость. Современные представления о строении впадины базируются на изучении верхнего этажа, а подсолевые и поднадвиговые структуры остаются до сих пор не выясненными. На севере впадины, вдоль Гиссарского хребта, выделяется субширотный Душанбинский прогиб, ограниченный на юге Илякским разломом. Южнее развиты складчатые структуры юго-западного и субмеридионального простирания. Здесь с запада на восток располагаются Сурхандарьинская мегантиклиналь (включая Байсунский прогиб в своей западной части, на границе с поднятием юго-западных отрогов Гиссара), Кафирниганская зона поднятий, Вахшский прогиб, Обигармская зона поднятий и Кулябская мегасинклиналь. Отрицательные структуры характеризуются развитием на поверхности главным образом неоген-антропогенных отложений орогенного комплекса, а поднятия — подстилающими орогенный комплекс платформенными формациями мела и палеогена.

Зональным ограничением Сурхандарьинской мегасинклинали и Южно-Таджикской впадины в целом служит мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта, где на поверхности развиты главным образом юрские и меловые отложения. Простирание складчатых структур и общий стиль тектоники в юго-западных отрогах Гиссара такие же, как и в Южно-Таджикской депрессии. Здесь выделяются два крупных поднятия юго-западного простирания, разделенные Дехканобадским прогибом, выполненным кайнозойскими отложениями. Структурно наиболее поднятыми являются складки восточной части мегантиклинали: в ядрах антиклиналей здесь обнажаются юрские отложения и породы палеозоя.

ГЛАВА II

СТРАТИГРАФИЯ

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА

Отложения юрского возраста широко распространены на Северном Кавказе. Они образуют обширные поля выходов в горной части, вскрыты многочисленными скважинами в Предкавказье. Юрские образования Кавказа представлены почти полным разрезом, выражены в морских фациях, являются во многих случаях эталонами био- и хроностратиграфического расчленения юрских пород Юга СССР.

Стратиграфией юры Северного Кавказа занимались многие исследователи. В 1973 г. коллективом авторов был разработан проект стратиграфической схемы юрских отложений Северного Кавказа. В 1977 г. на II Стратиграфическом совещании по мезозою Кавказа в г. Краснодаре в эту схему были внесены поправки и исправления. В настоящее время проведена унификация свит средней и нижней юры, по-иному представлена стратиграфия верхней юры.

При описании стратиграфических подразделений юры мы пользовались районированием территории Северного Кавказа, предложенным Н.В. Безносковым и О.В. Снегиревой [Объяснительная записка..., 1973]. В основу этого районирования положен принцип выделения естественно-исторических комплексов, отражающих юрскую палеоструктуру Северного Кавказа. Поскольку образования верхней юры залегают на толще пород нижней и средней юры с угловым и часто азимутальным несогласием и палеоструктура ранней—средней юры существенно отличается от палеоструктуры поздней юры, районирование и описание стратиграфии этих эпох даны отдельно.

В ранне- и среднеюрское время на рассматриваемой территории выделяются геосинклиналь Большого Кавказа и Предкавказская плита. Граница между этими областями проводится по Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне — Тырныаузский разлом (в Центральном Кавказе), к западу от р. Белой — по Ахтырскому разлому, к востоку от р. Чегем — по погребенному продолжению Пшекиш-Тырныаузской шовной зоны и Бурон-Ларскому разлому. В геосинклинальной области выделяются осевой пояс (Гойтхско-Ачишхинская зона) и внешний пояс, границей между которыми является разлом Главного хребта Центрального Кавказа и его продолжения на Восточном и Северо-Западном Кавказе. Внешний пояс делится на зоны: Архыз-Гузерицкую (с тремя подзонами — западной, центральной и восточной), Пшекиш-Тырныаузскую шовную (с западной и восточной подзонами), Восточно-Балкарскую, Дигоро-Осетинскую (с Урух-Фиагдонской и Штулу-Геналдонской подзонами), Бокового хребта (с западной и восточной подзонами), Известнякового (Карбонатного) Дагестана. В Предкавказье выделяются окраинные прогибы — Западно-Кубанский и Лабинский (Лабинско-Малкинская моноклиналь), Баксанская зона (восточная часть моноклинали), внутриплатформенные прогибы.

В позднеюрскую эпоху, как отмечалось выше, происходит перестройка палеотектонического плана. В геосинклинали Большого Кавказа устанавливаются Новороссийско-Лазаревский флишевый и Абино-Гунайский субфлишевый прогибы. От Предкавказской плиты они отделяются системой Лагонакских барьерных рифов и обширными поднятиями Центрального и Западного Кавказа, возникшими в зоне Передового хребта, в Архыз-Гузерицкой и северо-западной части Гойтхско-Ачишхинской зон. Далее на восток выделяются области квазиплатформенного развития Северного склона Восточного Кавказа с подзонами: Урух-Ардонской, Фиагдон-Ассинской, Терско-Сунженской, Ушкалойско-Гигатлинской, Варандийско-Гимрийской.

В пределах Предкавказской плиты выделяются следующие структурные элементы: прогибы Лабинский, возникший от слияния Лабинского

Восточно-Кубанского прогиба, и Западно-Кубанский, разделенный Дзевско-Березанским поднятием; окраинные прогибы — Малкинский, Егем-Баксанский, Притеречный; внутриплатформенные прогибы — Восточного Предкавказья, Восточно-Маньчжский прогиб; Прикаспийский ложный вал и южная часть Промысловского блока кряжа Карпинского.

Наиболее древними, палеонтологически обоснованными отложениями юрского возраста в геосинклинали Большого Кавказа являются синемюрские образования. Осадки геттанга палеонтологически нигде не становлены.

Нижняя юра

Синемюрский ярус

В геосинклинали Большого Кавказа наиболее полный разрез установлен в пределах Северо-Западного Кавказа и в современной структуре отвечает в основном Гойтхскому антиклинорию. Северная граница Гойтхско-Ачишхинской зоны проходит вдоль долины р. Пшехи, по Тугупсинкому разлому. Отложения синемюрского возраста представлены эсто-садокской свитой, предложенной В.И. Славным [1958]. Свита названа по сел. Эсто-Садок в долине р. Мзымты, ее стратотип автором не указан. Эта свита распространена ограниченно и обнажается на Северном склоне Северо-Западного Кавказа только в долине левого притока р. Пшехи — Малый Тугупс. На Южном склоне выходы свиты известны в бассейнах рек Шахе и Мзымте. Отложения эсто-садокской свиты залегают с глубоким размывом на палеозое и триасе.

Наиболее полный разрез свиты (долина р. Мзымты, у сел. Эсто-Садок) начинается пачкой массивных кварцевых конгломератов (30 м), залегающих на известняках верхнего триаса (?). Выше следует переслаивание полимиктовых песчаников и сланцев (100 м), постепенно переходящих в толщу глинистых сланцев (до 200 м). Над ними залегает однородная толща полосчатых глинистых сланцев (до 200 м). Общая мощность превышает 530 м. Соотношение с перекрывающими отложениями наглядно не удалось из-за плохой обнаженности. В толще полосчатых сланцев найдены *Arietites cf. bucklandi* Sow., *A. cf. grossi* Wright., указывающие на нижний синемюр. Верх свиты по стратиграфическому положению условно относятся к верхнему синемюру и низам плинсбаха.

На Северном склоне Северо-Западного Кавказа, в долине р. Малый Тугупс, разрез свиты сокращен. В основании выделяется пачка базальтовых конгломератов (10 м) с гальками известняков верхней перми, залегающая на гнейсах палеозоя. Выше следуют кварцево-карбонатные есаңики (17 м), через пачку переслаивания (2 м) переходящие в толщу полосчатых сланцев (100 м). Фауной свита в данном разрезе не охарактеризована, и возраст ее определяется условно на основании стратиграфического положения и сопоставления с разрезом у сел. Эсто-Садок.

Восточнее, в Архыз-Гузери́льской зоне, которая в современной структуре отвечает горст-антиклинорию Главного хребта Центрального и Западного Кавказа в междуречье Пшеха—Баксан, юрские отложения сохранились в основном только в узких тектонических депрессиях, зажатых между блоками палеозойских кристаллических пород и в области

северо-западного погружения горст-антиклинория. Исходя из стратиграфической полноты разреза и состава отложений, в этой зоне можно выделить три подзоны: западную (бассейны Белой, Киши, Аноуса), центральную (междуречье Лабы, Теберды) и восточную (по р. Кыртык).

В западной и центральной частях зоны, в бассейнах рек Пшехи, Белой и Малой Лабы, к синемюрским отложениям относится песчано-алевролитовая толща — бугунжинская свита.

Бугунжинская свита предложена К.О. Ростовцевым [1967] названа по р. Бугунже (правому притоку р. Ходзи), где расположен стратотип. Свита распространена в пределах Лабино-Манкинской моноклинали в бассейнах рек Белой и Лабы, залегает с глубоким размывом и отложениях палеозоя и триаса. В основании свиты располагается базальный горизонт (0—30 м), впервые выделенный В.Н. Робинсоном [1932] под названием "верийотского" (по хутору Верийот на левом берегу р. Малой Лабы). Горизонт сложен в основном различными песчаниками с прослоями и линзами железняков и ракушняков; в подошве встречаются конгломераты. Выше следуют темные песчанитые глины и аргиллиты с карбонатными конкрециями и линзами сидеритизированных и органично-обломочных известняков. В нижней части свиты в Лабинской прогибе встречены *Microderoceras birchi* Sow., *Oxynoticeras oxynotui* Quenst., *Arietites pseudospiralis* Vad., в верхней — *Echioceras* sp. и *Vorticeras* sp.(?), позволяющие относить ее к верхнему синемюру.

Восточнее, в районе Мухинского перевала, разрез имеет тот же характер. Только в аргиллито-алевролитовых пачках содержатся прослои улей. В нижней части толщи собраны двустворки: *Cardinia concinna* Sow. *C. elliptica* Ag., *Modiolus moorei* Dum. и другие (нижний—средний (?) лейас).

В бассейне р. Пшехи отложения бугунжинской свиты выклиниваются. В Кыртыкской грабен-синклинали синемюрские отложения отсутствуют. Мощность бугунжинской свиты в рассматриваемой зоне достигает 300 м.

Образования бугунжинской свиты установлены в западной части Пшечинско-Тырныаузской шовной зоны, в горст-синклинории Передового хребта, в Дудугушской синклинали. Литологический состав тот же, что и в стратотипе. Возраст устанавливается по положению в разрезе и сопоставлению с соседними районами. Мощность 100—150 м.

Далее на восток отложения синемюрского времени встречены в Дзугорско-Осетинской зоне внешнего пояса геосинклинали Большого Кавказа. Нижне-среднесинемюрские отложения этой зоны выходят на поверхность на южном склоне Скалистого хребта в междуречье Уруха и Терка, выполняют Адылсуйский грабен, Штулу-Харесскую депрессию, образуют поля между Садоно-Унальской и Фиагдонской антиклиналями на севере и Бурон-Ларским разломом на юге.

Синемюрские отложения здесь представлены кистинской свитой.

Кистинская свита была установлена В.П. Ренгартеном [1932] названа по р. Кистинке. Кистинская свита несогласно лежит на палеозойских отложениях и представлена фациально изменчивой толщей эффузивных и терригенных пород. В основании свиты залегает конгломератно-графитовый горизонт, сложенный песчаниками грубозернистыми, гра-

велитовыми, с прослоями графитовых сланцев. Наибольшее развитие этого горизонта отмечается в бассейне р. Ардон; мощность его здесь достигает 20 м. Верхняя часть свиты представлена кератофировым или вулканогенным горизонтом, сложенным кварцевыми, плагиоклазовыми, роговообманковыми альбитизированными порфиритами и агломератами. Мощность вулканогенной пачки 720 м. В Адылсуйском грабене вулканогенные породы замещаются песчаниками, гравелитами и конгломератами с прослоями углистых алевролитов. Мощность 30—80 м.

Восточнее образования кистинской свиты наблюдаются в бассейнах Терека и Ассы. Преобладающими породами являются кварциты. Мощность их не превышает 500 м. Палеонтологически свита охарактеризована плохо. В ее породах были найдены брахиоподы: *Spiriferina ex gr. walcotti Sow.*, *Rhynchonella ex gr. fraasi Opp.*; двустворки: *Leda graphica Tate*, *Aequipecten priscus Schloth.*, *Chlamys ex gr. textoria Schloth.* и др.; остатки растений: *Neocalamites hoerensis Halle*, *Cladophlebis nebbensis Brongn.*, *Ginkgo cf. sibirica Heeg.* и ряд других [Объяснительная записка..., 1973]. На основании имеющегося палеонтологического материала, по положению в разрезе и данным по межрайонной корреляции возраст свиты устанавливается как верхний синемюр (лотаринг)—нижний плинсбах (карикс). В более восточных районах геосинклинали Большого Кавказа синемюрские отложения не установлены.

В пределах Предкавказья наиболее полный разрез юры известен в Лабинском прогибе на Северном склоне Западного Кавказа. В современной структуре прогиб имеет пологое южное крыло, широко известное в литературе под названием моноклинали Большого Кавказа, крутое северное, осложненное крупным разломом и погребенное под более молодыми отложениями. Южным ограничением прогиба, как уже указывалось, служит узкая подвижная зона Передового хребта, а северным — система поднятий, продолжающих Каневско-Березанское, Майкопское, Кужорское, Урупское, Фроловское, Черкесское. Западное и восточное ограничения прогиба точно не установлены, так как на левобережье Белой и на правобережье Чегема нижне- и среднеюрские отложения погружаются под более молодые образования.

В пределах прогиба выделяется более погруженная, со сравнительно мощным и полным разрезом западная часть (междуречье Белая—Лаба), относительно приподнятые центральная (междуречье Уруп—Малка) и восточная (междуречье Баксан—Чегем) части с более сокращенными разрезами.

В междуречье Белой и Лабы на р. Малой Лабе наблюдаются выходы бугунжинской свиты, разрез которой аналогичен описанному выше. Верхюртский горизонт достигает 20 м; суммарная мощность свиты до 170 м. В породах бугунжинской свиты встречены аммониты *Microdogeras birichi Sow.*, *Oxynocyteras oxynotum Quenstd.*, *Echynoceras decillivis Trum. et Will.* (определения Е.С. Станкевич и К.О. Ростовцева).

Кроме того, на Кунских полянах (р. Ходзь) в разрезах по р. Сахрай и его притокам, в кернах Преграденских скважин были найдены фораминиферы, определенные З.А. Антоновой, П.В. Зозулей, Е.А. Гофман. Это единственный район на Кавказе, где отмечается присутствие фораминифер синемюрского времени. Выделено два комплекса про-

стейших. В нижней части бугунжинской свиты наблюдаются: *Tolypammina discoidea* Trif., *Ammobaculites* aff. *suprajurassica* Schw., *Gaudryina racema* Trif., *G. elegantissima* Kr., *Trochammina alpina* Kr., *Tetradaxis inflata* Kz., *Hyperammina liasica* Br., *Tolypammina* aff. *jurensis* Fr., *Nodosaria* aff. *hirsuta* d' Orb., *Lingulina tenera* Born., *L. testudinaria* Fr., *Pseudonodosaria metensis* Terq., *Lenticulina quadricostata* Terq. и др. Перечисленные виды характерны для низов синемюра или переходят из триаса.

Второй комплекс состоит из видов: *Lingulina occidentalis* Berth., *Ichtyolaria pulchra* Terq., *Lenticulina eugeinae* Terq., *Dentalina obruscula* Terq., *D. dlandulinoides* Terq., *D. häusleri* Terq., *D. vetusa* Fr., *Cornuloculina orbicularis* Burb., *Ophthalmidium lateseptatum* Burb., *Nodosaria procera* Fr., *Lingulina ovalis* Terq. et Berth., *Ichtyolaria squamosa* Terq. et Berth., *I. pulchra* Terq., *Lenticulina* aff. *basidentata* Fr., *L. eugeinae* Terq., *Dentalina nodigera* Terq. et Berth. Этот комплекс характерен для синемюрских отложений.

В центральной и восточной частях Лабинской зоны отложения синемюра представлены хумаринской угленосной свитой.

Хумаринская угленосная свита является прибрежно-континентальной фацией бугунжинской свиты. Она выделена Д.И. Пановым и Ю.Г. Леоновым [1959] и названа по балке Хумара на правом берегу р. Кубани. Стратотип авторами не указан. Свита широко развита в центральной и восточной частях Лабинской зоны, в междуречье Урупа—Чегема, где с размывом залегает на палеозое. Расчленяется на три подсвиты, которые по угленосности обычно именуют подпродуктивной, продуктивной и надпродуктивной. Подпродуктивная и надпродуктивная подсвиты слагаются массивными песчаниками с пачками переслаивания песчаников и алевролитов. Продуктивная свита представлена в основном аргиллитами и алевролитами с пластами каменного угля. Местами ниже подпродуктивной подсвиты развивается пачка глинисто-алевролитовых пород с углями, сходная с продуктивной, выполняющая впадины доюрского рельефа.

Некоторые исследователи [Варданыц, 1956; Безносков и др., 1960] указывают на наличие в составе хумаринской свиты "внутриформационного вулканогенного" горизонта. За этот горизонт ошибочно принимались либо вулканогенные отложения шоанской свиты, либо даже базальные конгломераты джигатской свиты с обломками вулканических пород, находящиеся в сложных тектонических взаимоотношениях с хумаринской свитой. Мощность свиты до 700—800 м. В породах хумаринской свиты по рекам Худес и Мара были встречены фораминиферы *Ammodiscus infimus* Strikl., *Cornuloculina orbiculare* Burbch., *Pseudonodosaria multicostata* Born., *P. septangularis* Born., *P. vulgata* Born., *Lingulina tenera* Born., *Frondicularia major* Born., *Fr. multicostata* Born., *Dentalina obruscula* Terq., *Falsopalmula brizaeformis* Born., *Frondicularia lingularia* Terq.

В верхах свиты в долине р. Бижгон найдены *Uptonia* cf. *ignota* Simps., что позволяет относить их к низам плинсбаха. Нижняя часть свиты западной части Лабинской зоны условно относится к верхнему синемюру.

Плинсбахский ярус

Отложения плинсбаха широко распространены на Северном Кавказе. В ряде районов они образуют единую толщу с подстилающими породами, в других местах являются базальными образованиями юрского разреза.

В Гойтхско-Ачишхинской зоне, в самых западных выходах юры к отложениям низов плинсбаха относятся верхи ранее описанной эсто-садокской свиты, на отложения которой с размывом ложится толща пород, приносимая к свите хахопсе.

Свита хахопсе выделена В.В. Белоусовым и Б.М. Трошихиным [1937] в долине р. Хахопсе без указания стратотипа. Однако здесь разрез неполный, так как нижние горизонты не обнажены. Поэтому в качестве гипостратотипа может быть предложен разрез в долине р. Малый Тугупс. Свита широко распространена в Гойтхско-Ачишхинской зоне повсеместно обнажается, начиная от левобережья р. Пшехи и восточнее. В гипостратотипе в основании выделяются базальные конгломераты (до 40 м), с размывом залегающие на эсто-садокской свите и переходящие на палеозой. Основную часть разреза свиты составляют однородные темные сланцы, и лишь в верхней части встречаются отдельные маломощные пачки (до 10 м), обогащенные прослоями песчаников и алевролитов. Однородный состав сланцев и отсутствие в них маркирующих горизонтов при сложной тектонике не дают возможности составить полойные разрезы и определить истинную мощность. Ориентировочная мощность 1500—2000 м.

В нижней части свиты в бассейне р. Малый Тугупс С.В. Савин встретил *Amaltheus margaritatus* Montf. В верхней части в бассейне р. Мзымты найдены *Grammoceras* cf. *saemanni* Dum. и *Leioceras* cf. *comptum* Rein., что позволяет относить свиту к верхнему плинсбаху, тоару и низам нижнего аалена. Нижняя часть свиты без фауны, по стратиграфическому положению может относиться к нижнему плинсбаху.

В Архыз-Гузерицкой зоне плинсбахские отложения представлены Чубинской свитой.

Чубинская свита выделена Г.П. Корневым и К.О. Ростовцевым [1962]. Стратотип расположен на р. Чубе (правому притоку р. Пшехи). Свита развита в бассейнах Белой и Лабы. Она с размывом залегает на подстилающих отложениях бугунжинской свиты, переходя местами на триасовые образования. В подошве свиты выделяется базальный чубинский горизонт (0,5—1, реже до 10 м) органогенно-обломочных кристаллических известняков, в ряде разрезов замещающихся гравелитами и конгломератами. Выше следует толща темных аргиллитов с пачками ритмичного чередования аргиллитов и алевролитов. В средней части свиты между речью Малой Лабы и Урупа залегает горизонт массивных песчаников (горизонт Ахызырта В.Н. Робинсона [1932], до 35—75 м). Общая мощность свиты до 800 м.

В базальном горизонте встречаются многочисленные брахиоподы, а в долине р. Бугунжи и на левобережье Большой Лабы найдены аммониты *Tropidoceras ellipticum* Sow., *T. obtusum* Futterer, *T. cf. stahli* Opp., *Agorphyloceras huntoni* Simps., *T. aff. anonymium* Haas. Выше базаль-

ного горизонта по всему разрезу свиты встречаются *Amaltheus margaritatus* Montf. — внизу (ниже горизонта Ахызырта) совместно с *Amaltheus subnodosus* Young. et Bird., *A. evolutus* Buckm., а сверху — *A. laevigatus* Howarth. Все приведенные аммониты позволяют относить чубинскую свиту к плинсбаху без нижней и верхней зон, которым, очевидно, соответствуют перерывы на границах свиты. Плинсбахские отложения отсутствуют в междуречье Лабы и Теберды. В Кыргыкской депрессии, на левобережье р. Кыргык, наблюдается полный разрез плинсбаха.

Нижний плинсбах (хумаринская свита) представлен толщей базальных конгломератов и песчаников, залегающих на палеозойских породах. Вверх по разрезу наблюдается чередование песчаников, алевролитов и аргиллитов с линзочками угля. В толще встречены *Nucula* cf. *ovum* Sow., *Aquepecten reutlingensis* St., *Isocardia subsimilis* Pöel. и др. Возраст устанавливается по сопоставлению описанных отложений с образцами хумаринской свиты р. Малки. Мощность толщи до 280 м.

Верхнеплинсбахские отложения с разрывом ложатся на подстилающие породы, представленные пачкой аргиллитов, алевролитов, песчаников, последние преобладают в средней части разреза. Встреченные *Amaltheus margaritatus* Montf., *Am. depressus* Simps. и другие позволяют говорить о позднеплинсбахском возрасте вмещающих пород.

В бассейнах Белой, Уруштена, в Дудугушском блоке плинсбахские отложения сложены толщей пород, которую мы сопоставляем с чубинской свитой, развитой в бассейне р. Пшехи. Близок литологический состав указанных толщ. Однако можно предположить, что разрез чубинской свиты в Дудугушской синклинали более полный. В породах свиты были встречены *Spiriferina obtusa* Opp., *Zeilleria* cf. *numismalis* Lam. В более высоких горизонтах отмечалось присутствие *Amaltheus margaritatus* Montf. и фораминифер *Thuramina subfavosa* Fr., *Rbophax dentalinaeformis* Brady, *R. scorpiurus* var. *liasica* Fr., *Pseudonodosaria multicostrata* (Born.), *Lenticulina convoluta* Born., *L. (Robulus) nantiloidea* Born., *Dentalina exilis* Fr., *D. hausmanni* Born., *D. mitis* Terq. et Berth., *D. granulata* (Born.), *Glandulina irregularis* Fr. и др. Приведенные виды характерны для верхнего плинсбаха (домера). Все приведенные палеонтологические данные позволяют датировать вмещающие отложения плинсбахским временем. Мощность свиты до 400 м.

В бассейнах Баксана и Чегема, в Восточно-Балкарской зоне (между речью Чегема и Селахдона) плинсбахские отложения представлены безенгийской свитой.

Безенгийская свита была выделена Н.В. Безносовым и др. [1960]. Стратотип расположен на р. Черке Безенгийском. Свита с разрывом ложится на кристаллические сланцы палеозоя.

В типовом разрезе выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (фытыньские слои) представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами, чередующимися друг с другом. Возраст ее как раннеплинсбахский устанавливается условно, по положению в разрезе. Мощность подсвиты колеблется от 5–35 м в кестантинском блоке до 60 м в типовом разрезе. В ряде мест эти отложения выклиниваются (восточнее р. Хазнидон).

Средняя подсвита (фараскатские слои) — аргиллиты, алевролиты.

массой сидерито-мергельных конкреций. Мощность ее изменяется от пер-ых десятков метров до 150 м в Кестантинском грабене и до 60 м в Вос-очно-Балкарской зоне. Возраст как позднеплинсбахский определяется аммонитами *Amaltheus depressus* Simps. и *Am. sp.*, кроме того, в ряде азрезов встречены пелециподы, брахиоподы.

Верхняя подсвита (мизурские слои) сложена чередующимися песча-иками с прослоями гравелитов и алевролитов с преобладанием песча-иков. Мощность подсвиты 100–135 м. Возраст — поздний плинсбах — становливается по находкам в Думалинской депрессии *Amaltheus mar-argaritatus* Montf., *Arieticeras cf. algovianum* Opp. Подсвиты согласно за-егают одна на другой. Верхний горизонт свиты (а иногда и вся свита) резаеся вышележащими отложениями (в сводах Саурданского под-яття, на горах Айдоруксырт, Вазахох и др.).

В Дигоро-Осетинской зоне, в бассейнах рек Терека и Ассы, к нижне-линсбахским отложениям относятся верхи кистинской свиты, описан-ой выше. Граница плинсбаха и синемюра проходит в толще однород-ых пород. На породах кистинской свиты в этой зоне залегают мизурс-ая свита.

Мизурская свита была выделена В.А. Мельниковым в 1967 г. Стратотип находится в долине р. Ардона, ниже пос. Мизур, где она с раз-ывом ложится на вулканические породы кистинской свиты; в Шутлу-Харесской депрессии граница между свитами согласная. Представлена мизурская свита толщей чередования пачек песчаников, аргиллитов, еже алевролитов. Наблюдается некоторая фациальная изменчивость:

Шутлу-Харесской депрессии, в бассейнах рек Фиагдона и Уруха, сви-а представлена монотонным чередованием алевролитов и глинистых ланцев. Мощность ее колеблется от 350 м в стратотипе до 500 м в бас-ейне Фиагдона и Уруха. Возраст свиты устанавливается по аммонитам *Amaltheus sp.*, *Am. margaritatus* Montf., *Harpoceras cf. serpentinum* Re-п., *Dactyloceras semicelotum* Simps. и другим как позднеплинсбахс-ий—раннеоарский. Кроме того, в породах свиты встречены форами-иферы, пелециподы и гастроподы.

Циклаурская свита относится к верхнему плинсбаху. Она становлена В.П. Ренгартеном в 1932 г. и названа по сел. Циклаури. Стра-отип расположен на р. Терек. Эта свита распространена в междуречье Изельдона—Ассы и сложена глинистыми полосчатыми сланцами с про-лоями и пачками песчаников, а также сильно измененных эффузивных пород. Циклаурская свита согласно залегают на образованиях кистинс-кой свиты. Возраст — поздний плинсбах—низы тоара — установлен по находке позднеплинсбахского *Fucinigeras sp.* и сопоставлению с мизур-кой свитой. Мощность свиты до 1500 м.

Восточнее (в бассейнах рек Чанты-Аргун, Шаро-Аргун, Андийское Кой-у и Кара-Койсу) плинсбахские отложения представлены толщей глини-тых пород, переслаивающихся с пачками песчаников. Мощность толщи до 2300 м. Эти образования можно считать аналогом циклаурской сви-ы, но здесь отсутствуют эффузивные породы. Плинсбахский возраст пород устанавливается по присутствию аммонитов *Arieticeras cf. bert-andi* Kib., *A. cf. algovianum* Opp.

В Лабинском прогибе плинсбахские отложения литологически очень

изменчивы. Мы выделяем чубинскую, баговскую и тубинскую свиты, которые, с нашей точки зрения, являются аналогом псебайской свиты. В западной части прогиба к плинсбахским образованиям относится чубинская свита, которая с размывом ложится на различные горизонты от синемюра (бугунжинская свита) до триаса. Мощность ее достигает 750 м. В породах свиты наблюдаются аммониты, список которых приведен выше при описании типового разреза свиты. Кроме того, здесь встречены многочисленные фораминиферы. Наиболее характерные из них — *Cornuloculina orbiculare* Burb., *C. bakhensis* Ant., *Lenticulina rhumbleri* Fr., *L. granulata* Born., *Dentalima hausmanni* Born., *D. primaeva* d'Orb. и др. — позволяют датировать вмещающие породы плинсбахским временем. На северо-восточном и юго-восточном бортах Лабинского прогиба и в Баксанской зоне (бассейны рек Малки и Чегема) низы плинсбаха представлены, вероятно, "надпродуктивной толщей" хумаринской свиты. Граница между плинсбахом и синемюром в хумаринской свите устанавливается только палеонтологически.

В скважинах северного борта Восточно-Кубанского прогиба на площадях Восточно-Кубанской, Южно-Советской, Ловленской, Армавирской, Трехсельской, Бескорбенской, Чамлыкской и других, на юго-восточном Каневско-Березанского вала, на Сердюковской, Ладожской и других площадях наблюдается отсутствие верхнего плинсбаха и почти всего нижнего тоара. На юго-восточном борту прогиба с размывом и несогласием на подстилающие отложения ложатся образования себельдинской свиты. Восточнее р. Уруп граница между свитами проходит по резкой палеонтологической границе. В бассейне р. Кубани распространена шоанская свита.

Себельдинская свита выделена Г.Е. Пилюченко [1946]. Названа по р. Себельде — притоку р. Кяфар. Стратотип автором не указан. Свита распространена ограниченно и известна только в междуречье Уруп-Большой Зеленчук. Восточнее водораздела Кяфар-Большой Зеленчук она срезается трансгрессивно залегающей джигитской свитой. В долине р. Уруп, где в основании тоара появляются песчаники, замещается чубинской и баговской свитами. В подошве себельдинской свиты выделится базальный лабинский горизонт органогенно-обломочных криноидных известняков и песчаников (до 1,5 м). Выше следует довольно однородная толща темных аргиллитов с сидеритами и редкими прослоями алевролитов. Мощность до 200 м.

В базальном горизонте свиты в бассейне р. Бижгон найдены многочисленные брахиоподы, редкие аммониты: *Tropidoceras masseanum* Orb., *T. obtusum* Futterer. В нескольких метрах выше базального горизонта найдены *Amaltheus margaritatus* Montf., а в верхах свиты — *Tiltoniceras aff. costatum* Buckm. Данные аммониты позволяют относить себельдинскую свиту к плинсбаху (без зоны *Uptonia jamesoni*) и низам тоара.

Шоанская вулканогенная свита выделена Н.В. Безинским и др. [1960] и названа по р. Шоане (левому притоку р. Кубани). Стратотип авторами не указан. Свита распространена ограниченно в междуречье Кардоник-Малка и локализуется вокруг центров извержения находящихся в районе г. Карачаевска. Она складывается различными порфритами, их туфами, туфоконгломератами и туфобрекчиями. В среднем

части свиты выделяется горизонт пепловых туфов и песчаников (10–20 м). Мощность ее 300–350 м.

Из-за отсутствия фауны возраст свиты определяется неоднозначно. И.Р. Кахадзе относит ее к раннему тоару, Н.В. Безносков и др. [1960] и Г.Е. Пилюченко [1946] – к позднему плинсбаху. Мы относим ее к плинсбаху по стратиграфическому положению между хумаринской свитой позднего синемюра–низов плинсбаха и залегающей выше серией осадков, которая в данном районе начинается с нижнего тоара (зона *Hildoceras bifrons*).

В других районах на Северном Кавказе плинсбахские отложения не выявлены.

Тоарский ярус

Самые западные выходы тоарских отложений наблюдаются в Гойтско-Ачишхинской зоне. Это отложения свиты хахопсе. Как указывалось выше, отсутствие маркирующих горизонтов в однородной глинистой толще при редкой встречаемости палеонтологических объектов затрудняет выделение отдельных стратиграфических подразделений и мы описываем свиту хахопсе в полном объеме.

В Архыз-Гузерицкой зоне, в бассейнах рек Белой, Киши, Алоуса, отложения тоарского времени представлены баговской свитой и низами тубинской свиты.

Баговская свита выделена К.О. Ростовцевым [1967] и названа по станице Баговской, южнее которой на р. Ходзи находится стратотип. Свита развита в бассейнах рек Белой и Ходзи (левому притоку р. Малой Лабы). Она залегают со скрытым перерывом на чубинской свите и представлена толщей чередования пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов и пачек аргиллитов с сидеритами. В основании свиты залегают маломощный базальный горизонт конгломератов. Общая мощность около 800 м. В западном направлении баговская свита фациально замещается породами свиты хахопсе. Возраст устанавливается по найденным в бассейнах Белой и Ходзи *Naugoceras serpentinum* Rein, *Dactylioceras* sp., *Hildoceras bifrons* Brug., *H. sublevisoni* Fuc., *Peronoceras desplacei* d'Orb. и др., указывающим на ранний тоар. В ряде мест были встречены фораминиферы, характерные для зон *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis* – *Ammodiscus anceps* Terq., *Trochammina squamataformis* Kapt., *Nauphragmoides praekonvexus* Mak.

Не исключено, что верхи баговской свиты относятся уже к верхнему тоару. Отложения верхнего тоара представлены тубинской свитой.

Тубинская свита установлена В.В. Белоусовым и Б.М. Трошхиным [1937], названа по хутору Тубы на р. Пшехе. Стратотип авторами не указан. В пределах Лабино-Малкинского прогиба свита распространена в бассейнах Белой и Лабы. Она залегают согласно на баговской свите и связана с ней постепенным переходом. Тубинская свита представлена однородными темными аргиллитами с горизонтами сидеритовых конкреций и редкими прослоями песчаников и алевролитов, преимущественно в нижней части.

В низах свиты на р. Ходзь найдены *Phymatoceras tirolense* Hauer., Ph.

chelussii Parisch. et Viale, Peronoceras verticosum Buckm, что позволяет относить ее к стандартной зоне *Haugia variabilis*. Выше выделяется уровень, охарактеризованный во многих разрезах многочисленными *Grammoceras* и *Pseudogrammoceras*, — *G. thouarsense* d' Orb., *G. quadratum* Haug., *G. subquadratum* Buckm., *Pseudogrammoceras fallaciosum* Bayle, *Polyplectus discoidea* Ziet. и др. (зона *Grammoceras thouarsense*). Далее идет уровень с многочисленными *Dumortieria* и *Pleydellia* — *Dumortieria munieri* Haug., *D. subundulata* Br., *D. brancoi* Ben., *D. mooroi* Lycott, *D. pseudoradiosa* Br., *Pleydellia costulata* Ziet. и др. (зона *Dumortieria pseudoradiosa*). Все эти аммониты характерны для верхнего тоар.

Верхняя часть тубинской свиты содержит два комплекса аммонитов: нижний с многочисленными *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein. и верхний — *Ludwigia subcosta* Rost., *Brasilia bradfordensis* Buckm. и др. Приведенные аммониты позволяют относить верхнюю часть тубинской свиты к аалену. Таким образом, в целом тубинская свита отвечает интервалу поздний тоар и аален. Встреченные в породах свиты фораминиферы *Lenticulina toarzense* Payard., *L. psekiensis* Mam., *L. veta Hoff.*, *L. urupica* Mak., *Vaginulina caucasica* Mam., *Orthalmidium mamontovae* Mak., *Haplophragmoides planus* Ant., *Ammobaculites pseudoreophax* Mak. и др. также подтверждают поздне-тоарский—ааленский возраст пород. Выделение более дробных стратиграфических подразделений затруднено из-за однородности литологического состава и редких находок ископаемых.

В бассейнах Лябы и Теберды баговской и тубинской свитам соответствует алевролитоглинистая толща пород, которая с размывом залегает на бугунжинской свите. Литологический состав толщи отличен от баговской и тубинской свит более частым присутствием алевролитовых и песчаных прослоев. Для нижней части толщи указываются средне- и верхнетоарские аммониты: *Dactylioceras* sp., *Phymatoceras* cf. *tirolense* Hauer., *Grammoceras thouarsense* d' Orb., *Polyplectus discoides* Ziet. Кроме того, в этих образованиях встречен богатый и разнообразный комплекс фораминифер: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Cornuspira humilis* Terq. et Berth., *Recurvoides baksanicus* Mak., *Ammobaculites fontinensis* Terq., *Nodosaria nitida* Terq., *Lenticulina toarzense* Payard., *L. polygonata* Terq., *L. prima* d'Orb., *L. subovalis* Mam., *L. matutina* d'Orb., *Vaginulina caucasica* Mam. Верхняя часть палеонтологически не охарактеризована. Возраст устанавливается по сопоставлению с палеонтологически охарактеризованными ааленскими образованиями тубинской свиты.

В Кыртыкской депрессии выделяется толща предположительно тоарского времени, залегающая согласно, иногда (в краевых частях грабена) с размывом на плинсбахских осадках. Это черные аргиллиты с линзовидными пачками песчаников, с конкрециями сидеритов. Толща палеонтологически не охарактеризована. Ее мощность до 300 м.

В бассейнах рек Белой и Уруштена, в Дудугушской синклинали разрез тоарских отложений аналогичен разрезу западной подзоны Архыз-Гузери-Пльської зоны: наблюдаются породы баговской и тубинской свит. Мощность баговской свиты до 660 м, тубинской — около 1000 м. В отложениях баговской и тубинской свит встречены *Dactylioceras* sp. и фораминиферы *Saccamina sphaerica* Sars., *Ammodiscus anceps* Terq., *Trocham-*

minoides frankei Mak., *Cornuspira liasina* Terq. и ряд других простейших с агглютинирующими раковинами. Комплекс характерен для зон *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis*. Выше по разрезу отмечается присутствие *Lenticulina toarzense* Payard., *L. polygonata* Fr., *L. prima* d'Orb., *Vaginulina caucasica* Mat. и других видов, отмеченных для верхнего тоара.

В верхней толще пород тубинской свиты наблюдаются ааленские пелиподы, аммониты *Ludwigia* sp., *Hammatoceras* sp. и фораминиферы *Lenticulina insignis* Kapt., *L. oculatiformis* Hoff., *L. scalpta* Fr., *L. veta* Hoff., *L. cordiformis* Terq., *L. alexsanderi* Makar.

В бассейнах Баксана, Чегема и Черка к тоарским отложениям отнесена верхняя часть верхней подсвиты безенгийской свиты. Описание свиты приведено выше, при рассмотрении плинсбахских отложений. В верхних горизонтах свиты у сел. Безенги был найден *Dactylioceras aff. semicelatum* Simps., свидетельствующий о раннетоарском возрасте вмещающих пород. Выше залегает джигиатская свита.

Джигиатская свита предложена Н.В. Безносовым и др. [1960] и названа по р. Джигиат — притоку р. Кестанты в бассейне р. Баксан. Стратотип авторами не указан. Свита широко распространена и установлена в центральной и восточной частях Лабино-Малкинского прогиба (в междуречье Уруп—Урух); она трансгрессивно залегает на различных стратиграфических подразделениях юры, переходя на палеозой.

Свита расчленяется на три подсвиты. Нижняя представлена аргиллитами с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, многочисленными сидеритовыми конкрециями. В основании толщи — прослой красно-бурых кварцевых гравелитов. Мощность колеблется от 500 м в Кестантинской впадине до 100 м в Восточно-Балкарской зоне. Во многих разрезах подсвиты был встречен своеобразный комплекс агглютинирующих фораминифер, характерный для зон *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis* (средний тоар в старом понимании) — *Haplophragmoides praeconvexus* Mak., *Saccamina sphaerica* Sars., многочисленные *Ammodiscus*, *Thuramminoides frankei* Mak. и др. На р. Кардан и других были найдены *Dactylioceras commune* Sow., *D. arcus* Buckm. и другие, указывающие на тот же возраст.

Средняя подсвита залегает согласно и сложена зеленовато-серыми песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов. Подсвита сильно размыта; полностью она представлена лишь в кестантинской подзоне, где ее мощность достигает 500 м; на востоке мощность подсвиты около 100 м. В подсвите были найдены аммониты, указывающие на наличие местных зон верхнего тоара — *Grammoceras thouarsense*: *G. fallaciosum* Bayle, *G. saemanni* Dum. и др. и *Dumortieria pseudordiosa* Br., включая вид-индекс, ряд других представителей рода *Dumortieria*. Кроме того, в подсвите найдены фораминиферы: *Lenticulina göttingensis* Born., *L. minuta* d'Orb., *L. pseksentschiensis* Mat. и др. Все палеонтологические данные определяют возраст подсвиты в объеме зон *Grammoceras thouarsense* и *Dumortieria levesquei* (верхний тоар в прежнем понимании).

Восточнее р. Черка Безенгийского нижняя и средняя подсвиты представлены единой толщей переслаивания пачек аргиллитов и песчаников. Мощность толщи до 200 м.

Верхняя подсвета джигиатской свиты уже ааленского возраста. Но мы дали ее описание здесь, чтобы сложилось более полное представление о свите. Верхняя подсвета представлена аргиллитами с прослоями конкреционных конгломератов и песчаников с пропластками зеленых алевролитов. В верхней части свиты наблюдались прослои органогенно-обломочных известняков с шамозитами. Подсвета целиком размыта в западной части. В Кестинской депрессии ее мощность достигает 650 м; в Восточно-Балкарской зоне она колеблется от 20 до 190 м. В самых низах свиты наблюдаются аммониты местной зоны *Dumortieria pseudodiodes* (в бассейне р. Баксан). В целом подсвета характеризуется аммонитами зон *Leioceras oralinum* и *Costileioceras sinop.* В кровле наблюдаются единичные *Ludwigia concava* Sow. В бассейне р. Баксан встречаются *Fontannesia* sp., характерная для верхов аалена и самых низов байоса.

В породах верхней подсветы найдены фораминиферы *Recurvoidea baksanicus* Mak., *Cribrostomoides articulatum* Mak., *Lenticulina göttingensis* Born., *L. insingnis* Kapt.-Tscher., *L. matutina* d'Orb., *L. krimholzi* Mam., *Praelamarckina humiis* Kapt.-Tscher. и другие, присущие раннему аалену. В верхах толщи встречены позднеааленские *Ophthalmidium caucasicum* Ant., *Lenticulina arietites* Issler., *L. bicostaeformis* G. Kar., *L. inaequistriata* Terq., *L. pseudoscalptus* Mak. и др.

Таким образом, возраст джигиатской свиты — верхи нижнего тоара-аален-низы байоса.

В Дигоро-Осетинской зоне самым низам тоара соответствуют верхние слои мизурской свиты. Выше согласно на этих образованиях ложатся породы ардонской свиты.

Ардонская свита была установлена Н.В. Безносковым и др. [1960]. Стратотип расположен на левом склоне р. Ардон в районе сел Ксурт. Выделяются три подсветы.

Нижняя подсвета — черные аргиллиты с конкрециями; ее мощность 350—700 м. Наблюдаются *Dactylioceras semicelatum* Simps., *D. tenucostatum* J. et B. и др., характерные для нижнего тоара.

Средняя подсвета — аргиллиты с прослоями алевролитов переслаиваются с пачками песчаников, чередующихся с алевролитами. Мощность подсветы 550—800 м. В породах подсветы встречен *Dactylioceras commune* Sow. (нижний тоар) и своеобразный комплекс агглютинирующих фораминифер, описанный выше, характерный для зон *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis*. Возраст пород средней подсветы можно считать верхами раннего и низами позднего тоара.

Верхняя подсвета имеет трехчленное строение, четко выраженное только в южной части Дигоро-Осетинской зоны. В целом это аргиллиты с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность 600—650 м. В подсвете, в бассейнах рек Урух и Фиагдон, указываются аммониты зоны *Leioceras oralinum*. Верхний аален отсутствует, так как на породах подсветы с размывом залегают байосские отложения.

Фораминиферы представлены в подсвете двумя сообществами. Нижний комплекс — *Lenticulina mala* Hoff., *L. psekiensis* Mam., *L. subovalis* Mam., *L. veta* Hoff., *Falsopalmula toarciensis* Mam. и др.; верхний — *Lenticulina insingnis* Kapt.-Tscher., *L. cordiformis* Terq., *L. scalpta* Fr., *Spirillina radiata* Terq., и др. Первый комплекс был присущ позд-

нему тоару, второй — раннему аалену. Нужно отметить [Гофман, 1967], что сообщества фораминифер нижнего аалена и верхнего тоара очень близки по видовому составу. Мощность подсвиты в этом районе до 600 м. Более полный разрез подсвиты, имеющий трехчленное деление, отмечается в Штулу-Геналдонской подзоне. В этом регионе в верхах верхней подсвиты встречены аммониты *Costileioceras* *sinon* Bayle и *Tmetoceras* *cf. scissum* Wen. В низах подсвиты найдены *Grammoceras* *sp.*, *Dumortieria* *sp.* и верхнеоарские—нижнеааленские фораминиферы *Narphragmoides planus* Ant., *Spirillina radiata* Terq. и др. Возраст подсвиты в северной части Дигоро-Осетинской зоны — верхи позднего тоара—ранний аален; в южной части размыв, видимо, был меньше, там сохранилась часть верхнего аалена.

В бассейнах рек Терека и Ассы низы тоарских отложений представлены верхами циклаурской свиты. На отложениях циклаурской свиты залегают породы казбекской свиты.

Казбекская свита выделена В.П. Ренгартеном [1932] и названа по сел. Казбеги. Стратотип расположен по р. Терек. Казбекская свита местами связана постепенным переходом с циклаурской и представлена полосчатыми (полосчатость образована тонколинзовидными пропластками песчаников и алевролитов), глинисто-алевролитовыми сланцами с более крупными прослоями и пачками песчаников. В верхах толщи количество песчаников увеличивается. Мощность свиты около 1500 м. Казбекская свита отличается от циклаурской главным образом отсутствием эффузивных пород. Ее возраст устанавливается по положению в разрезе; определяется он как ранний—средний тоар. На отложения казбекской свиты согласно ложатся образования джерахской свиты.

Джерахская свита была установлена В.П. Ренгартеном [1932] по названию Джерахской котловины. Типовой разрез свиты описан в долине р. Аршхи, выше сел. Онгиты. Она распространена в междуречье Гизельдон—Чанты-Аргун. В ней выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита сложена аргиллитами, глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Породы сильно дислоцированы. Мощность около 1000 м. Были найдены *Grammoceras falaciosum* Bayle, *Dumortieria* *ex gr. radiosa* Dub., *Pleydellia* *cf. aalense* Ziet., характерные для позднего тоара.

Средняя подсвита — аргиллиты черно-бурые, переслаивающиеся с тонкими пропластками алевролитов и пачками мелкозернистых, нередко косослоистых и плитчатых песчаников, с пропластками углей. Мощность до 900 м. Аммониты, встреченные в подсвите, указывают на раннеааленский возраст: *Leioceras acutum* Quenst., *L. aff. helveticum* Horn., *Tetroceras* *sp.*, *Calliphyloceras* *cf. nilsoni* Heb.

Верхняя подсвита — аргиллиты с прослоями алевролитов, с многочисленными горизонтами перемыва (прослой известковых песчано-глинистых алевролитов, с мелкими глинисто-кальцитовыми конкрециями), мощностью до 500 м; аммониты — *Holcophylloceras* *cf. ultramonatanum* Zill., *Leioceras* *cf. costuosum* Quenst., *Costileioceras* *ex gr. sinon* Bayle, *Ludwigia* *sp.*, *Tmetoceras* *sp.* — характерны для раннего и позднего аалена, без зоны *Ludwigia concava*.

Таким образом, возраст джерахской свиты датируется ранним тоаром—поздним ааленом.

Восточнее, в бассейнах рек Чанты-Аргун, Шаро-Аргун, Андийского Койсу, Аварского Койсу и Кара-Койсу, к нижнему тоару относится верхняя часть глинистой толщи, где были встречены *Hiloceras aptum* Buckm., *H. cf. levisoni* Simps., *Harposeras ex gr. exaratum* J. et B.

Верхнетоарские отложения имеют широкое распространение. В бассейне рек Чанты-Аргун, Аварское Койсу, Андийское Койсу они представлены свитой ири и низами карахской свиты.

Свита ири была выделена в 1933 г. Д.В. Дробышевым в бассейне р. Кара-Койсу. Стратотип находится в долине р. Аварское Койсу [Фролов, 1965], где она имеет четырехчленное строение: внизу залегают песчаники, чередующиеся с аргиллитами и алевролитами (мощность до 450 м); выше — аргиллиты с тонкими прослоями алевролитов и песчаников (400 м) и песчаники, пачками переслаивающиеся с аргиллитами (500 м); в самом верху — частое переслаивание аргиллитов, песчаников с пропластками известняка (200 м). Суммарная мощность свиты не превышает 1600 м. Четырехчленное строение свиты выдерживается везде по площади ее распространения. Отмечается некоторое уменьшение количества песчаного материала в юго-восточном направлении, в районе Самурского хребта. Мощность свиты в районе Самурского хребта: в низовьях р. Ахтычай — 2000 м, в бассейнах рек Аварское Койсу и Кара-Койсу — 1200—1600 м, в западных районах по рекам Чанты-Аргун, Шаро-Аргун, Андийское Койсу — 900—1000 м. Возраст свиты хорошо обосновывается аммонитами *Pseudoleioceras beaulizence* Monest., *Hammatoceras* sp., *Grammoceras thouarsense* d'Orb., *G. fallaciosum* Bayle, *Dumortieria* sp., *D. levesquei* d'Orb. Кроме того, в ряде разрезов отмечается присутствие фораминифер *Ammodiscus infimus* Strike., *Lenticulina deformis* Born., *L. mala* Hoff., *L. veta* Hoff., *Nodosaria germanica* Fr., *Vaginulina caucasica* Mam., *Rectoglandulina pupoides* d'Orb., *R. bella* Hoff.

Палеонтологические находки позволяют датировать породы свиты ири как позднетоарские; отложения с *Dumortieria* spp. относятся к карахской свите. Свита ири либо согласно залегает на подстилающих отложениях, либо ее контакт тектонический и приурочен к разломам. Карахская свита почти целиком относится к аалену; мы остановимся на ее описании при рассмотрении отложений этого возраста. В более восточных районах, в Известняковом Дагестане, разрез юры начинается с карахской свиты.

В Предкавказье тоарские отложения наблюдаются в ряде районов. В юго-западной части Лабинского прогиба они представлены баговской свитой и низами тубинской свиты. Мощность баговской свиты около 800 м; свита имеет ту же литологическую характеристику, что и в Архыз-Гузериписьской зоне.

К востоку от долины р. Ходзь из-за плохой обнаженности этого интервала разреза и увеличения глинистости свита выделяется условно. В долине р. Уруп к нижней части свиты, возможно, относится пачка песчаников (богачихинские песчаники) с *Harposeras exaratum* Young et Bird.

Тубинская свита имеет ту же характеристику, что и на западе. Мощность ее здесь до 650 м. В скважинах северо-восточной части прогиба то-

арским—ааленским отложениям соответствует джигиатская свита, имеющая довольно сильную литологическую изменчивость. Из-за недостатка кернового материала выделение подсвит затруднительно. Однако в большинстве случаев к нижней части свиты приурочены различные песчаники, гравелиты, оолитовые железняки, реже — алевролиты и аргиллиты, переслаивающиеся между собой. В верхней части джигиатской свиты преобладают аргиллиты с сидеритами и алевролитами, прослойки песчаников встречаются реже, обычно они глинистые с оолитами шамозита и сидеритовыми конкрециями.

Мощность меняется в довольно широких пределах, достигая в Армавирском районе около 400—420 м.

На Южно-Советской (скв. 1, 18) и Советской (скв. 11) площадях найдены *Hildoceras sublevisoni* Fuc., *Grammoceras thouarsense* d'Orb., *Pseudogrammoceras* ex gr. *fallaciosum* Bayle, *Ludwigia wilsoni* Buckh., *L. umbilicata* Buckh. и другие, указывающие на то, что свита относится к верхам нижнего, верхнего тоара и к аалену.

В юго-восточной подзоне Лабинского прогиба тоарские отложения представлены себельдинской свитой, описанной выше, которая в низах (нижний тоар) замещается породами муздухской свиты.

Муздухская свита выделена Д.И. Пановым и Ю.Г. Леоновым [1959], названа по р. Муздух. Это своеобразная толща озерного генезиса, представлена базальными конгломератами с обломками вулканогенных пород и кварцевыми песчаниками. В песчаниках встречена флора: *Nilssonia orientalis* Heer, *Cladophlebis* aff. *denticulata* var. *caucasica* Pryn. и др. Муздухская свита с размывом залегает на хумаринской и шоанской свитах; ее мощность до 120 м.

Выше в рассматриваемом районе наблюдаются отложения джигиатской свиты, которые постепенным переходом и литологическим замещением связаны с себельдинской толщей пород и с размывом, трансгрессивно ложатся различными горизонтами на хумаринскую, шоанскую и муздухскую свиты. Джигиатская свита в этом районе хорошо охарактеризована аммонитами. Там выделяются все местные зоны: от *Hildoceras*—*Dactyloceras* до *Hyperlioceras* sp.—*Sonninia sowerbyi*. Иногда аммониты этих зон сконденсированы и встречаются на одном уровне. Хорошо выделяются три подсвиты. Возраст джигиатской свиты в этом районе тоар-аален, возможно, низы байоса. Мощность джигиатской свиты меняется в довольно больших пределах; максимальное значение 320—360 м.

На правобережье р. Кубани, в верховьях рек Худес, Элиарган, были найдены среднетоарские (зоны *Hildoceras bifrons* и *Haugia variabilis*) фораминиферы *Saccamina sphaerica* Sars., *Ammodiscus asper* Terq., *Am. inermis* d'Orb., *Am. inifimus* Strickl., *Haplophragmoides praeconvexus* Mak., *Cornuspira liasina* Terq.

В Баксанской зоне находится стратотип джигиатской свиты, залегающей с размывом на хумаринской. Здесь отсутствуют отложения верхнего плинсбах и нижнего тоара (в старом понимании). В джигиатской свите установлены три подсвиты. Нижняя — в объеме зон *Hildoceras bifrons* и *Haugia variabilis* — охарактеризована аммонитами и своеобразным комплексом агглютинирующих фораминифер; ее мощность 30—160 м.

Средняя подсвита охарактеризована аммонитами, фораминиферами

позднего тоара, макрофлористическими остатками; по возрасту она соответствует зонам *Grammoceras thouarsense* и *Dumortieria levesquei*. Ее мощность до 160 м.

Верхняя подсвита содержит аммониты зон *Dumortieria levesquei*, *Ludwigia concava* и *Hyperleioceras* sp.—*Sonninia sowerbyi*. В отложениях подсвиты наблюдаются многочисленные фораминиферы, представленные комплексами раннего и позднего аалена. В первом комплексе были найдены *Lenticulina oculataeformia* Hoff., *L. prima d'Orb.*, *L. subovalis* Mam., *L. polygonata* Fr., *Spirillina orbiculata* Terq. et Berth., *Praelamarckina humilis* Kapt. — Tssher. и др. К позднеааленскому сообществу относятся *Rhizamina indivisa* Grzyb., *Cornuspira liasica* Mjatl., *Ophthalmidium caucasicum* Ant., *Lenticulina bicostaeformis* G.Қас., *L. bykovae* Hoff., *L. inaequistriata* Terq., *L. orientalis* Kapt. — Tsch., *L. stilla* Terq. и др. Кроме того, в породе свиты были встречены споры и пыльца.

В Восточном Предкавказье к плинсбах-тоарским отложениям условно можно отнести олейниковскую свиту [Мацкевич, 1964]. Стратотип расположен на Олейниковской площади в скв. 40. Это толща песчаников и алевролитов с прослоями углистых аргиллитов и тонкими прослойками угля. Свита трансгрессивно залегает на триасовых или палеозойских отложениях. В толще олейниковской свиты выделяется VII пласт промысловой номенклатуры. Наибольшая мощность ее на кряже Карпинского (до 350 м, Олейниковская площадь) и в Прикумской зоне поднятий.

В 1973 г. А.Я. Дубинским и Н.А. Маценко была выделена зурмутинская свита. Стратотип ее был установлен в скв. 1 Вишневской площади в интервале 3523–3850 м. Это вулканогенно-осадочная толща с большим количеством углефицированных растительных остатков и сапропелитов. Возраст ее датировался как норийский и рэтский ярусы.

В 1977 г. на II межведомственном региональном стратиграфическом совещании в зурмутинскую свиту были включены VII и VI пласты промысловой номенклатуры, т.е. олейниковская и частично промысловская свиты. Это неверно, так как нарушает в принципе основное положение по выделению свит. При новой трактовке в одну свиту объединяются различные по генезису и литологическому составу толщи. Мы считаем более правильным выделить ранее существовавшие промысловскую и олейниковскую свиты. Возраст промысловской свиты не решен однозначно.

Многие исследователи датируют эти образования триасом (А.Я. Дубинский, Н.А. Маценко, М.Е. Арцышев, О.П. Ярошенко и др.). Отнесение VII пласта к триасовым отложениям, на наш взгляд, ошибочно.

В ряде скважин (7 Зармутинская, 6 Арабали, 21 Урожайная, 1 Вишневская и др.) были встречены флористические остатки, не дающие возможность однозначно решать вопрос о возрасте олейниковской свиты. Наряду с фораминиферами, характерными для триасовых образований, были определены остатки флоры того же возраста — *Danaeopsis secunda* Halle, *Cycadocarpidium schwabii* Nath., *Bernoullia, aktjubensis* Brick, *Asterotheca merianii* (Brongn.) Stur.; кроме того, здесь наблюдаются виды, распространенные в триасовых и нижнеюрских отложениях: *Phlebopteris muensteri* (Schenk), *Dyctyophyllum* cf. *milssonii* (Brongn.) Goep., *Clathropteris* cf. *meniscoides* Brongn., *Anomozamites* cf. *minor* (Brongn.) Nath.

Фораминиферы, встреченные в этих породах, имеют очень специфический видовой состав и, по-видимому, относятся все-таки к ранней юре.

В образованиях промысловской свиты встречены также два спорово-пыльцевых комплекса [Объяснительная записка..., 1973], дающих возможность датировать эти отложения плинсбах-тоарским временем. Кроме того, трудно представить себе, что при отсутствии целого отдела нет ни ярко выраженного перерыва, ни конгломератов, ни коры выветривания.

Средняя юра

Ааленский ярус

На Северном Кавказе отложения ааленского и тоарского ярусов часто составляют литологически единую толщу. В большинстве случаев граница между этими ярусами проводится на основании палеонтологических данных.

Ааленские образования развиты в тех же районах, где наблюдаются тоарские отложения. В большинстве зон мы приводили характеристику свит в полном объеме при поярусном описании нижележащих осадков. Поэтому не будем повторять общих характеристик, а отметим данные по мощностям, изменению литологического состава, палеонтологическую характеристику описываемого стратиграфического подразделения.

На западе Северного Кавказа в самых западных выходах Гойтхско-Ачишхинской зоны ааленские отложения представлены верхами свиты хахопсе, а также свитами чаталтапинской, горы Индюк и пшишской. Характеристика свиты хахопсе приведена при описании плинсбахского яруса.

Чаталтапинская свита предложена Е.А. Гофман, М.Г. Ломизе и др. [Афанасьев и др., 1960] и названа по горе Чаталтапа на левобережье р. Пшехи. Стратотип авторами первоначально не был указан. Позднее М.Г. Ломизе предложил в качестве стратотипа разрез в среднем течении р. Хахопсе, в 2 км выше устья р. Гогопс. Однако он допустил ошибку, приняв дайку, залегающую в свите хахопсе, за нижний вулканогенный горизонт, и отнес к чаталтапинской свите примерно 500 м разреза свиты хахопсе. Поэтому в качестве гипостратотипа может быть предложен разрез на водоразделе рек Пшихашка и Большой Тугупс. Свита обнажается от бассейнов рек Пшеха и Аше и восточнее — до правобережья р. Авадхара. Чаталтапинская свита согласно залегает на свите хахопсе. В гипостратотипе и в большинстве разрезов она расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита — темные аргиллиты, содержащие от одного до трех покровов вулканогенных пород среднего состава (порфириты, туфы, туфоконгломераты, туфобрекчии); мощность 200—1200 м. Количество, состав и мощность вулканогенных горизонтов нижней подсвиты подвержены изменениям. В бассейнах рек Пшеха и Шахе обычно присутствуют два горизонта (реже наблюдается только один горизонт). В составе нижнего наблюдают покровы пироксеновых порфиритов, а верхнего — грубообломочные пирокластические образования. Мощность нижнего горизонта до 125 м, среднего — до 680 м. Мощность подсвиты до 1400 м. В средней части подсвиты на р. Большой Тугупс найдены многочисленные *Leioceras opalinum* Rein., *L. comptum* Rein., *Hammatoceras* cf. *subinsigne* Opp., *Caliphylloceras nilssoni* Neb. *

Верхняя подсвита — однородные темные аргиллиты и глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов; мощность до 1000 м. Раннеааленский возраст нижней подсвиты, как указывалось, надежно обоснован находками фауны. Верхняя подсвита по стратиграфическому положению условно также относится к нижнему аалену.

Свита горы Индюк выделена О.С. Вяловым и названа по горе Индюк на водоразделе рек Пшиш и Туапсе. Стратотип автором не указан. Свита распространена от горы Индюк на западе до горы Большая Чура (водораздел Шахе и Сочи) на востоке, залегает согласно на чаталтапинской свите и расчленяется на три подсвиты.

Нижняя подсвита — покров кварцевых порфиров с редкими прослоями туфов и туфобрекчий. Мощность 30—150 м.

Средняя подсвита — флишевое переслаивание песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность прослоев песчаников до 3—5 м, в средней части подсвиты среди песчаников нередки линзы кварцевых гравелитов. В верхней и нижней частях подсвиты прослои песчаников замещаются алевролитами. В основании подсвиты выделяется пачка темных аргиллитов (20—30 м), с размывом и конгломератами залегающая на нижней подсвите. Общая мощность подсвиты 250—300 м.

Верхняя подсвита — туфы кварцевых порфиров, характерной особенностью которых является наличие мелких кристаллов граната (200—250 м). В ряде разрезов бассейна р. Пшехи (р. Кушико, балка Макарова) залегает пачка (150—200 м) глинистых конгломератов с обломками и глыбами вулканогенных пород. В наиболее полных разрезах верхней подсвиты на погружении Гойтхского антиклинория, в бассейнах рек Пшиш, Туапсе и Аше, над туфами кварцевых порфиров залегает толща аргиллитов с прослоями диабазовых порфиритов и их туфов (100—250 м). Общая мощность верхней подсвиты достигает 700 м.

Общая мощность свиты горы Индюк до 1150 м.

Раннеааленский возраст свиты определяется в основном по ее стратиграфическому положению ниже фаунистически охарактеризованных отложений пшишской свиты верхнего аалена. Кроме того, из бассейна р. Туапсе в низах свиты были найдены верхнеаарские и нижнеааленские аммониты и фораминиферы ниже-верхнеааленского облика.

Пшишская свита выделена Е.А. Гофман, М. Г. Ломизе и др. [Афанасьев и др., 1960] без указания стратотипа и названа по р. Пшиш. Свита распространена от долины р. Кобзы (левый приток р. Псекупс) до верховьев р. Сочи. Она с размывом залегает на свите горы Индюк. В бассейнах рек Псекупс, Пшиш, Туапсе свита расчленяется на две подсвиты.

Нижняя подсвита целиком или только в верхней части представлена флишеидным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями туффитов. Пачка переслаивания песчаников и аргиллитов в бассейне р. Туапсе была описана О.С. Вяловым [1934] под названием горизонта Кокай (Кукай) (до 30—40 м). Остальная часть разреза слагается темными аргиллитами; в основании залегает базальный горизонт глинистых конгломератов с обломками кварцевых порфиров, их туфов, плагиогранитов, кристаллических сланцев и жильного кварца с сульфидной минерализацией (до 100—250 м). Общая мощность нижней подсвиты до 500—550 м.

Верхняя подсвета — однородные темные аргиллиты с конкрециями сидеритов и горизонтами септарий. Мощность верхней подсветы до 1000—1200 м.

На востоке Гойтхско-Ачишхинской зоны в бассейнах рек Пезуапсе, Малый Тугупс и Шахе разрез свиты представлен чередованием толщ переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов с толщами однородных аргиллитов.

Общая мощность пшишской свиты до 1500—1700 м.

В верхней подсвете на р. Туапсе найдены *Ludwigia cf. umbilicata* Buckm., *L. ex gr. murchisonae* Som., *Brasilia bradfordensis* Buckm. и другие, пелециподы и фораминиферы, позволяющие относить ее к позднему аалену.

Фораминиферы представлены *Haplophagmoides complanatus* Mjatl., *Cornuspira liasina* Mjatl., *C. orbicula* Mjatl., *Ophthalmidium infracoliticum* Terq., *Lingulina dentalinaeformis* Terq., *Lenticulina bicostaeformis* G.Kas., *L. inaequistriata* Terq., *L. marginulinaeformis* Hoff., *L. implecta* Terq., *L. filosa* Terq., *Marginulina rubastschaensis* Hoff., *Vaginulina maslakovae* Hoff. и другими, присущими позднеааленскому времени. Восточнее, в бассейнах рек Белой, Киши, Алоуса, все перечисленные ааленские свиты переходят по простиранию в породы тубинской свиты, в которой отсутствуют вулканогенные породы, замещенные в этом районе вулканогенными песчаниками. Местами наблюдается постепенное литологическое замещение, но чаще свиты контактируют по разломам.

Характеристика тубинской свиты приведена выше. В бассейнах р. Лабы и Теберды образования тубинской свиты литологически замещаются породами алевроитово-глинистой толщи, в которой большую роль играют алевролиты.

В Кыртыкском грабене отложения моложе тоара отсутствуют.

В Дудугушской синклинали ааленские отложения представлены описанной выше тубинской свитой. В породах свиты были встречены многочисленные фораминиферы, составляющие два комплекса, характерных для верхнего и нижнего аалена.

В междуречье Баксана и Чегема, а также в Восточно-Балкарской зоне ааленским отложениям соответствует верхняя подсвета джигиатской свиты, мощность которой изменяется от 650 м на западе до 20—190 м в Восточно-Балкарской зоне. В Кестантинской впадине находится самый полный разрез этой подсветы. Как уже отмечалось выше, в низах подсветы встречены аммониты зоны *Dumortieria pseudoradiosa*, в кровле обнаружены верхнеааленские *Ludwigia concava* Sow. Многочисленные фораминиферы представлены двумя комплексами. Нижний состоит из видов *Lenticulina polygonata* Fr., *L. insingnis* Kapt.-Tscher., *L. septae* Hoff., *L. cordiformis* Terq., *Praelamarckina humilis* Kapt.-Tscher. и других, наиболее присущих раннему аалену. В верхнем комплексе отмечено присутствие *Lenticulina inaequistriata* Terq., *L. bykovae* Hoff., *L. pseudoscalptus* Mak., *L. filosa* Terq. и др. Комплекс характерен для позднего аалена.

В Восточно-Балкарской зоне в верхах верхнеджигиатской подсветы встречены аммониты зоны *Staufenia (Costileioceras) sinon* Bayle. По-видимому, в этом районе самые верхи аалена (зона *Ludwigia concava*) отсутствуют. Сообщества фораминифер аналогичны описанным выше.

В Дигоро-Осетинской зоне породы аалена сложены верхами верхней под-свиты ардонской свиты, литологическая и палеонтологическая характеристики которой приведены выше.

В бассейнах рек Терека и Ассы ааленские отложения представлены джерахской свитой. Самые верхи аалена (зона *Ludwigia concava*) сложены гергечской свитой, которая относится в основном к байосу. На всей остальной территории Северного Кавказа, восточнее р. Ассы, ааленские отложения представлены карахской и частично игатлинской свитами.

Карахская свита была предложена Д.В. Дробышевым и названа по Карахской даче на р. Бецор, притоку р. Кара-Койсу. Стратотип расположен по р. Кара-Койсу. Карахскую свиту в целом слагают песчаники массивные и толстослоистые, расположенные пачками часто переслаивающихся песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями углей. В западном районе распространения свиты, в бассейнах рек Чанты-Аргун и Андийского Койсу, В.Т. Фроловым [1965] выделяются три подсвиты, которые плохо выдерживаются по простирацию. Мощность карахской свиты в бассейне Андийского Койсу 1000 м, по р. Кара-Койсу — 2250 м. В юго-восточном направлении к Самурскому хребту в бассейне р. Казикумухское Койсу отмечается некоторое увеличение количества глинистых прослоев в верхах толщи. Мощность свиты в этом регионе достигает 3000—3600 м. В долине р. Чирахчай глинистые толщи замещаются угленосными. Ее мощность до 4500 м.

Во внутренних котловинах Известнякового Дагестана карахская свита сложена преимущественно песчаниками с подчиненными прослоями аргиллитов и алевролитов, прослоями углей. Мощность ее около 1900 м. В Юго-Восточном Дагестане разрез этой свиты близок к описанному выше. В бассейне р. Рубасчай ее мощность около 2000 м; низы свиты не обнажаются. На разведочных площадях Южного Дагестана — Иргатбаш, Берикей, Дагогни, Шехебек и др. — карахская свита вскрыта не полностью. В бассейнах рек Чанты-Аргун—Андийское Койсу она согласно ложится на образования свиты ири. В ряде мест Самурской подзоны (бассейн р. Казикумухское Койсу) наблюдается тектонический контакт низов толщи. В Известняковом и Юго-Восточном Дагестане подошва карахской свиты не вскрыта.

Карахская свита хорошо охарактеризована палеонтологически. В бассейнах рек Андийское Койсу, Казикумухское Койсу, Самур и ряда других точек [Объяснительная записка. . ., 1973] были встречены аммониты, позволяющие датировать карахскую свиту концом позднего тоара (верхи зоны *Dumortiera pseudoradiosa*) и ааленом (зоны *Leioceras oralinum* и *Costileioceras* sinon). Многочисленны в карахской свите фораминиферы, которые представлены двумя последовательно сменяющимися сообществами. Первый комплекс представлен видами *Nodosaria fontinensis* Terq., *N. germanica* Fr., *N. multicostata* Born., *N. subissleri* Mam., *Fronicularia occidentalis* Berth., *Fr. rotundiformis* Mam., *Lenticulina mala* Hoff., *L. minuta* d'Orb., *L. krimholzi* Mam., *L. toarzense* Payard., *Vaginulina caucasica* Mam., *Falsopalmula lanceolata* Küb. et Zw. и др. Во втором комплексе отмечены *Lenticulina oculatiformis* Hoff., *L. veta* Hoff., *L. insingis* Kapt., *L. subovalis* Mam., *L. spinosa* Kapt., *Reinchochella lidijae* Mar. и др. Первое сообщество фораминифер характерно для позднетоарского времени, второе

распространено в породах раннего аалена. Фораминиферы встречены только в низах свиты; в верхней части толщи они отсутствуют.

Игатлинская свита была установлена И.Д. Филимоновым [1938] по сел. Игатли (р. Андийское Койсу). Там же расположен стратотип. В Дарьяло-Богосской и Самурской подзонах Бокового хребта игатлинская свита согласно, местами с постепенным переходом залегает на образованиях карахской свиты. Это толща чередующихся пачек аргиллитов, алевролитов и песчаников. В Дарьяло-Богосской подзоне в свите отмечаются линзы известняков-рухляков, в самурской — песчаные известняки с шамозитовыми оолитами. Во внутренних котловинах Известнякового Дагестана в толще свиты наблюдаются конкреционные конгломераты. Соотношение пород в свите меняется по площади. В целом наблюдается опесчанивание в северном направлении. В Дарьяло-Богосской подзоне мощность свиты изменяется от 70—100 м на р. Чанты-Аргун до 340 м на р. Кара-Койсу; на северном склоне Самурского хребта она составляет 400—500 м; в среднем течении рек Курахчай и Чирахчай — 600—700 м (здесь преимущественно развиты аргиллиты); во внутренних котловинах Известнякового Дагестана мощность колеблется от 150—180 м в районе Кудутли до 500—600 м у сел. Урари; в Юго-Восточном Дагестане — от 300 до 670 м.

Многочисленные находки аммонитов, особенно в Дагестане, позволили расчленить игатлинскую свиту на местные зоны. Нижняя половина свиты относится к зоне *Costileioceras sinop* и содержит *Ludwigia murchisonae* Sow., *Hammotoceras planinsinqe* Vač., а также вид-индекс. Верхняя половина свиты соответствует зоне *Ludwigia concava* и охарактеризована *L. concava* Sow., *L. rudis* Buckm., *L. subtilicostae* Krimh. и др. В кровле свиты отмечаются находки *Holcophylloceras submontanum* Besn., *Hyperlioceras* sp., *Sonninia fastigata* Buckm., *S. crassiformis* Buckm. Таким образом, возраст свиты определяется как верхи зоны *Costileioceras sinop* — зона *Ludwigia concava* (аален), верхи которой местами сконденсированы с низами зоны *Sonninia sowerbyi* (нижний байос). В породах свиты встречены позднеааленские фораминиферы *Lenticulina bicostaeformis* G. Kas., *L. inaequistriata* Terq., *L. jurassica* Hoff., *L. pseudoscalptus* Mak.

На Предкавказской платформе на западе, в Западно-Кубанском прогибе, среднеюрские отложения залегают под мощной толщей более молодых образований и вскрываются только на бортах. Изучены они еще очень слабо. На южном борту прогиба, на Восточно-Кубанской, Дагестанской, Безводно-Дагестанской, Самурской, Арешкинской, Заречной, Сергеевской, Суздальской и некоторых других площадях, под верхней юрой или нижним мелом вскрывается толща темных аргиллитов с отдельными пачками песчаников и алевролитов мощностью до 600—800 м.

Комплексы фораминифер, встреченные в кернах, по данным Э.А. Антоновой, указывают на тоарский и ааленский возраст. Вероятно, эти отложения могут коррелироваться с тубинской свитой.

На северном борту прогиба, на Медведовской и Тимашевской площадях, вскрываются отложения совершенно иного типа — мощная (более 1200 м) вулканогенная толща порфиритов, кварцевых порфиритов и их туфов. Возраст ее является предметом дискуссии. А.Я. Дубинский, А.И. Дьяконов и С.И. Горлов считают ее триасовой, Н.В. Безносков и О.В. Снегирева — байосской. На наш взгляд, исходя из сходства литологи-

ческого состава, ее можно считать аналогом свиты горы Индюк и датировать как ааленскую.

В Лабинском прогибе ааленские отложения в юго-западной подзоне входят в состав тубинской свиты, на остальной территории и в Баксанской зоне — джигатской свиты. Детально эти свиты рассмотрены выше.

В Восточном Предкавказье ааленские отложения представлены промысловской свитой [Мацкевич, 1964]. Стратотип расположен на Промысловской площади. Сложена она песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами (пласт VI промысловой номенклатуры). В Прикумской зоне поднятий олейниковская и промысловская свиты местами образуют единую толщу мощностью до 250 м. Эта толща выклинивается в центральной части Прикумской зоны поднятий (площади Култайская, Русский Хутор Северный и Русский хутор Центральный).

На крыже Карпинского промысловская свита с разрывом лежит на олейниковской или на отложениях триаса. Она представлена песчаниками с линзами гравелитов, конгломератов. Максимальная мощность на Цубук-Промысловском валу до 289 м, в южном направлении она сокращается до 150 м. Ааленский возраст устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам [Объяснительная записка. . ., 1973].

Байосский ярус

В Гойтхско-Ачишхинской зоне байосские отложения сложены верхами шишской свиты, сосновской и кочкановской свитами.

Сосновская свита выделена Г.И. Малбиевым и названа по р. Сосновая Щель — правому притоку р. Псекупс. Стратотип автором не указан. Распространена только в бассейнах рек Псекупс и Шебш. Она с разрывом залегает на шишской свите. В основании выделяется базальный горизонт органогенно-обломочных известняков с галькой гравелитов, глинистых конгломератов и песчаников (5—30 м). Выше следует ритмичное переслаивание аргиллитов и песчаников. Песчаники мелкозернистые, в подошве с линзами гравелитов и конгломератов с кварцевой, сидеритовой и песчаной галькой. В верхней части прослой песчаников переходят в алевролиты. Общая мощность свиты до 400 м. В базальном горизонте встречены редкие брахиоподы — *Antitychina?* sp. indet., а выше — моллюски: *Posidonia buchi* Roem., *Holcobelus blainvillei* Voltz, *Perisphinctidae*, позволяющие говорить о байосском возрасте свиты.

Кочкановская свита также выделена Г.И. Малбиевым и названа по Кочкановскому хребту; стратотип не указан. Распространена в бассейнах рек Псекупс и Шебш, а верхи свиты, по-видимому, вскрываются на правом берегу р. Шиш, в балке Сосновка Шубинская. Согласно залегает на сосновской свите и с разрывом перекрывается верхней юрой или мелом. Слагается темными аргиллитами с горизонтами сидеритовых конкреций, редкими прослоями песчаников, алевролитов и линзами органогенно-обломочных известняков. Мощность 200—750 м. Из низов свиты без точной привязки к разрезу указывается *Stemmatoceras subceronatum* Opp., а из самых верхов происходит *Parkinsonia* cf. *rarecostata* Buckh. и *Perisphinctidae*. Первый аммонит характерен для верхней подзоны зоны *Stephano-*

ceras humphriesianum нижнего байоса, а второй — для нижней части зоны *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса.

В Архыз-Гузерибльской зоне байосские отложения отсутствуют.

В Пшекиш-Тырныаузской шовной зоне, в Дудугушской синклинали, с размывом на тубинской свите залегает джангурская свита.

Джангурская свита предложена Н.В. Безносовым [1967] и названа по горе Джангура на водоразделе Зеленчука и Кубани. Типовой разрез расположен по р. Кардоник. Стратотип автором не указан. Широко распространена в пределах Лабинской зоны, прослеживаясь непрерывно в южных обрывах Скалистого хребта, в междуречье Ходзь—Малка. В бассейне р. Белой в области Скалистого хребта свита размыта и слагает ядра отдельных синклиналей, расположенных южнее. Залегает с глубоким размывом на подстилающих образованиях. В западной части Лабинской зоны разрез свиты начинается с верхнего байоса, и лишь на правом берегу Большой Лабы появляется нижний байос, широко развитый в остальных частях подзоны. В основании свиты в Дудугушской синклинали лежат "дудугушские песчаники" (до 150 м), выше залегают аргиллиты (до 90 м); затем располагается толща песчаников горы Монах (до 500 м), перекрывающихся толщей аргиллитов с песчанистыми стяжениями (до 300 м). Суммарная мощность толщи свыше 1000 м. В схеме 1973 г. эта толща отнесена к джорской свите, что, на наш взгляд, является ошибочным, так как джорская свита сложена преимущественно аргиллитами с прослоями алевролитов и песчаников. В основании джорской свиты залегают криноидные известняки, которые отсутствуют в данном районе.

Возраст низов свиты в Дудугушской синклинали устанавливается по положению в разрезе, по сопоставлению с более восточными районами. В верхней части свиты наблюдаются фораминиферы, позволяющие относить вмещающие породы к позднему байосу: *Lenticulina stellaris* Terq., *L. semiinvoluta* Terq., *L. hekkeri* Hoff., *L. perlucida* Ant., *Globulina oolithica* Terq., *Vaginulina flabelloides* Terq., *Lamarckella costifera* Terq. и др.

В Кестинтинской синклинали и Восточно-Балкарской зоне байосские отложения представлены джорской свитой.

Джорская свита выделена Н.В. Безносовым и др. [1960]. Название получила по р. Джор, притоку р. Чегем. В Джорской синклинали находится типовой разрез. Распространена в междуречье Малка—Урух. В бассейнах Чегема и Череха выделяются две подсвиты — нижняя и верхняя.

Нижняя подсвита (коштанские слои) в основании сложена криноидными известняками, вверху — с прослоями алевролитов. Эта подсвита с размывом залегает на джигиатской свите. Выше лежат аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников. В долине р. Черек Безенгийский отмечается максимальная мощность до 1000 м. В нижней части подсвиты встречены аммониты зон *Stephanoceras humphresianum* и *Otoites sauzei*: *Otoites* sp., *Stephanoceras* cf. *scalare* Mascks., *Teloceras coronatum* Schloth., виды-индексы и др.

В бассейнах рек Кардан, Черек Балкарский были встречены фораминиферы *Rhabdammina robusta* Gryzl., *Ophthalmidium infraoolithicum* Terq., *Lenticulina cabardinica* Mak., *L. fursenkoi* Ant., *L. buinakskensis* Hoff. и др. Можно предположить, что зона *Sonninia sowerbyi* размыта, так как

в кровле подстилающих отложений наблюдаются аммониты зоны *Ludwigia concava*.

Состав нижней подсвиты непостоянен. В северном направлении увеличивается количество песчаников, в восточном — аргиллитов. Восточнее водораздела рек Черек Балкарский и Черек Безенгийский нижняя подсвита представлена единой толщей аргиллитов. Наиболее полный разрез этой подсвиты наблюдается на правом берегу р. Черек.

Верхняя подсвита (тызыльские слои) почти полностью размыта. Ее присутствие отмечается в бассейне рек Баксан и Черек Балкарский. Она представлена переслаиванием аргиллитов, алевролитов (до 50 м), песчаников (до 30 м) и алевроитов (до 300 м). Суммарная мощность подсвиты не превышает 380 м. Позднебайосский возраст устанавливается по сопоставлению с Восточно-Балкарской зоной.

В Восточно-Балкарской зоне сохраняется тот же состав и характер отложений джорской свиты, но наблюдаются гипабассальные интрузии, главным образом пластовые. В долине Черка Безенгийского отмечается "хуламский лавовый покров" (до 150—160 м). Мощность свиты здесь достигает 1000 м. В низах свиты встречены аммониты нижнего байоса зон *Otoites sauzei* и *Stephanoceras humphresianum*. В самых верхних горизонтах, размытых на большей части территории, указываются верхнебайосские *Holcophylloceras cf. kumnohense* Krimh., *Thysanolytoceras cf. cudesianum* d'Orb. и др. В нижней подсвите встречены байосские *Lenticulina alexei* Mak., *L. atheria* Dain, *L. protracta* Born. и др.

В междуречье Уруха и Фиагдона байосские отложения (згидская свита) с разрывом залегают на ааленских образованиях (зоне *Leioceras opalinum* нижнего аалена) ардонской свиты.

З г и д с к а я свита была установлена Н.В. Безносовым и др. и названа по сел. Згид; выходы свиты ограничены на площади левым склоном долины р. Ардон в районе от сел. Ксурт до Ходского перевала.

Свита делится на две толщи. Нижняя сложена черными аргиллитами с крупными глинисто-кальцитовыми конкрециями; ее мощность до 800 м. В ней были встречены аммониты: в низах — *Stephanoceras humphresianum* Sow., *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., в верхах — *Partischiceras abichi* Uhlig., *Dynoliticeras* sp., *Thysanolytoceras* sp., *Leptosphinctes leptus* Buckm., *L. aff. coronarius* Buckm. Аммониты указывают на зоны *Stephanoceras humphresianum* (верхи нижнего байоса) и *Strenoceras subfurcatum* (низы верхнего байоса без вида-индекса). В низах отмечаются фораминиферы *Lenticulina buinakskensis* Hoff., *L. centralis* Terq., *L. semiinvoluta* Terq., *Vaginulina caucasica* Hoff., *Polymorphina oolithica* Terq. и другие, характерные для раннего байоса.

Верхняя толща — аргиллиты и глинистые алевролиты, с конкрециями. Вверху наблюдается 2-метровый прослой аркозового песчаника. Мощность толщи около 470 м. В нижней части этой толщи найдены *Garantiana ex gr. alticosta* Wetz., в средней части — *Partschiceras cf. haloricum* Hauer, *P. cf. belinskji* Besn., *Parkinsonia rarecostata* Buckm. Верхняя толща датируется аммонитами как зона *Garantiana garantiana* и низы зоны *Parkinsonia parkinsoni*.

Таким образом, перерыв между ардонской и згидской свитами предположительно падает на верхний аален и зоны *Sonninia cowerbyi* и *Otoides*

sauzei нижнего байоса. Возраст згидской свиты определяется в объеме зоны *Stephanoceras humphresianum* нижнего байоса, зон *Strenoceras subfurcatum*—*Garantiana garantiana* и низов зоны *Parkinsonia parkinsoni* (не выше местной зоны *Parkinsonia garcostata*). Отложения згидской свиты срезались на разных уровнях образованиями келловей.

В южных районах Дигоро-Осетинской зоны байосские отложения почти повсеместно размыты. Только в бассейне р. Геналдан наблюдается толща чередования песчаников и алевролитов, залегающая с размывом на ардонской свите. Мощность толщи около 950 м. В толще встречены *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb. и нижнебайосские фораминиферы: *Lenticulina flagellum* Terq., *L. folveolata* Terq., *L. stellaris* Terq., *L. bicostata* Deecke и др. Приведенные виды указывают на отложения нижнего байоса, но толща палеонтологически охарактеризована неравномерно, в верхней части никаких палеонтологических остатков нет, поэтому мы относим породы згидской свиты к байосскому времени в целом. Перекрываются эти отложения келловейскими образованиями, которые по всей рассматриваемой территории, кроме бассейна р. Геналдан, ложатся на ардонскую свиту.

В бассейне рек Терек и Асса байосские отложения представлены герчечской свитой.

Герчечская свита выделена Н.В. Безносовым [1967]. Стратотип находится по правому склону долины р.Армхи в районе перевала Герчеч. Она согласно залегает на джерахской свите, распространена в междуречье Терек—Чанты-Аргун. В целом это толща чередования аргиллитов и песчаников. Мощность свиты до 500 м. В породах свиты были найдены аммониты *Ludwigia concava* Sow., *Hyperlioceras discites* Waag., *Emileia* sp., *Sonninia* sp., *Sonninia sowerbyi* Mill., *Stephanoceras* sp., которые датируют герчечскую свиту в объеме зоны *Ludwigia concava* (верхи позднего аалена) и ранним байосом, кроме зоны *Stephanoceras humphresianum* (?). Отложения верхнего байоса размыты, и на породы герчечской свиты с угловым несогласием ложится тагримская свита.

Восточнее р. Ассы байосские отложения имеют более или менее сходный характер отложений по всей территории. Выделяются две свиты — кумухская и цудахарская.

Кумухская свита выделена Н.В. Безносовым [1960] и названа по сел. Кумух. Типовым является разрез свиты на левом склоне долины р. Казикумухское Койсу, севернее устья р. Кумух. Кумухская свита с размывом ложится на игатлинскую. Это изменчивая толща аргиллитов, глинистых алевролитов, песчаников. Мощность свиты в стратотипе до 550 м. Распространена кумухская свита в Дагестане и Чечено-Ингушетии. В западных районах распространения кумухской свиты она представлена линзовидно переслаивающимися аргиллитами и алевролитами с прослоями органогенно-обломочных известняков, линзами зеленых мелкозернистых песчаников. Мощность изменяется от 190 м (Салатауская антиклиналь) до 400 м (р. Андийское Койсу).

Палеонтологически отложения кумухской свиты охарактеризованы неравномерно. Наиболее богаты ископаемыми остатками разрезы по рекам Андийское и Аварское Койсу, где встречаются и хорошо обосновываются по аммонитам зоны *Sonninia sowerbyi*, *Otoites sauzei*, *Stephanoceras humphresianum*, т.е. нижний байос в полном объеме. В верхах свиты выде-

ляется толща с *Leptosphinctes* sp., *Oppellia* ex gr. *subradiata* Sow., *Sphaeroceras* ex gr. *brongiarti* Sow. — зона *Strenoceras subfuscum* (без вида-индекса) верхнего байоса.

В Известняковом Дагестане, в его внутренних котловинах кумухская свита очень изменчива. На юге хребта Лес свита имеет трехчленное строение; ее мощность колеблется от 920 м у сел. Уллучара до 1670 м у сел. Урари. В Ирганайской и Кудутльской котловинах свита обладает двучленным строением. Литологический состав ее в этом регионе довольно разнообразен. Нижняя тоща — глинистые алевролиты с линзами и прослоями песчаников. В ней известны аммониты зон *Sonninia sowerbyi* и *Otoites sauzei*. Мощность 100–200 м. Средняя толща — аргиллиты и глинистые алевролиты. Эти отложения соответствуют зоне *Stephanoceras humphresianum* (110–760 м). Верхняя часть свиты — алевролиты, переслаивающиеся с аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками. В низах толщи встречены аммониты зоны *Stephanoceras humphresianum*, в верхах — аммониты местной зоны *Leptosphinctes* (зона *Strenoceras subfurcatum*). Мощность толщи 100–710 м.

Наряду с аммонитами в породах кумухской свиты присутствуют многочисленные фораминиферы, соответствующие раннему байосу. Это *Rhabdammina robusta* Gryzb., *Ammobaculites agglutinans* d'Orb., *Lenticulina atheria* Dain, *L. bykovae* Hoff., *L. bicostata* Deecke, *L. avariensis* Hoff., *L. foliacea* Schw., *L. costata* Fich. et Moll., *L. protracta* Born., *L. sinaida* Mak., *L. salva* Kapt.-Tsch., *L. primordialis* Terq., *Fronicularia caucasica* Hoff., *Lamarckina marmorea* Dain и др. Фораминиферы характерны для нижнего байоса и наблюдаются преимущественно в породах средней подсвиты.

В Самурской подзоне в южных районах Дагестана кумухская свита наблюдается только на Самурском хребте на горе Геттинкиль. Нижняя часть кумухской свиты в этом регионе — алевролиты с прослоями песчаников, реже — аргиллитов, вверх по разрезу переходят в аргиллиты. Мощность около 400 м. Верх свиты — алевролиты, линзовидно переслаивающиеся с песчаниками (до 520 м) в юго-восточном направлении. Мощность свиты сокращается до 400–500 м. Свита хорошо охарактеризована палеонтологически. В нижней части выделяются зоны нижнего байоса — *Sonninia sowerbyi* и *Otoites sauzei*, в верхней — зона *Stephanoceras humphresianum*. Самые верхи свиты содержат фауну аммонитов зоны *Strenoceras subfurcatum* (нижняя зона верхнего байоса).

В Юго-Восточном Дагестане в кумухской свите выделяются нижняя и верхняя подсвиты. Нижняя — пачалкентская — подсвита сложена аргиллитами с алевролитами и линзами зеленых мелкозернистых песчаников, мощностью до 600 м; она содержит аммониты трех зон нижнего байоса. В отложениях пачалкентской подсвиты многочисленны фораминиферы *Nodosnella* sp.₂, *Lenticulina buinakskensis* Hoff., *L. avariensis* Hoff., *L. ex gr. articulata* Terq., *L. folveolata* Terq., *L. protracta* Born., *L. semiinvoluta* Terq., и др. Перечисленные виды наблюдаются в образованиях нижнего байоса.

Верхняя подсвита — цмурская — серые глины, листоватые, переслаивающиеся с алевролитами и песчаниками, с линзами ракушняка; мощность до 800 м. В этой подсвите наблюдаются аммониты верхов зоны *Strepha-*

poseras humphresianum, встречены фораминиферы. Обе подсвиты прослеживаются в юго-восточной части Самурской зоны.

Резюмируя сказанное, можно отметить, что возраст кумухской свиты определяется как ранний байос—частично поздний байос. В отложениях кумухской свиты почти повсеместно найдены фораминиферы; комплексы, очень многочисленные по видам и количеству экземпляров, характерны для нижнего байоса.

Цудахарская свита была установлена Н.В. Безносовым и др. [1960]. Типовой разрез расположен по левому склону долины р. Казикумухского Койсу, выше Цудахарского ущелья. Свита названа по сел. Цудахар и залегает повсеместно с размывом на кумухской свите. В типовом разрезе выделяются три подсвиты. Нижняя подсвита (хиндахские слои) — аргиллиты, алевролиты и мелкозернистые песчаники, часто и неравномерно переслаивающиеся друг с другом; мощность до 430 м. Отложения подсвиты распространены неравномерно как по площади, так и по разрезу. Большая по мощности часть свиты охарактеризована аммонитами *Parkinsonia rarecostata* Buckm. (верхи зоны *Garantiana garantiana*, низы — *Parkinsonia parkinsoni*).

Средняя подсвита (могохские слои) — аргиллиты с прослоями конкреций; мощность до 100 м. Аммониты, характерны для местной зоны *Parkinsonia parkinsoni*—*Parkinsonia valida* (зона *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса и низы зоны *Zigzagiceras zigzag* нижнего бата).

Верхняя подсвита (карадахские слои) — алевролиты голубовато-серые и зеленоватые, массивные вверху, расслоенные аргиллитами в нижней части; мощность до 200 м. В этой подсвите встречены аммониты *Organiceras württembergicus* Opp., *Parkinsonia* sp., *P. aff. pachypleura* Buckm., что позволяет отнести ее к нижнему бату — к местной зоне *Organiceras württembergicus* (зона *Zigzagiceras zigzag*). Суммарная мощность цудахарской свиты в стратотипе до 730 м.

В бассейнах рек Чанты-Аргун и Андийское Койсу цудахарская свита представлена монотонной толщей переслаивающихся аргиллитов и алевролитов, пачками аргиллитов, реже — песчаников. Мощность 1620 м на р. Чанты-Аргун и 100 м на р. Андийское Койсу.

В бассейне рек Аварское Койсу и Кара-Койсу свита имеет трехчленное деление, близкое к типовому разрезу; выдерживается то же возрастное соотношение подсвит; мощность до 1000 м. В Самурской подзоне эти отложения сохранились только в западной части Бейбулакского синклинория, где выделены нижняя и средняя подсвиты; верхняя размывта. Мощность отложений до 370 м. Возраст толщи — зона *Parkinsonia parkinsoni*. Перекрываются эти породы валанжинскими отложениями. На левобережье р. Самур у сел. Ходжакент и на р. Курахчай у сел. Икра от цудахарской свиты сохранились только пласт конгломератов и толща аргиллитов. Перекрываются эти породы отложениями акчагыла. Мощность соответственно 52 и 100 м. В толще встречены аммониты зоны *Parkinsonia parkinsoni*. На остальной территории Самурской подзоны образования цудахарской свиты отсутствуют.

Во внутренних котловинах Известнякового Дагестана также выделяются две подсвиты. В Кудутльской котловине в основании нижней подсвиты, имеющей строение, близкое к стратотипическому, проходит пласт известняка с галькой из обломков конкреций. В Ирганайской котловине в осно-

внии толщи залегают песчаники. В Кадарской антиклинали верхняя часть нижней подсвиты представлена кадарскими песчаниками мощностью до 170 м. Подсвита охарактеризована аммонитами *Parkinsonia garecostata* Вискт.

Средняя подсвита имеет тот же состав, что и в типовом разрезе на южном склоне хребта Лес (до 750 м). В Ирганайской и Кудутльской котловинах эта подсвита сложена переслаивающимися пачками аргиллитов и алевролитов (до 470 м). В Кадарской антиклинали большая часть разреза размывта; сохраняется только толща аргиллитов (до 180 м). Аммониты, собранные из средней подсвиты, характерны для местной зоны *Parkinsonia parkinsoni* и *P. valida*.

Верхняя подсвита отсутствует на южном склоне хребта Лес и в Кадарской антиклинали. На восточном склоне хребта Лес, в Кудутльской и Ирганайской котловинах, в основании разреза верхней подсвиты лежат "араканские песчаники" (до 200 м), выше — глины с алевролитами (до 350 м). Аммониты, обнаруженные в верхней подсвите, характерны для зоны *Oraniceras württembergicus* Opp. (нижний бат).

На разведочных площадях Южного Дагестана вскрыты отложения байоса и нижнего бата, аналогичные описанным. Расчленение их проводится по палеонтологическим данным.

В цудахарской свите повсеместно встречаются фораминиферы; выделяются два сообщества. Первое отличается видами *Lenticulina orlovi* Hoff., *V. psebaica* Ant., *Trochammina dagestanica* Hoff. и др. Комплекс характерен для верхнего байоса—нижнего бата. В верхней подсвите были найдены *Lenticulina mamillaris* Terq., *L. anceps* Terq., *Globigerina avarica* Mosk. et Moroz., *G. dagestanica* Mosk. et Moroz. — ассоциация, типичная для нижнего бата [Гофман, 1967].

Резюмируя сказанное, можно отметить, что возраст цудахарской свиты определяется в объеме местных зон: *Parkinsonia garecostata*, *P. parkinsoni*—*P. valida* и *Oraniceras württembergicus*, что соответствует зонам хроностратиграфической шкалы: верхней половине зоны *Garantiana garantiana*, зонам *Parkinsonia parkinsoni* позднего байоса и *Zigzagiceras zigzag* раннего бата.

В Западно-Кубанском прогибе среднеюрские отложения не установлены.

В Лабинском прогибе байосские отложения представлены джангурской свитой. В целом литологический состав джангурской свиты в западной части Лабинского прогиба аналогичен описанному в Пшекиш-Тырныаузской зоне.

В нижней части выделяется горизонт биотитовых песчаников (IV горизонт Баракаевского месторождения, 2 м), а в верхней, нижебатской части — от одного до трех горизонтов полимиктовых песчаников (III горизонт Баракаевского месторождения, до 10 м). В основании разреза, хотя и не повсеместно, встречается маломощный базальный горизонт конгломерато-брекчий. Мощность джангурской свиты здесь около 700 м. VI горизонт можно сопоставить с дудугушскими песчаниками, III горизонт — с песчаниками горы Молах.

Из низов свиты по рекам Ходзь и Малая Лаба определены *Garantiana* cf. *garantina* d'Orb., *Pseudogarantiana* cf. *minima* Wetzel, из средней части — *Parkinsonia parkinsoni* Sow., *P. subplanulata* Wetzel, а из верхней — *Nannoly-*

toceras azerbaijanensis Besn., Perisphinctidae. Данные аммониты указывают на позднебайосский—раннебатский возраст джангурской свиты.

В северо-восточной подзоне, в центре Восточно-Кубанского прогиба, из-за больших глубин средняя юра не вскрыта; она вскрывается только в прибрежных частях прогиба, где представлена джангурской свитой, которая также ложится с размывом на джигиатскую. Разрез джангурской свиты не отличается от строения этой свиты, наблюдаемого в бассейнах рек Зеленчука и Кубани. В основании разреза, хотя и не повсеместно (Сердюковская и Армавирская площади), прослеживается базальный горизонт органогенно-обломочных криноидных известняков (до 10 м). Выше развита толща аргиллитов с прослоями песчаников и алевролитов в верхней части и с покровами порфиринов (5–7 м) в нижней. Общая мощность джангурской свиты около 500 м. Ее среднеюрский возраст устанавливается по находкам многочисленных пелеципод и редких *Perisphinctidae*.

В Копанском (Ейском) прогибе некоторыми скважинами на Крыловской, Каневской и Мигутинской площадях вскрыта фациально изменчивая толща песчаников, алевролитов, аргиллитов, в нижней части с пачками конгломератов, а в верхней — с туфами, туфобрекчиями и покровами порфиринов, возможно, юрского возраста. Мощность около 500 м.

В пределах Каневско-Березанского, Майкопского, Кужорского, Урупского, Фроловского и Черкасского поднятий разрез нижней и средней юры также представлен хумаринской, джигиатской и джангурской свитами, сильно сокращенными в мощности. Причем в сводах поднятий хумаринская и джигиатская свиты нередко отсутствуют, а джангурская залегает непосредственно на "красных" гранитах палеозоя.

В юго-восточной части Лабинского прогиба джангурская свита представлена в полном объеме. В ее основании повсеместно выделяется мало-мощный горизонт известковистых гравелитов, с размывом залегающий на джигиатской и хумаринской свитах. В базальном горизонте встречены многочисленные брахиоподы и более редкие аммониты — *Hyperlioceras liodiscites* Buckm., *Sonninia cf. irregularia* Buckm., *Shirbuirnia fastigata* Buckm., позволяющие относить его к зоне *Sonninia sowerbyi* нижнего байоса. Лишь в долине р. Уруп в базальном горизонте найдены *Emileia brocchii* Sow. и *Stephanoceras* sp., а в долине р. Кубань, у станции Красногорка, — *Stephanoceras rectecostatum* Weis. и *Dorsetensia deltafalcata* Quenst., указывающие на то, что в данных разрезах горизонт относится к зонам *Otoites sauzei* и *Stephanoceres humphriesianum*.

Выше базального горизонта нижняя часть джангурской свиты в наиболее полных разрезах представлена однородной толщей глин и аргиллитов с сидеритами, содержащими редкие *Dorsetensis tessontata* d'Orb., *Stephanoceras freycineti* Bayle.

Разрез верхней части джангурской свиты на юго-востоке Лабинского прогиба не отличается от верхов разреза его западной части. Здесь также выделяются III и IV горизонты песчаников.

Находки многочисленных аммонитов (особенно в зоне *Strenoceras subfurcatum*) позволяют говорить о присутствии всех трех стандартных зон верхнего байоса и зоны *Zigzagiceras zigzag* нижнего бата. Отсюда известны *Strenoceras subfurcatum* Ziet., *S. bajocense* Det., *Garantiana densicostata* Quenst., *G. garantiana* d'Orb., *Leptosphinctes asinus* Zetw.,

Parkinsonia parkinsoni Sow., *P. rarecostata* Buckm., *Oecotraustes* aff. *fuscus* Quenst., *Lissoceras psilodiscus* Schloenb.

В Баксанской зоне байосские отложения сложены джорской свитой, которая с размывом ложится на породы джигиатской. Свита представлена двумя подсвитами. Литологический состав подсвит аналогичен составу, описанному в восточной подзоне Пшекиш-Тырныаузской зоны. Свита сильно размыта, особенно верхняя ее часть. Суммарная мощность свиты около 1200 м. Возраст нижней подсвиты соответствует зоне *Stephanoceras humphresianum* нижнего байоса, верхней — местным зонам *Leptosphinctes* sp. — *Parkinsonia rarecostata*. В свите встречены многочисленные фораминиферы, представленные двумя комплексами соответственно ранне- и поздне байосского возраста.

В нижнем байосе отмечаются *Ammobaculites agglutinans* d'Orb., *Lenticulina buinaksensis* Hoff., *L. ex gr. articulata* Terq., *L. foliacea* Schw., *L. folveolata* Fr., *Darbyella compressa* Kapt. -Tsch. и др.

Позднебайосское сообщество представлено видами: *Recurvoides caucasicus* Mak., *Trochammina libum* Hoff., *T. praesquamata* Mak., *Haplophragmoides subrusticus* Mak. и др. Перерыв между джигиатской и джорской свитами соответствует зонам *Otoites sauzei* и *Sonninia sowerbyi*. В Восточном Предкавказье байосские отложения отнесены к джанайской и артезианской свитам.

Джанайская свита выделена М.М. Мацкевичем [1964]. Стратотип расположен в Джанайской опорной скважине (V—IV промышленные пласты), залегает с размывом на подстилающих образованиях. Выделяются две подсвиты.

Нижняя представлена песчаниками, чередующимися с пачками алевролитов и аргиллитов (V пласт промышленной номенклатуры). К западу от Безводненской площади (Прикумская зона поднятий) она слагается монолитной толщей песчаников (пласт V). Мощность подсвиты достигает 180 м.

На крыже Карпинского наблюдается аналогичный разрез подсвиты мощностью до 247 м; к югу мощность уменьшается до 100 м. В нижней подсвите встречены фораминиферы нижнего байоса: *Lituotuba* sp., *Lenticulina volubilis* Dain, *L. aff. atheria* Dain, *L. foliacea* Schw., *L. mironovi* Dain. Кроме того, в тех же отложениях отмечаются спорово-пыльцевые комплексы (в %): *Coniopteris* sp. (до 50), *Leiotriletes gradatus* Mal. (3), *Matonisporites phleboteroides* Coup. (до 5), *Converrucosisporites disparituberculatus* Vin. (6), *Lycopodiumsporites* (5) и др. Верхняя подсвита — глины с прослоями алевролитов и песчаников (IV пласт промышленной номенклатуры). Мощность 200 м на крыже Карпинского (Шубук-Промысловский вал), до 200 м — на Прикумской зоне поднятий.

На ряде площадей крыже Карпинского в образованиях подсвиты были найдены простейшие: *Quiqueloculina occulata* Ant., *Nodosaria papilio* Küb. et Zw., *Lenticulina caucasica* Ant., *L. dainae* Kos., *L. herkkeri* Hoff., *L. kaptarenkoe* Ant., *L. perlucida* Ant., *L. polymorpha* Terq., *L. psebaica* Ant., *L. furssensoe* Ant. и др. Комплекс фораминифер характерен для позднего байоса, что подтверждается и спорово-пыльцевыми комплексами (в %): *Coniopteris* sp. (до 50), *Leiotrites gradatus* (Mal.) Bolch. (до 25), *Cibotium junctum* K. -M. (до 5), *Osmunda jurassica* K. -M. (до 5), *Dicksonia crocina* Bolch. (2), *Cycadopites* (до 10).

Выше с размывом лежит артезианская свита [Мацкевич, 1964], стратотип которой расположен на Артезианской площади. Свита с размывом перекрывается отложениями верхней юры или нижнего мела.

На Прикумском сложном валу—это единая толща глин, алевролитов, песчаников и гравелитов мощностью до 70 м. На крыже Карпинского выделяются две подсвиты. Нижняя — алевролиты и песчаники (пласт III) мощностью до 150 м и верхняя — глины мощностью до 100 м. Возраст нижней подсвиты — поздний байос — устанавливается по находкам фораминифер: *Lenticulina perlucida* Ant., *L. herkkeri* Hoff., *L. orlovi* Hoff., *L. psebaica* Ant., *L. praeclara* Ant., *L. polymorpha* Terq., *L. vassilenkoae* Ant. и др. В верхней подсвите отмечается присутствие *Lenticulina mamilaris* Terq., *L. polymorphina* Terq., *L. variabilis* Kapr., *Lagena rarecostata* d'Orb. и др. Возраст ее отложений позднебайосский, возможно, верхи свиты уже раннебатские.

Батский ярус

Отложения бата на Северном Кавказе сохранились в немногих районах. Это верхи сарыдюзской и джангурской свит, описанные выше.

В Восточно-Балкарской и Баксанской зонах выделяется свита с арыдюз, предложенная Н.В. Безносковым и др. [1960] и названная по горе Сарыдюз в долине Баксана; стратотип авторами не указан. Она распространена лишь на правобережье Баксана и с размывом залегает на джорской свите. Свита сарыдюз представлена массивными песчаниками с линзами кварцевых гравелитов и обугленными растительными остатками; ее мощность не превышает 90 м. В Восточно-Балкарской зоне мощность свиты сарыдюз 40 м. Ее возраст — поздний бат — устанавливается по положению в разрезе.

В бассейне рек Терека и Ассы к верхнему бату относится таргимская свита, датируемая поздним батом—ранним келловеем. Ее описание будет приведено ниже.

Верхняя юра

В поздней юре происходит перестройка палеотектонического плана. В пределах Предкавказской (Скифской) плиты выделяются всего два прогиба: Лабинский, возникший от слияния Лабино-Малкинского и Восточно-Кубанского прогибов, и Западно-Кубанский, разделенные Каневско-Березанским поднятием. В геосинклинали Большого Кавказа устанавливаются Новороссийско-Лазаревский флишевый и Абино-Гунайский субфлишевый прогибы. От Предкавказской плиты они отделяются системой Лагонакских барьерных рифов и обширными поднятиями Центрального и Западного Кавказа, возникшими в зоне Передового хребта, Архыз-Гузеришпильской зоне и северо-западной части Гойтхско-Ачишхинской зоны.

Расчленение территории Северо-Восточного Кавказа на отдельные структурно-фациальные зоны, особенно четко проявившееся в кимеридже и титоне, легло в основу структурно-фациального районирования этого региона. Западная часть Северо-Восточного Кавказа от р. Зеленчук на западе до р. Черек на востоке входит в область развития отложений Предкавказской платформы. В связи с тем, что морской бассейн, охватывающий

участок с платформенным режимом, не отделялся от области квазиплатформенных прогибов, то и разрезы часто несут общие черты, присущие этим областям; кроме того, отмечаются переходные разрезы. Но началом, объединяющим все зоны в одну область, является относительно небольшая мощность разреза и широкое развитие лагунных и прибрежно-морских отложений.

На западе по рекам Кубани и Зеленчуку обнажаются отложения Зеленчук-Кубанской зоны. В ней развиты терригенные (келловей), карбонатные (оксфорд-кимеридж) и лагунные (титон) отложения. Характерно, что лагунные образования представлены толщами пестроцветных глин с прослоями гипсов и песчаников. Мощности верхней юры в этой зоне незначительны. Наиболее показательным для Зеленчук-Кубанской зоны является разрез по р. Кубани к югу от сел. Кубина.

Между реками Кумой и Малкой в районе Скалистого хребта на дневную поверхность выходят терригенно-карбонатные и карбонатные отложения Малкинской зоны. В современном структурном плане Малкинская зона приурочена к Малкинскому поперечному поднятию. В палеоструктуре она отличается приподнятым положением и характеризуется сокращенным разрезом верхней юры, выпадением отдельных пачек и увеличением роли терригенного материала, особенно в низах разреза. Типовой разрез располагается по р. Малке.

Отложения Чегем-Баксанской зоны изучены не только на основании исследований естественных разрезов, но и по материалам глубокого разведочного бурения как на севере зоны (площади Лысогорская, Марьинская, Зольская, Советская), так и на юге (площади Куркужин-Заюково, Чегемская, Баксанская, Гунделенская). Разрезы северной и южной частей территории несколько отличаются друг от друга. Это в первую очередь касается отложений нижнего титона. Если на севере широко представлены пестроцветные глины с прослоями мергелей, то на юге эту часть разреза слагают гипсы и ангидриты с пропластками пестроцветных глин и доломитов.

Келловейский ярус представлен терригенно-карбонатными породами, а оксфорд — доломитами и доломитизированными известняками.

Характерным является чрезвычайно широкое распространение в верхнем титоне конкреций и конкреционных стяжений окремелых известняков и кремней, ориентированных по напластованию. Типовой разрез описан по р. Баксан.

Узким клином на севере Чечено-Ингушетии располагается Притеречная зона, которая характеризуется сокращенным стратиграфическим разрезом и небольшими мощностями отложений. В разрезе, вскрытом скв. 1 площади Бурунной, отсутствуют келловейские, оксфордские и кимериджские отложения, в то время как нижнетитонские породы (доломиты с включениями гипсов и ангидритов) покоятся на вулканогенно-осадочных породах (туфы, туфобрекчи, лавы) триаса. В качестве типового принят разрез скв. 1 площади Бурунной.

Предложенные ранее сводные геолого-геофизические разрезы верхнеюрских отложений в целом не претерпели особых изменений. Некоторое уточнение получил типовой разрез для Терско-Сунженской структурно-фациальной зоны. В связи с разбуриванием Карабулак-Акчалукской структуры выявился участок весьма сокращенной мощности (скв. 168), хотя в

целом для этой зоны характерны достаточно большие (1200 м) мощности отложений.

На юго-востоке осадки накапливались в области квазиplateформенного прогиба. Тектонический режим, несущий еще некоторые черты геосинклинали, способствовал концентрации на этой территории достаточно мощной толщи нормально-морских и лагунных осадков. Вся территория от р. Черек на западе и до р. Чирахчай на востоке входила в район с интенсивным прогибанием морского дна, что способствовало формированию значительных по мощности толщ. Этот район относится к структурно-фациальной зоне Северного склона Большого Кавказа. В свою очередь, на этой территории отмечаются участки, отличающиеся друг от друга типом разреза. Последнее позволяет выделить отдельные подзоны.

Крайнее западное положение занимает Урух-Ардонская подзона с типовым разрезом по р. Урух. Для нее характерен разрез, сложенный нормально-морскими известняками и доломитами, часто несущими черты осадконакопления в прибрежных участках морского бассейна. Предложенное прежде название этой зоны нами изменено в связи с сокращением ее площади за счет отнесения территории между реками Черек и Чегемом к области платформенного развития.

Сопредельно с охарактеризованной подзоной на востоке располагается Фиагдон-Ассинская подзона, типовой разрез для которой предлагается по р. Терек. Он отличается полнотой стратиграфического объема и большой мощностью. Северная граница распространения отложений этой подзоны не выходит за долготу г. Орджоникидзе.

Большую часть Чечено-Ингушетии и сопредельные районы Северной Осетии занимает Терско-Суэженская структурно-фациальная подзона.

Полностью разрез в ней удалось вскрыть только на юге, на Первомайской площади, в то время как на Датыхской (скв. 12) и Карабулак-Ачалукской (скв. 168) площадях пройдена большая часть разреза и забой скважин находятся в нижней части оксфордского яруса. Для этой подзоны типичен разрез больших мощностей и широкое развитие лагунных отложений (ангидриты, гипсы, галиты, полигалиты, переслаивающиеся пачками доломитов и изредка известняков). Лагунные отложения приурочены к нижнему титону. Остальная часть разреза представлена известняками и доломитами. В качестве типового принят разрез Датыхской площади.

Ушкалойско-Гигатлинская подзона, расположенная в междуречье Чанты-Аргуна и Шаро-Аргуна и в примыкающей с юго-востока части Дагестана, отличается преимущественным развитием гипсов и ангидритов в нижнем титоне, а также доломитов и известняков в верхнем титоне и оксфорде. Келловейские отложения почти полностью отсутствуют, а кимеридж, вероятно, представлен брекчиями известняков и доломитов. В качестве типового принят разрез по р. Чанты-Аргун.

В бассейне рек Аварское Койсу, Кара-Койсу и Казикумухское Койсу, включая Кадарскую антиклиналь и внутренние котловины Центрального Дагестана, лежащие к северу от линии Голотль—Гуниб—Цудахар и к югу от Гимрийского хребта, а также от хребта Салатау, обнажаются отложения Ирганайско-Гергинской подзоны, для которой типовым является разрез района сел. Голотль. Отличается он относительно небольшой мощностью, по-видимому, полным отсутствием нижнекелловейских отложений, широ-

ким развитием четковидных пластов известняка в среднем и верхнем келловее и значительно сокращенными по мощности гипсово-ангидритовыми отложениями нижнего титона при полном или почти полном отсутствии отложений верхнего титона.

Территория развития Варандийской антиклинали и Гимрийского хребта входит в состав Варандийско-Гимрийской подзоны. Ее разрез отличается от описанных выше присутствием значительного количества терригенного материала и полным отсутствием (за счет размыва) верхнетитонских отложений. Нижняя половина разреза образована песчаниками и песчанистыми доломитами (келловей и оксфорд), а верхняя — известняково-доломитовыми брекчиями и гипсами (кимеридж—нижний титон). Мощности верхнеюрских отложений в этой подзоне незначительны. Типовым является разрез по р. Харачой.

Келловейский ярус

Новороссийско-Лазаревская зона в современном структурном плане отвечает одноименному синклинирию, отделенному от Абино-Гунайской зоны инверсионным Гойтхским поднятием. Для верхнеюрских отложений северной части зоны, обнажающихся в верховьях рек Аше, Псежуаже, Шахе, Сочи, характерен флишевый тип разреза. В восходящем порядке здесь почти повсеместно выделяются монашкинская, гравчевская и бекишейская свиты.

Монашкинская свита установлена Ч.Б. Барукаевым без указания стратотипа. Названа по руч. Монашка. С размывом залегает на различных стратиграфических подразделениях средней юры. Представлена флишевым чередованием аргиллитов и алевролитов с редкими прослоями песчаников. Мощность не превышает 200 м. Известны лишь единичные находки оксфордских пелеципод — *Chlamys viminea* Sow. Возраст свиты устанавливается по положению в разрезе как келловей-оксфордский.

Абино-Гунайская зона выделяется на Северном склоне Северо-Западного Кавказа, в бассейнах рек Шебш, Псекупс, Пшиш, Пшеха. В современном структурном плане соответствует Абино-Гунайскому синклинирию. Полные разрезы верхней юры располагаются на левобережье р. Пшехи, в восточном районе зоны. В бассейнах рек западней р. Пшиш верхнеюрские отложения начинаются с кимериджа.

На левобережье р. Пшехи келловейские отложения представлены в основании пачкой грубых песчаников и мелкогалечниковых конгломератов (до 40 м). Выше залегает флишеидная толща: чередование голубовато-серых глин, известняков и известковых конгломератов (до 400 м). В толще встречены фораминиферы келловейского облика: *Lenticulina parvula* Hoff., *L. subtilis* Wisn., *L. tumida* Mjatl., *Brotzenia mosquensis* Uhlig., *Pseudonodosaria pupoides* Wisn. и др.

Лагонакская зона барьерных рифов выделяется в междуречье Пшехи и Белой. В основании разреза располагается пачка песчаников келловей (?), с размывом залегающая на отложениях нижней и средней юры (40 м). Выше следуют известняки белые, розовые, желтоватые, иногда красные рифогенные, органогенно-детритовые. Мощность до 850 м.

Известняки образуют две гряды, одна из которых протягивается от горы Фишт и хребта Нагой-Чук и далее вдоль Лагонакского плато, а дру-

гая, меньшая по размерам, известна в верховьях р. Серебрячки (левый приток р. Цице). Северо-западнее рифовые массивы погружаются под меловые отложения и вскрываются на южном борту Западно-Кубанского прогиба, на площадях Самурской и Победа. В известняках различными исследователями обнаружены обильные комплексы кораллов, брахиопод, моллюсков, водорослей и других ископаемых оксфордско-титонского возраста. К западу от р. Цице рифовые известняки сменяются красными известняками, брекчиями, упомянутыми выше, среди которых появляются прослоя, а западнее — пачки глин.

Восточнее, в области квазиplatformенного развития Северного Кавказа, самым нижним горизонтом верхнеюрских отложений являются образования таргимской свиты.

Таргимская свита была установлена М.М. Мацкевичем [1965]. Неостратотип расположен у перевала Герчеч в Горной Ингушетии и выявлен А.С. Сахаровым в 1979 г. Таргимская свита имеет узкое распространение и прослеживается только в междуречье Терека и Ассы. Она с размывом залегает на герчечской, местами джерахской свитах. В низах таргимской свиты лежат алевролиты с растительными остатками, в основании — конгломерат. Мощность слоя до 26 м. Встречены аммониты *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., *Pleurocephaloides tumidus* Rein. и др.; наряду с аммонитами найдены пелециподы *Posidonia buchi* Roem., *Goniatina litterata* Ag. и др. Вверху — толща темно-серых глин с конкрециями сидеритов, с аммонитами *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *Oxycerites* cf. *tilli* Loczy, пелециподы, фораминиферы *Lenticulina mira* Kos., *L. pseudomutabilis* Dain и др. Возраст устанавливается как поздний батранний келловей. Нижнекелловейские отложения встречаются и в других регионах, но они являются частью соответствующих толщ, и мы их будем рассматривать в общем контексте.

В Фиагдон-Ассинской подзоне с размывом на таргимской свите, в Урух-Ардонской подзоне также с размывом на згчдской свите залегает армхинская свита.

Армхинская свита была выделена М.М. Мацкевичем [1965]. Стратотип расположен по руч. Адечхи — правому притоку р. Армхи. Первоначально ее возраст датировался как келловей-раннеоксфордский.

В настоящее время палеонтологически доказано, что ее объем — средний и поздний келловей. В междуречье Чегем—Ардон основание свиты сложено конгломератами, выше залегает органогенно-обломочные известняки, прослой малиново-красного известняка, конгломератовидного сложения. В этом горизонте встречены аммониты *Sigaloceras enodatum* Nik., *Holcophylloceras zignodianum* d'Orb., *Kodmoceras jason* Rein., *K. aff. castar* Rein. и др., фораминиферы *Lenticulina* cf. *cidaris* Kos., *L. erucacaeformis* Mjatl., *L. communis* d'Orb. и др. Смешанный состав ископаемых, содержащихся почти в одном слое небольшой мощности, по-видимому, указывает на конденсацию их в период ранне- и среднекелловейского времени.

В Фиагдон-Ассинской подзоне армхинская свита представлена шамозитовым горизонтом (до 12 м), пластом алевролита, переполненного раковинами аммонитов, пачкой черных неизвестковистых глин с мергелистыми конкрециями. Верхняя половина свиты сложена глинами с прослоями из-

вестняков. Мощность достигает 150 м. В западной части подзоны армхинская свита представлена горизонтом конденсации: карбонатный железняк, состоящий из ядер аммонитов. Мощность до 4 м.

Палеонтологическая характеристика аналогична приведенной в бассейнах рек Чегема и Ардона. Верхнекелловейские отложения образуют единую толщу с оксфордскими и будут рассмотрены в соответствующем разделе.

Стратиграфическим аналогом армхинской свиты в Горном Дагестане является заибская свита, стратотип которой расположен по р. Аварское Койсу у сел. Заиб. Келловейские отложения Горного Дагестана резко отличаются от аналогичных образований Северного Кавказа литологическим обликом и фаунистическим составом, позволяющим выделить не только стратоны общей шкалы, но и отдельные подзоны. На келловейские отложения этого района впервые обратил внимание еще в прошлом столетии Г. Абих [1862], предложивший для этой части верхнеюрского разреза название "свита нечистых известняков", характеризующихся ритмичным переслаиванием четковидных известняков с глинами и мергелями голубовато-серого цвета. В свою очередь, выветрелые пласты четковидных известняков обладают желтым цветом. В связи с тем что заибская свита как стратон выделяется впервые, мы приводим послонное описание этой стратиграфической единицы.

Разрез расположен по левому борту долины р. Аварское Койсу, по дороге, соединяющей селения Заиб и Хунзах.

Несогласно на черных известковых аргиллитах средней юры залегают:

Мощность, м

1. Известняки буро-серые, органогенно-обломочные, доломитизированные, с обломками черных аргиллитов в основании слоя 20
2. Частое переслаивание органогенно-обломочных алевритистых буро-серых известняков с глинами. *Kosmoceras jason* Rein., *K. baylei* Tint., *K. gulieimii* Sow., *K. aff. gros-souvrei* R. Douv., *Hecticoceras metomphalum* Bon., *Okaïtes mosquensis* Fisch., "*Perisphinctes*" *variabilis* Lah., *Sivaïjceras* sp., *Reineckeia anceps* Rein., *R. cf. substeinmani* Lam., *R. cf. lata* Loczy, *Cadoceras aff. wosnesenskii* Grew., многочисленные *Perisphinctidae*, морские ежи, брахиоподы, двустворчатые моллюски 19,5
3. Частое переслаивание сильноглинистых серых фораминиферовых известняков с буро-серыми детритовыми известняками. *Erymnoceras coronatum* Brugh., *E. doliforme* Rom., *E. naltchekensis* Chikh., *E. avarensis* Lom., *E. baylei* Jean., *E. cf. tchikhatchevi* Amann., *Rollierites minuendum* Roll., *Hecticoceras metomphalum* Bon., *H. metomphalum bonarelli* Tchikh., *Kosmoceras* Rein., *K. clavifer* Tint., *K. crassum* Tint., *K. obductum* Buck., *K. aff. zugium* Buck., *K. zugium brinkmanni* Tink., *K. aff. castorinum* Tink., *K. bizeti* R. Douv., *K. pollucinum* Teiss. Многочисленные двустворчатые моллюски и морские ежи. 13
4. Переслаивание сильноглинистых, четковидного конкреционного сложения известняков с буро-серыми детритовыми известняками. *Erymnoceras coronatum* Brugh., *E. doliforme* Rom., *E. golothlense* Lom., *E. philbyi* Ark., *Rollierites minuendum* Roll., *R. romani* Jean., *R. tzudakharensis* Lom., *R. cf. turkmensis* Amann., *Kosmoceras pol-lux* Rein., *K. ornatum* Schloth., *K. crassum* Tint., *K. trinode* Buck., *K. cf. castorinum* Tint., *K. aff. herakles* Tint., *Reineckeia falcata* Till., *Quenstedtoceras cf. krimholzi* Amann., *Hecticoceras schalchi* Zeiss, *Paltoceras* sp.; двустворчатые моллюски, морские ежи. 16,5
5. Переслаивание сильноглинистых известняков с микрозернистыми известняками с большим количеством аммонитов. *Quenstedtoceras cf. hoveyi* Röss., *Kosmoceras ornatum* Schloth., *K. cf. zudacharicum* Kas., *Peltoceras athleta* Phill., *P. athleta spathi* Pries., *K. cf. borissjaki* Amann., *P. baylei* Pries., *P. cf. chauvini d'Orb.*, *P. cf. ceschingensis* Pries., *P. cf. oppeli* Pries, двустворчатые моллюски. 3,5

6. Доломиты известковые, буро-серые, комковатые, песчанистые, глинистые, с многочисленными аммонитами. *Sublunuloceras* cf. *discooides* Spath, *Quenstedtoceras lamberti* Sow., *Q. pavlovi* R. Douv., *Q. leachi* Sow., *Q. cf. flexicostatum* Phill., *Q. lupovi* Amann., *Q. cf. hoveyveyi* Rees., *Kosmoceras gemmatum* Phill., *Hecticoceras* sp., *Euaspidoceras spinigerum* Jeannot. 4

Слои 1, 2 относятся к зоне *Kosmoceras jason*; слои 3, 4 — к зоне *Egynnoceras coronatum* среднего подъяруса, слой 5 — к зоне *Peltoceras athleta*, слой 6 — к зоне *Quenstedtoceras lamberti*. Заибская свита распространена в междуречье Аварское Койсу, Кара-Койсу и Казикумухское Койсу.

В Варандийско-Гимрийской подзоне келловейские отложения представлены в арандийской свитой (синоним хорочойские и эгикальские слои [Мащевич, 1965]). Стратотип расположен по р. Харачой. Эта свита широко распространена в рассматриваемой подзоне и, помимо естественных разрезов, изучена разведочными скважинами Элистанжинской площади. На аргиллитах цудахарской свиты с размывом и угловым несогласием залегает толща конгломератов (в основании), гравелитов, песчаников (до 30 м). В толще наблюдаются единичные *Macrocephalites* sp. раннекелловейского времени. Выше залегает толща алевролитов (до 50 м), затем косослоистые песчаники (до 50 м). В алевролитах встречены *Kosmoceras jason* среднего келловей. Толща аргиллитов по положению в разрезе относится к верхнему келловей.

Нижний келловей выклинивается на южном склоне хребта Салатау. Мощность варандийской свиты колеблется от 97 м по р. Харачой до 119 м по р. Элистанжи.

В Юго-Восточном Дагестане, в бассейнах рек Рубасчай и Чирахчай, нижнекелловейские отложения отсутствуют.

На размытую поверхность средней юры ложатся конгломераты, затем алевролитистые известняки (до 30 м). Там встречены среднекелловейские *Egynnoceras coronatum* Brug., *Kosmoceras jason* Rein, многочисленные *Rynchonella*.

Выше залегает толща массивных известняков с прослоями органогенно-обломочных разностей. В ее основании располагается прослой окремнелого известняка. Возраст устанавливается как верхнекелловейский—кимериджский условно по положению в разрезе. Мощность до 75 м.

В пределах Предкавказской плиты наиболее полный и детально изученный разрез верхней юры известен в Лабинском прогибе, который унаследован от Лабино-Малкинского и Восточно-Кубанского прогибов ранней и средней юры и где нами выделяются Курджинская, Бело-Урупинская и Зеленчук-Кубанская подзоны.

Полный разрез келловейских отложений наблюдается только в первых двух подзонах. Нижний и средний келловей представлен каменно-могостской свитой.

Каменномогостская свита выделена К.О. Ростовцевым и Л.И. Летчиковой [Объяснительная записка..., 1973], названа по станице Каменномогостской на р. Белой, где находится стратотип. Свита распространена на Северном склоне Западного Кавказа и в Западном Предкавказье в бассейнах рек Курджипс, Белая, Лаба, Уруп. Она с размывом залегает

на различных по возрасту отложениях нижней и средней юры, триаса и палеозоя, слагается внизу конгломератами, песчаниками и алевролитами с железистыми оолитами, сверху — глинами с конкреционными прослоями мергелей и органогенно-обломочных известняков. Ее мощность 2—300 м.

Встречены многочисленные аммониты: *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. pila* Nik., *Keplerites gowerianus* Sow., *Cadoceras cf. elatmae* Nik., *Sigaloceras calloviense* Sow., *Kosmoceras jason* Rein., *K. gulielmii* Sow., *K. castor* Rein., *Erymnoceras coronatum* Brug. и другие, характерные для всех зон нижнего и среднего келловея.

В Зеленчук-Кубанской подзоне наблюдаются только верхнекелловейские отложения. Это гравелиты и песчаники (до 15 м), перекрывающиеся однометровым прослоем глин. В толще найдены *Rhynchonella alemanica* Roll., *Pholadomya murchinosni* Sow, и др. Западнее, в бассейне р. Большой Зеленчук, гравелиты замещаются песчаниками.

В Малкинской зоне верхний келловей представлен песчаниками с прослоями глинистых известняков мощностью до 50 м. В отложениях встречены аммониты *Quenstedtoceras cf. brasile* Douv., *Kosmoceras daghestanicum* Kas., многочисленные пелециподы *Pholadomya exaltata* Ag., *Collyrites elliptica* Desm. и другие, присущие позднему келловей. В этих подзонах верхний келловей с размывом и угловым несогласием ложится на породы средней юры.

В Чегем-Баксанской зоне располагаются образования армхинской свиты: известняки органогенно-обломочные и оолитовые, глины и алевролиты. В основании толщи лежат известняки с галькой. Мощность около 14 м.

Верхнеюрские отложения в Восточном Предкавказье распространены к северу от линии Прикумск—Терли—Мектеб. Западная граница проходит через Озек-Суат, восточнее Закумской и Комсомольской площадей, в пределах Восточно-Маньчского прогиба и смещается на запад, до Ики-Бурульской площади на крыже Карпинского. На большей части территории образования верхней юры размыты. Наиболее полные разрезы верхней юры развиты в восточной части Прикумского сложного вала и на Бузачинском блоке крыже Карпинского.

Трансгрессивно на отложениях артезианской свиты залегает толща келловейского возраста — бажиганская свита.

Бажиганская свита [Мацкевич, 1965] представлена песчаниками, алевролитами с прослоями аргиллитов, с углефицированным растительным детритом и линзами органогенно-обломочных известняков (III пласт промысловской номенклатуры). Наиболее полные ее разрезы вскрыты в Равнинном Дагестане (до 100 м). Возраст определяется фораминиферами, пелециподами и спорово-пыльцевыми комплексами как нижний—средний келловей [Мелик-Пашаева, Гофман, 1965]. В западном направлении от площадей Равнинного Дагестана наблюдается последовательный срез пачек бажиганской свиты. Верхнюю, доломитовую часть бажиганской свиты мы относим к таловской свите.

Верхнекелловейские, оксфордские и кимериджские отложения Восточного Предкавказья объединены в таловскую свиту.

Таловская свита, установленная М.М. Мацкевичем [1965], с размывом залегает на бажиганской и распространена на Прикумском

сложном валу в Восточно-Маньчском прогибе до Озек-Суатской, Восточной и Плавненской площадей; западнее она срезана нижнемеловыми отложениями. На Промысловском блоке к западу и северу от Восточно-Артезианской площади таловская свита отсутствует; распространена она прерывисто, полностью размыта в сводах ряда структур.

В свите выделяются две пачки; нижняя глинисто-карбонатная (пласт II) сложена темно- и буровато-серыми известняками и доломитами. В подошве — слой карбонатно-обломочных пород с шамозитовыми и железистыми оолитами. Мощность пачки до 40 м.

Верхняя пачка представлена доломитами зернистыми, кавернозными, пористыми (пласт I). Мощность до 40 м. В разрезах восточных районов Прикумского вала и Восточно-Маньчского прогиба (площади Кочубеевская, Степная и др.) в верхах доломитовой пачки наблюдаются ангидриты.

На крыже Карпинского таловская свита достигает 50 м, срезается нижним мелом к западу от Восточно-Артезианской площади. Возраст таловской свиты устанавливается по комплексам фораминифер *Textularia jurassica Gumb.*, *T. agglutinans Schw.*, *Marsonella doneziana Dain* и другим, указывающим на оксфордский возраст. В основном возраст устанавливается по положению в разрезе.

Оксфордский ярус

Во многих районах верхнекелловейские отложения образуют единую толщу с образованиями оксфордского времени, поэтому граница келловей и оксфорда чаще устанавливается по палеонтологическим данным. В Новороссийско-Лазаревском районе оксфордские отложения представлены монашкнской свитой.

В Абино-Гунайской зоне, ее восточной части в бассейне р. Пшехи, в зоне перехода к барьерным рифам в нижнем оксфорде наблюдаются известняковые брекчии (до 200 м), переходящие вверх по разрезу во флишоидную толщу глин, часто пестроокрашенных, чередующихся с алевролитами и песчаниками (до 700 м). Возраст определяется фораминиферами. Граница с вышележащей толщей неясна: в западной части наблюдается постепенный переход в зеленовато-серые глины кимериджа, в восточной — в известковые брекчии. Мощность флишоидных глин до 700 м.

Лагонакская зона барьерных рифов выделяется в междуречье Пшехи и Белой. На флишоидной толще на западе и песчаниках на востоке зоны залегают известняки белые, розовые, желтоватые, иногда красные рифогенные, органогенно-детритовые. Мощность до 850 м.

Известняки образуют две гряды, одна из которых протягивается от горы Фишт и хребта Нагой-Чук и далее вдоль Лагонакского плато, а другая, меньшая по размерам, известна в верховьях р. Серебрячки (левый приток р. Цице). Северо-западнее рифтовые массивы погружаются под меловые отложения и вскрываются на южном борту Западно-Кубанского прогиба, на площадях Самурской и Победа. В известняках различными исследователями обнаружены обильные комплексы кораллов, брахиопод, моллюсков, водорослей и других ископаемых оксфордско-титонского возраста.

К западу от р. Цице рифовые известняки сменяются красными известняками-брекчиями, среди которых появляются прослои, а западнее — и пачки глин.

На территории Кабардино-Балкарии, Северной Осетии, Чечено-Ингушетии и Дагестана, кроме юго-восточных районов, низы оксфордских отложений представлены кионской свитой.

Кионская свита выделена А.И. Митиным и А.С. Сахаровым и названа по Кионскому перевалу. Стратотип находится в районе Кионского перевала, западнее пос. Верхний Эгид. Кионская свита хорошо выдерживается по всему региону литологически и имеет однотипную фаунистическую характеристику; она делится на нижнюю и верхнюю толщи. Нижняя толща литологически менее выдержана, верхняя — однообразна по всей территории распространения свиты.

В районах развития армахинской свиты в Урух-Ардонском районе в основании кионских отложений с размывом залегает слой (мощностью до 1 м) конгломератовидного известняка с аммонитами нижнего, среднего и верхнего келловей.

В Фиагдон-Ассинской подзоне верхний келловей представлен переслаиванием глин, алевролитов, известняков с аммонитами и фораминиферами (до 30 м). В районе развития заибской и варадийской свит наблюдается только верхняя часть кионской свиты. Низы ее замещаются образованиями заибской свиты.

В Малкинской и Чегем-Баксанской зонах кионская свита имеет трехчленное строение. Верхнему келловей соответствует толща песчаников с прослоями глинистых известняков (до 50 м) на Скалистом хребте и известняков конгломератовидных с аммонитами и пелелиподами (0,2 м) в бассейнах рек Чегем и Баксан.

Верхняя часть кионской свиты, исключая район Малкинской и Чегем-Баксанской зон, повсеместно представлена либо криноидными известняками, либо известняками со спикулами губок, либо губково-водорослевыми известняками. Мощность толщи колеблется от 60 м в районе р. Чегем до 10 м в Дагестане. Возраст толщи устанавливается в объеме: ранний оксфорд — зона *Perisphinctes plicatilis* среднего оксфорда.

В Малкинской зоне средняя часть кионской свиты (соответствующая нижнему оксфорду) представлена криноидными известняками (до 10 м). Верхняя часть кионской свиты — известковистые песчаники (до 30 м) с аммонитами двух зон среднего оксфорда. В Чегем-Баксанской зоне две верхние толщи представлены единой пачкой губковых известняков (до 60 м). Возраст толщи — ранний—средний оксфорд.

Таким образом, кионская свита разновозрастна: в северной части она датируется поздним келловеем—ранним—средним оксфордом, в южных районах — поздним келловеем—низами среднего оксфорда. На образования кионской свиты согласно ложатся отложения иронской свиты.

Иронская свита выделена М.М. Малцкевичем и Э.А. Старостиной [1969] по р. Терек. Происхождение названия неизвестно.

В области квазиplatformенного развития иронская свита представлена двумя фациями: коралловыми рифами и фацией межрифовых впадин. Отложения первой — массивные доломиты с остатками породообразующих форм кораллов или доломитизированными известняками, часто обогащенными битуминозными веществами. Доломиты развиты от р. Баксан до бассейна р. Аргун. В междуречье Фиагодона и Ассы они замещаются слоистыми черными битуминозными известняками. В основании иронской

свиты залегают конкреции желвакообразного кремния. На р. Терек верхняя часть иронской свиты сложена переслаивающимися известняками с окремнелыми известняками (до 170 м). Общая мощность иронской свиты до 600 м.

В области Предкавказской платформы в окраинных прогибах иронская свита имеет то же строение. По р. Чегем ее мощность составляет 270 м. На р. Баксан иронская свита представлена биогермными известняками.

В южной части Чернолесской впадины иронская свита достигает 85 м (площади Куркужин–Заюково, Гунделен). Отложения этой свиты отсутствуют на Зольской и Лысогорской площадях.

Наиболее часто в иронской свите встречаются кораллы, но из-за сильной перекристаллизации они не всегда определимы. Кроме того, там встречаются аммониты, указывающие на зоны *Perisphinctes plicatilis* и *P. cautionsingrae*. В верхах свиты найден *Progeronia triplex* Quenst., указывающий на зону *Eripeltocera bimammatum*. В Лабинском прогибе к верхнему келловю, оксфорду и кимериджу отнесена герпегемская свита.

Герпегемская свита установлена К.О. Ростовцевым и Л.И. Летчиковой. Она названа по хребту Герпегем в междуречье Ходзи и Малой Лябы, на южном склоне которого находится стратотип. Свита повсеместно развита в Лабинском прогибе. С небольшим размывом она залегает на каменноостской свите, а в долине р. Кубани – на средней юре. В основании свиты присутствует базальный горизонт известняковых конгломератов и брекчиевидных известняков (до 10 м), в долине Кубани замещающийся гравелитами, песчаниками и глинами (около 20 м). Выше следует толща известняков, внизу – брекчиевидных с прослоями мергелей, выше – массивных доломитизированных и рифогенных, в кровле – тонкослоистых с прослоями глин. Мощность до 250 м.

В нижней части встречены многочисленные аммониты: *Kosmoceras ornatum* Schloth., *K. spinosum* Sow., *K. gemmatum* Phil., *Quensdeditoceras praelamberti* Douv., *Q. flexicostatum* Phil., *Peltoceras athleta* Phil., *Cardioceras* cf., *praecordatum* Douv., *C.* cf., *densiplicatum* Boden, *Ochetoceras* cf. *helveticum* Jeannet. В верхней части отмечаются единичные *Pachyplanulites subevolutus* Waagen, *Ataxioceras* cf. *discobolus* Font. Нижний комплекс характерен для верхнего келловя и оксфорда, верхний указывает, скорее всего на кимеридж.

В Западно-Кубанском прогибе верхнеюрские отложения залегают под мощной толщей меловых и более молодых образований, вскрываясь лишь глубокими разведочными скважинами на бортах прогиба. На южном борту прогиба верхнеюрские отложения пройдены глубокими разведочными скважинами на Дагестанской, Безводно-Дагестанской, Ширванской, Восточно-Кубанской, Генеральской, Арешкинской, Абхазской и других площадях, на северном – только на Медведовской. Наиболее полный разрез известен на Арешкинской площади, где скв. 1 вскрыла полный разрез верхнеюрских отложений, которые подразделяются на каменноостскую (27 м), герпегемскую (405 м) и мезмайскую (270 м) свиты. На остальных площадях под нижнем мелом не полностью вскрыты лишь отложения герпегемской или мезмайской свиты. На Дагестанской и Безводно-Дагестанской площадях герпегемская свита с размывом залегает на "красных" гранитах палеозоя.

Кимериджский и титонский ярусы

Отложения кимериджа чаще образуют единую толщу с породами титона; граница между этими ярусами устанавливается по палеонтологическим данным. В области развития флишевых отложений в Новороссийско-Лазаревской зоне кимериджские отложения представлены грачевской свитой.

Грачевская свита предложена С.Л. Афанасьевым [Афанасьев и др., 1960] и названа по хутору Грачев в истоках р. Псезуапсе, южнее Грачевского перевала. Ее стратотип находится на р. Бекишей. Грачевская свита согласно залегает на монашкинской и представлена толщей пестрого терригенного флиша, слагающегося алевролитами, зеленоватыми и красновато-коричневыми глинами и голубовато-серыми песчаниками. Мощность свиты около 350 м.

Из верхней части свиты известны титонские фораминиферы, а нижняя часть по стратиграфическому положению условно относится к кимериджу.

В Абино-Гунайской зоне на большей части ее территории в разрезе верхнеюрских отложений выделяется только одна свита — п о д а в и с л о. По возрасту она относится к титону, и только самые низы, возможно, — к кимериджу. В восточных районах, в бассейне р. Пшехи, на флишеидной толще оксфорда согласно залегают зеленовато-серые глины. Мощность пачки до 100 м. В глинах были найдены фораминиферы *Pseudocyclamina ukrainica* Dain., *Lenticulina* ex gr. *ammonoides* Schw., *L. hyperbolica* Küb. et Zw., *L. russiensis* Mjatl., *Trocholina nidiformis* Brückm., *Paalzowella undosa* Ant. и др. Комплекс фораминифер имеет оксфорд-кимериджский возраст.

На правом берегу р. Пшехи в составе толщи появляются брекчии, количество которых увеличивается в направлении Лагонакского барьерного рифа. Мощность брекчий до 600 м.

В Лагонакской зоне вся толща верхней юры представлена рифовым комплексом, о котором говорилось выше.

В области квазиplatformного развития в кимериджских отложениях выделены две свиты — балтинская и гандалбосская. В окраинных прогибах установлена мезмайская свита. Все эти свиты являются регрессивными образованиями верхней юры. Начиная с кимериджа и до конца раннего титона в северокавказском морском бассейне шло образование лагунных осадков.

Балтинская свита выделена М.М. Мацкевичем и Э.А. Старостиной [1969]. Ее стратотип расположен на р. Терек, название дано по сел. Балта. Она наблюдается в бассейнах рек Урух и Ассы. На западе региона нижняя часть свиты представлена органогенно-обломочными, комковатыми известняками, на востоке в основании толщи залегает известняковый конгломерат (до 3 м), выше — известняки с прослоями песчаников. К востоку от Терека конгломераты основания кимериджа замещаются известняками, обогащенными терригенным кварцевым материалом (р. Асса) или брекчиями известняков и доломитов (реки Гехи, Большой Мартан, Чанты-Аргун, Шаро-Аргун, Элистанжи, Харачой, Беной-Ясси). Мощность кимериджских отложений 110–130 м. Ассоциация найденных аммонитов: *Glochiceras nimbatum* Opp., *Lithacoceras ulmense* Opp. и др. указывает на кимериджский возраст осадков.

Верхняя половина балтинской свиты сложена в нижней части массивными доломитами, наибольшая мощность которых (360 м) отмечена по рекам Гизельдон и Терек. Верхнюю часть свиты слагают органогенно-обломочные, оолитовые, водорослевые известняки. Эти породы также наиболее представительны в междуречье Ардон—Терек; местами (р. Гизельдон) их мощность достигает 315—320 м.

Общая мощность свиты 780 м (Осетия).

Возраст как ранне-среднететонский устанавливается по находкам аммонитов и брахиопод: *Lithacoceras paraboliferus* Berck., *Paradiceras bicornus* Pcl., *Septaliphoria asteriana* Orb., *Loboidothyris formosa* Suess. и др.

На большей части Чечено-Ингушетии, Дагестана, северных районов Северной Осетии и Кабардино-Балкарии распространены отложения гандалбосской свиты, являющиеся возрастным аналогом балтинской свиты. Это типичные образования лагун: гипсы, ангидриты, галиты и полигалиты. Регрессия, начавшаяся в кимеридже, достигла своего максимума в раннем титоне, когда на территории Северного Кавказа образовались огромные лагуны и накапливались толщи эвапоритов огромной мощности.

Гандалбосская свита изучена в области выходов, но в основном — по материалам бурения разведочных скважин, так как только в скважинах были обнаружены и прослежены по всей разбуренной территории Северо-Восточного Кавказа пласты и пачки галитов.

Стратотип гандалбосской свиты расположен в датыхском разведочном районе (скв. 12). Название дано по местности Гандалбос. Для этой свиты характерно широкое развитие лагунных образований весьма значительной мощности. В основании свиты в стратотипическом районе располагается пачка (72 м) водорослевых известняков, сменяющихся по резкому контакту галитами, полигалитами с прослоями ангидритов и доломитизированных известняков. Большую по объему часть гандалбосской свиты слагают голубовато-серые доломиты. В районах бурения разведочных скважин на Передовых хребтах Чечено-Ингушетии установлено, что в кровле гандалбосской свиты располагается пачка ритмичного чередования пластов известняков и ангидритов. В стратотипической скважине ее мощность 150 м.

Литологический состав и мощность свиты не выдерживаются по площади. Наибольшие величины мощностей зафиксированы в Терско-Сунженской подзоне в Датыхском и Первомайском разведочных районах (1341 и 1400 м). Полностью гандалбосская свита вскрыта разведочными скважинами Первомайского, Датыхского, Аргунского, Бенойского и Варандийского разведочных районов. Резкие изменения мощностей свиты заметить легко хотя бы при сопоставлении разрезов разведочных скважин Датыхского и Карабулак-Ачалукского районов. Если в скв. 12 Датых мощность гандалбосской свиты только 141 м, то в скв. 168 Карабулак-Ачалуки она достигает 300 м. Также резко меняется и литологический состав.

В региональном плане можно отметить резкое возрастание мощности к северу от полосы естественных выходов и затем постепенное ее сокращение. Возрастание мощности связано с появлением в разрезе значительных толщ каменной соли. В Чечено-Ингушетии крупные линзы и пласты солей установлены в скв. 47, 89 Заманкул, 167, 168 Карабулак-Ачалуки и в

Малгобек-Вознесенском районе (скв. 876). Крайним восточным пунктом наблюдения каменной соли является скв. 40 Элистанжи. Отложения солей в гандалбосской свите вскрыты скв. 1 и 3 Аргуданского района. Мощность свиты в этом районе превышает 1100 м.

На остальной территории Чечено-Ингушетии и в Дагестане гандалбосская свита представлена брекчиями в нижней части, гипсами и ангидритами — в верхней. Строение свиты простое и выдерживается на указанной территории с общей тенденцией к сокращению мощности в восточном направлении до полного исчезновения по меридиану среднего течения р. Аварское Койсу.

Особенно большие мощности гандалбосской свиты, сложенной брекчиями и доломитами, фиксируется по р. Шаро-Аргун и ее притокам (1120 м). А несколько восточнее, по р. Элистанжи, ее мощность только 700 м. Причем в сопредельных районах Дагестана на хребте Салатау, по данным Г.П. Леонова и Н.В. Живаго [1961], мощность гипсо-ангидритовой толщи (гандалбосской свиты) не превышает 120 м. Выклинивание свиты происходит в районе Гимрийского хребта несколькими километрами восточнее хребта Салатау.

На фоне общего развития эвапоритов особняком стоит район Варандийской антиклинали. Гандалбосская свита выражена только достаточно мощными толщами брекчий известняков и доломитов. Возможно, нижние горизонты брекчий имеют кимериджский возраст, а остальная их часть соответствует нижним горизонтам гандалбосской свиты (брекчиям известняков и доломитов), отмечаемым во всех разрезах Чечено-Ингушетии. Вероятно, эвапоритовая часть свиты в районе Варандийской антиклинали размыта. Мощность свиты в этом районе 220—320 м.

Отложения гандалбосской свиты, изученные по р. Чегем, в разведочном районе Церик-Гель и по материалам скв. 1 Нальчик, представлены ангидритами, переслаивающимися с пачками и пластами известняков и доломитов. Мощности свиты здесь небольшие (210 м по р. Чегем, 350 м в районе площади Церик-Гель). Возраст устанавливается по положению в разрезе и находками тинтинид.

На западе, в области Предкавказской платформы, аналоги балтинской свиты представлены пестроцветными и эвапоритовыми породами мезмайской свиты. Ее синоним — мехтыгенская свита Г.А. Логиновой.

Мезмайская свита выделена Г.И. Малбиевым без указания стратотипа и названа по сел. Мезмай в долине р. Курджипс. Свита повсеместно распространена в пределах Лабинского прогиба. С небольшим размывом она залегает на герпегемской свите. В большинстве разрезов мезмайская свита подразделяется на две подсвиты. Нижняя представлена гипсами и ангидритами с прослоями и пластами каменной соли, пестроцветных глин и мергелей. В основании залегает базальный горизонт известняковых и доломитовых конгломератов и брекчий. Верхняя подсвита — красноцветные и пестроцветные глины с подчиненными прослоями алевролитов, песчаников и мергелей. Мощность до 1800 м.

В бассейне р. Белой из пестрых глин указывается *Dicyclina lusitanica* Choff.

Отложения рассматриваемой свиты изучены в естественных разрезах по рекам Баксану и Кубани и в многочисленных разведочных скважинах

площадей Гунделен, Куркужин-Заюково, Зольской, Марьинской, Лысогорской и др. Следует отметить, что в юго-восточных разрезах мезмайская свита имеет много черт гандалбосской. Собственно говоря, провести между ними такую резкую границу, как между балтинской и гандалбосской свитами, невозможно.

Нижний титон — собственно мезмайская свита — на юге Чегем-Баксанской зоны представлен толщей брекчий, известняков и доломитов в нижней части и переслаиванием гипсов и ангидритов с линзообразными пластами доломитов темно-бурого цвета. В верхней — порода часто окрашена в темно-розовый или бурый с красноватым оттенком цвет. Немного севернее полосы естественных выходов разведочными скважинами полностью вскрыты отложения мезмайской свиты (площади Куркужин-Заюково, Гунделен, Баксан). В ее разрезе появляются прослои каменной соли, и он обогащается алевролитовым материалом коричневого и бурого цвета, т.е. свита принимает свой красноцветный облик. Мощность свиты по р. Баксан 150 м, в северном направлении она значительно возрастает. Скважиной 1 Гунделен пройден полностью 650-метровый разрез свиты. Аналогичные мощности мезмайской свиты зафиксированы и на Марьинской площади. К северу от последней мощности резко уменьшаются.

В скв. 5 Лысогорская мощность мезмайской свиты составляет 420 м, причем ее нижние слои представлены образованиями коры выветривания. В юго-западных районах Ставропольского края, так же как и в стратотипической области Краснодарского, свита содержит большое количество глинистого материала, окрашенного в буро-красный цвет. Скважиной 14 Баксан, расположенной наиболее близко к естественным выходам, вскрыт иной разрез свиты, где она сложена исключительно известняками, в меньшей степени — доломитами. Но эти породы обогащены серой, что позволяет коррелировать данную часть разреза с гипсово-ангидритовой толщей разреза р. Баксан.

Отложения мезмайской свиты в самых западных зонах (Малкинской и Зеленчук-Кубанской) еще более сокращены по мощности (80—100 м). Особенно показателен разрез по р. Кубани, где преимущественно развиты пестроцветные глины и алевролиты, лишенные фаунистических остатков, с прослоями зеленоватых и красноватых гипсов. На севере Малкинской зоны (скв. 7 Зольская) в средней части свиты, представленной переслаиванием доломитов, гипсов и ангидритов, развиты песчаники. В основании свиты залегает кора выветривания.

В Чернолесской впадине мезмайская свита вскрыта скважинами Лысогорской, Марьинской, Куркужин-Заюково и др. В разрезе появляются прослои каменной соли, свита имеет красноцветный облик. На Марьинской площади мощность свиты до 650 м, на Лысогорской — 5—420 м.

В Юго-Восточном Дагестане возрастным аналогом мезмайской и гандалбосской свит является толща красно-бурых известняков и кирпично-красных глин (до 90 м). Возраст устанавливается условно.

В Западно-Кубанском прогибе к кимериджу, к нижнему и среднему титону также условно отнесена толща глин, переходящих в карбонатные отложения с гипсом и ангидритом (Абхазская, Генеральская, Ширванская и другие площади). Возраст определяется по сопоставлению с более восточными районами.

В Восточном Предкавказье кимериджу соответствуют верхи тшювской свиты.

Во флишевом прогибе в южных районах на образованиях грачевской свиты лежат породы бекишейской свиты.

Б е к и ш е й с к а я с в и т а, выделенная С.Л. Афанасьевым [Афанасьев и др., 1960], названа по р. Бекишей (истоки р. Аше). Стратотип расположен на р. Большой Бекишей. Она согласно залегает на грачевской свите и подразделяется на две подсвиты: нижнюю — известково-мергельный флиш и верхнюю — преимущественно известняковый флиш. Мощность около 500 м. Поздне-среднетитонский возраст свиты устанавливается по стратиграфическому положению и находкам фораминифер в верхней подсвите.

В южной части Новороссийско-Лазаревской зоны (среднее течение рек Шахе, Мзымта, верховья рек Западный Дагомыс и Псоу) разрез верхнеюрских отложений является переходным к рифовым фациям поднятия Ахцу, ограничивающего флишевый трог с юга.

В Абино-Гунайской области западнее р. Пишиш верхнеюрские отложения представлены свитой поднависло.

С в и т а п о д н а в и с л о предложена А.Л. Козловым и названа по горе Поднависло в бассейне р. Псекупс. Стратотип автором не указан. Она развита в бассейнах рек Шебш, Псекупс, Пишиш и залегает с размывом на средней юре. Свита представлена флишоидной толщей глин — внизу серых, выше пестроцветных, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами. В основании толщи залегают базальные конгломераты (до 40—45 м), вверху — горизонты мергелей и известняков. Мощность до 1200—1500 м.

Из базальных слоев известны брахиоподы и морские ежи, из верхней части свиты — аммониты *Virgatosphinctes cf. transitorius* Opp., *Micracanthoceras cf. micracanthum* Opp., *Beriasella cf. oppeli* Kil., *Ptychophylloceras semisulcatum* Opp., *Hemilytoceras montanum* Opp. и фораминиферы *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Polen., *Lenticulina magna* Mjatl., *L. laudata* Hoff. и другие, указывающие на титонский возраст пород.

В бассейне р. Пшехи возрастным аналогом свиты поднависло является толща брекчий, глин, мергелей с прослоями песчаника и гравелитов (до 350 м). Найденные фораминиферы *Iberina jurassica* Hoff., *Lenticulina tithonica* Hoff., *Saracenaria pravoslavlevi* Furs. et Polen. и другие указывают на титонский возраст пород.

Верхи титона слагает матламская свита.

М а т л а м с к а я с в и т а выделена М.М. Мацкевичем [1965]. Стратотип расположен по р. Терек у подножия горы Матлам. Синонимами являются теркская и фетхузская свиты Г.А. Логиновой. Матламская свита является нижним элементом серии, единой с нижнемеловыми отложениями. Она широко распространена по всей территории Северного Кавказа и изучена как в естественных отложениях, так и многочисленными разведочными скважинами.

Матламская свита является нижним образованием трансгрессивной серии и на большей части описываемой территории имеет одинаковое строение. Только на Предкавказской платформе в строении свиты участвуют гипсы и ангидриты, что сближает ее с регрессивными образованиями

балтинского горизонта. Отложения матламской свиты с размывом залегают на балтинском горизонте и отличаются от последнего структурным планом. Свита образована отложениями теркской и фетхузской подсвит.

Г.А. Логиновой [1977] выделен и прослежен на большей части территории Северного Кавказа маркирующий горизонт — пласт брахиоподово-устричного ракушечника, переходящего участками в органогенный известняк, иногда сильно доломитизированный. Особенно четко этот маркирующий горизонт выделяется к западу от Терека. В Чечено-Ингушетии он наблюдается в разрезе р. Чанты-Аргун, где над гипсово-ангидритовой толщей обнажаются темно-серые известняки с остатками брахиопод и колониями *Serpula coacervata* Blum.

Остатки колоний серпул рельефно выступают на выветрелой поверхности обнажения и прослеживаются в верхнем титоне от р. Кубани на западе до р. Чанты-Аргун на востоке, т.е. по всему Северо-Восточному Кавказу, где развиты эти отложения. *Serpula coacervata* Blum. — устойчивый биокоррелятив.

Теркская подсвита повсеместно представлена доломитами в нижней половине и чередованием светло-серых органогенно-обломочных и оолитовых известняков — в верхней. На отдельных участках известняки замещаются доломитами. Такое строение подсвиты имеет в полосе естественных выходов на территории Чечено-Ингушетии и Северной Осетии. Здесь ее мощность составляет 150—220 м. Иное строение теркской подсвиты отмечается на юге Кабардино-Балкарии и Ставропольского края (между речью Черек — Кубань), где она образована характерной толщей окремнелых известняков. Собственно говоря, в теркской подсвите выделяется несколько чачек глинистых или алевролитистых известняков, содержащих окремнелые конкреционные стяжения эллипсоидной формы известняка или желвакообразные стяжения черного кремния.

Следует отметить, что как по р. Черем, так и по р. Баксан в слоях встречается достаточное количество фаунистических остатков, представленных разнообразными двустворчатыми моллюсками, реже брахиоподами. Отличительной чертой толщи является присутствие довольно многочисленных зубов рыб: *Rusnodus couloni* Ag., *Gyrionchus* sp., *Sphaerodus* sp. и колоний *Serpula coacervata* Blum. В западном направлении мощность толщи, которую мы предлагаем назвать малкинской, уменьшается от 240 м (р. Баксан) до 20 м (р. Кубань); западнее р. Малый Зеленчук толща в результате полного размыва исчезает.

В верхней части этой толщи в известняковой конкреции нами были найдены фрагменты аммонита *Virgatosphinctes* cf. *transitorius* Opp. удовлетворительной сохранности. Подобный аммонит (*Virgatosphinctes* sp. indet.) встречен в основании разреза по р. Черем. Из средних слоев с конкрециями кремней происходит находка *Tithopeltoceras* sp. Таким образом, присутствие в отложениях теркской подсвиты таких стратиграфически ценных организмов, как аммониты *Virgatosphinctes* cf. *transitorius* Opp., позволяет впервые для Северо-Восточного Кавказа обосновать присутствие отложений зоны *Virgatosphinctes transitorius*. Не противоречит позднеоксфордскому возрасту и находка аммонита *Tithopeltoceras*, характеризующего верхний титон юга Европы. В малкинской толще, помимо многочисленных двустворчатых моллюсков, также широко распростра-

ненных в титоне Средиземноморской области, содержатся и эндемичные формы, к которым следует отнести в первую очередь *Neaera caucasica* Psel. Эти двустворки очень многочисленны, но встречаются только в глинистых известняках с конкрециями окремнелых известняков.

В северном направлении, на территории Чечено-Ингушетии в составе терской подсвиты появляются включения ангидрита и гипса в порах доломита. Такое строение подсвиты типично для Притеречной структурно-фациальной зоны (скв. 1 Бурунная). Мощность ее в этом районе не превышает 200 м.

Отложения фетхузской подсвиты на всем Северо-Восточном Кавказе в полосе выходов образованы различными типами известняков (оолитовые, водорослевые, органогенно-обломочные, комковатые, калькарениты). Мощности ее непостоянны; в целом они сокращаются до полного выклинивания из разреза на запад от р. Баксан. Отложения фетхузской подсвиты залегают на терской большей частью несогласно (реки Баксан, Чегем, Гизельдон, Терек, Чанты-Аргун). Очень резкое несогласное налегание фатхузской подсвиты наблюдается по р. Чанты-Аргун. В восточном направлении известняки фетхузской подсвиты обогащаются глинистым материалом, а роль органогенных и органогенно-обломочных известняков значительно сокращается.

На западе Северо-Восточного Кавказа в области Предкавказской платформы между заведомо берриасскими отложениями и отложениями зоны *Virgatosphinctes transitorius* располагается пачка переслаивания средне-слоистых известняков с очень тонкими прослоями глин и алевроитовых известняков (фетхузская подсвита). Макрофауны она не содержит. В то же время путем сравнительного стратиграфического анализа удается ее идентифицировать с матламской подсвитой Северной Осетии, в которой часто встречаются титонские двустворчатые моллюски, брахиоподы и кораллы. Не противоречат этому выводу и находки многочисленных радиоларий, образующих целые пласты в кровле верхней юры по р. Баксан. По определению Л.Б. Тихомировой, выделенные *Cenosphaera* sp., *Cenellipsis* sp., *Hemicryptocapsa* sp., *Stichocapsa* sp. характерны для поздней юры и раннего мела.

Мощности фетхузской подсвиты имеют тенденцию выклиниваться в восточном направлении от р. Кенхи и в западном направлении от р. Баксан. Ее наибольшая мощность установлена по р. Ассе (350 м).

Сложным является строение матламской свиты на юго-востоке Ставропольского края (Чернолесская впадина). Расчленить ее на две подсвиты не представляется возможным. Разведочными скважинами Зольского, Марьинского, Лысогорского районов установлено, что в строении верхней части титонского яруса значительную роль, помимо известняков и доломитов, играют ангидриты с прослоями красных глин. Нижняя граница матламской свиты нами проводится по пачке глинистых известняков (скв. 4 Марьинская), которая нами коррелируется с основанием малкинской толщи разреза р. Баксан.

Мощность матламской свиты на юго-востоке Ставропольского края достигает 380 м (скв. 4 Марьинская).

В Притеречной структурно-фациальной зоне фетхузская подсвита представлена оолитовыми, сгустково-комковатыми и водорослевыми извест-

няками и не превышает 100 м (скв. 1 Бурунная); в северном направлении она постепенно выклинивается. Матламская свита в сопредельных районах Дагестана сложена доломитами с включениями гипса (район сел. Зубутль).

В Юго-Восточном Дагестане аналогом матламской свиты является пачка желтовато-серых доломитов (до 3 м).

В Западно-Кубанском прогибе к верхнему титону относится толща органических известняков (80 м).

Своеобразное строение имеет верхний титон в Курджинском районе, где отложения верхов титона представлены гуамской свитой, предложенной Г.И. Малбиевым. Свита названа по Гуамскому хребту в бассейне р. Курджипс; стратотип автором не указан. Она распространена в бассейне р. Курджипс и согласно залегает на мезмайской свите; ее с размывом перекрывают отложения нижнего мела. Гуамская свита сложена органогенно-обломочными и детритусовыми известняками. Ее мощность 420 м.

В известняках встречены многочисленные пелециподы и редкие аммониты — *Virgatesphinctes densiplicatum* Waagen, *Subplanites contignus* Zitt., позволяющие отнести свиту к верхнему титону.

В Восточном Предкавказье к отложениям титона отнесена кочубевская свита. Наиболее полно она развита на Кочубеевской, Перекрестной, Равнинной, Юбилейной, Таловской, Кочайской и Тарумовской площадях. Это толща чередующихся пластов доломитов, ангидритов, аргиллитов, реже — доломитизированных песчаников (до 150 м). К западу ангидриты отсутствуют, и на доломиты ложатся породы нижнего мела. Возраст ангидрито-доломитовой толщи устанавливается как верхний кимеридж—титон по сопоставлению с гандалбосской свитой. Верхи свиты, возможно, относятся к нижнему мелу.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ПОЛУОСТРОВА БУЗАЧИ И СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО УСТЮРТА

Юрские отложения наиболее полно представлены на Устюрте [Геология..., 1973]. По данным И.В. Долицкой и Л.О. Тарасовой [1979], они подразделяются на толщи: глинисто-песчанистую нижнего и среднего отделов, песчано-глинистую келловей—оксфорда и карбонатную кимеридж-волжского яруса (?). На рассматриваемой территории отложения юры несогласно залегают на разновозрастных образованиях триаса.

На Северо-Западном Устюрте юрские отложения вскрыты в Бейнеуско-Самском прогибе на площадях Каракудук, Арстан, Бегеш, Западный Аманжал и других и представлены песчаниками с углистыми включениями, с редкими прослоями алевролитов (мощность до 145 м). В породах были встречены споры и пыльца юрского облика (по определению Л.О. Тарасовой); преобладают споры, в том числе: *Syathidides minor* Couper (до 50%), *Obtusisporites juncta* (К.-М.), *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz. (до 2%) и др. Возраст комплекса, скорее всего, раннебатский—тоарский. На п-ове Бузачи породы нижней юры отсутствуют.

Среднеюрские отложения (в объеме всех трех ярусов) представлены однообразной толщей тонкого переслаивания глин, алевролитов и песча-

ников с большим количеством обуглившихся растительных остатков и отпечатками флоры.

Границы между ярусами неясны и, как правило, проходят в однородных литологических толщах [Геология..., 1976]. Ааленские отложения, датированные спорово-пыльцевыми комплексами, вскрыты на Северном Устюрте скв. 2 Арслановская, 1 Хайлыган, 20 Каракудук и др. Возраст пород устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу: *Obtusisporis juncta* (до 7%), *Auritulinasporites mortoni* (1%), единичные *Classopolis* и др. (определения Л.О. Тарасовой). Распространение ааленских отложений ограничено Северным Устюртом; на запад, к п-ову Бузачи, они выклиниваются [Стратиграфия СССР..., 1972].

Байосские отложения на Северо-Западном Устюрте и п-ове Бузачи вскрыты повсеместно. Преобладают темные, почти черные, глины с углистыми включениями. Палеонтологически обоснованные отложения байоса вскрыты на площадях Западный Торлун, Каражанбас, Северо-Бузачинской, Тумнек, Каракудук, Адамли и др. Возраст датируется спорово-пыльцевыми комплексами, содержание спор в них достигает 86%. Преобладают *Cyathidites minor* (57–84%), *Obtusisporis juncta* (0–6,5%), *Neogastriackia rotundiforma* (К.-М.) E. Som. и др.

Батские отложения устанавливаются только в наиболее полных разрезах скважин на Устюрте (площади Каракудук, Арстановская, Бейнеу, Хайлыган). Спорово-пыльцевой комплекс в этих породах характеризуется содержанием *Classopolis* sp. (до 20%). В скв. Аустаной 5 найдены пресноводные *Ferganococca* sp. (определения А.А. Савельева).

В центральной части п-ова Бузачи батские отложения не фиксируются. В погруженных участках площади Каражанбас к батским отложениям отнесен 7-метровый прослой алевролитов байосско-батского возраста с пелелиподами *Meleagrinea echinata* (Smith.), *M. doneziana* Bog. Этот комплекс фораминифер, которые И.В. Долицкая и Л.О. Тарасова [1979] считают батским (скв. Карадыбас 3, интервал 538–546 м), характерен для байоса, даже, скорее, раннего байоса. На площади Каламкас встречены серые алевритистые глины (до 20 м), по палинологическим данным отнесенные к бату.

Мощность нижней–средней юры в Бейнеуско-Самском прогибе не превышает 800 м. Самая большая мощность зафиксирована в южных районах Северного Устюрта в скв. 5 Аустаной.

Породы верхней юры широко распространены на Северном Устюрте. На п-ове Бузачи они имеют небольшую мощность.

Келловей-оксфордские отложения на Северо-Западном Устюрте в нижних горизонтах представлены голубовато-серыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов. Верхняя часть толщи – серые глины с прослоями алевролитов. В карбонатных породах отмечается присутствие (скв. 21 Актюбе) *Cardioceras* sp. (определения В.В. Кутузовой), характерного для нижнего оксфорда. Там же встречены верхнекелловейские фораминиферы (определения А.Я. Азбель). Граница между келловеем и оксфордом устанавливается только по палинологическим данным. Возраст пород чаще определяется условно. Мощность келловей-оксфорда в Бейнеуско-Самском прогибе свыше 200 м. К востоку и северу мощность уменьшается. К п-ову Бузачи эти образования выклиниваются. Зона сокращенной мощности

келловой-оксфорда протягивается вдоль линии Южно-Арстановка—Такубай.

Выше лежит карбонатная толща, сложенная крепкими афанитовыми известняками. На наш взгляд, эту толщу можно сопоставить с образованиями кимериджа на Южном Мангышлаке, так как они близки по литологическому составу. Считать их волжскими нет оснований, тем более что на Мангышлаке волжские отложения не установлены. На п-ове Бузачи к волжскому ярусу можно отнести пачки серых алевролитов и песчаников с пелиподами *Astarte sp.* Не исключено, что карбонатные отложения кимериджа выклиниваются к п-ову Бузачи.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ГОРНОГО И ЮЖНОГО МАНГЫШЛАКА

Мангышлакская система поднятий (см. гл. I) представляет собой сложное тектоническое сооружение.

Выделяются Центрально-Мангышлакская (Горный Мангышлак) и Южно-Мангышлакская зоны, которые, в свою очередь, состоят из различных структурных элементов. В Центрально-Мангышлакской зоне выделяются: Тюбкараганская, Каратауская, Тонашинская, Карамая-Хоскудукская подзоны. В Южно-Мангышлакском прогибе установлены Беке-Башкудукский вал, Сегендыкский прогиб, Жетыбай-Узеньская структурная ступень, Кокумбайская структурная ступень, Песчаномысский блок, Карагинская седловина, Жазгурлинский прогиб [Бененсон и др., 1970].

Юрские образования в Мангышлакской системе поднятий представлены всеми тремя отделами. Каждый из перечисленных тектонических элементов характеризуется определенной полнотой разреза, мощностями, своеобразием литологического состава.

Нижняя юра

Повсеместно юрские отложения с размывом, несогласно залегают на породах триаса. Наиболее полный разрез юры вскрыт на Песчаномысском блоке в скв. 2 Жага. В низах разреза на размытых образованиях триаса лежит толща пород — пачка I [Бененсон и др., 1970], представленная темно-серыми оолитовыми глинами с углистыми включениями. В основании пачки I залегает горизонт крупнозернистого песчаника с гравелитом. Мощность пачки I до 120 м. В ее породах были встречены споры и пыльца. Из них доминируют споры сем. *Dipteridaceae* (до 16%) (роды *Dictyophyllum*, *Clatropteris* и др.), кроме того, были найдены *Phlebopteris sp.*, *Matonisporites phlebopteroides Couper* и другие; характерные для нижнего лейаса [Цатурова, 1972].

В направлении к северу от мыса Песчаного нижнелейасовые отложения выклиниваются. Более широко распространены по площади отложения пачки II — песчаники с подчиненными прослоями глин. Мощность этих образований на Песчаномысском блоке достигает 240 м. Аналогичные отложения вскрыты на Жетыбай-Узеньской структурной ступени; в основании пачки II лежит прослой гравелита. Мощность толщи до 87 м. Песчаники с прослоями глин наблюдаются также на Беке-Башкудукском валу. На площади Сенек мощность толщи составляет до 40 м, на площади Дунга — до 190 м, на Жетыбае — до 87 м.

Возраст пачки II определяется по спорово-пыльцевым комплексам. Сохраняется процентное содержание спор сем. Dipteridaceae (до 2–2,5%); более разнообразен видовой состав спор: *Camptotriletes cerebriformis* Naum., *Trachytriletes* sp. и др.; преобладает пыльца *Eucephalartos bennettoides* Bolch. и др. Все перечисленные виды указывают на среднелейасовый (плинбахский) возраст отложений [Ярошенко, 1965]. Наряду с этими формами в низах пачки II в скв. 114 Узень, 2 Сенек, 1 Дунга были встречены спорово-пыльцевые комплексы нижнего лейаса. Границу между средним и нижним лейасом провести трудно, так как толща литологически однородна, а палеонтологические находки редки.

На горном Мангышлаке нижняя юра представлена кокалинской свитой. Кокалинская свита выделена Р.И. Вяловой [Вялова, Киричкова, 1963] и названа по горе Кокала на северном склоне хр. Восточный Каратау. Стратотип расположен на горе Кокала 2, где свита представлена угленосной серией континентальных образований. Свита заполняет неровности доюрского рельефа. Она включает пестроокрашенные глины с подчиненными прослоями песчаников и алевролитов, много растительной обугленной органики, линз бокситоносных глин. В низах толщи отмечаются многочисленные прослои темных, почти черных глин. Породы сильно каолинизированы. Мощность толщи не превышает 46 м. Возраст свиты устанавливается тоарским. В стратотипе Н.Я. Меньшиковой [1968] был встречен спорово-пыльцевой комплекс тоарского возраста.

В самых западных районах, на п-ове Тюбкараган, нижнеюрские отложения были вскрыты на площади Тюбеджик. Там условно, по сопоставлению каротажных диаграмм, к кокалинской свите относят 7-метровую толщу глин. Кокалинская свита спорадически наблюдается по северному склону Западного и Восточного Каратау, где расположен стратотипический разрез. В Тонашинской подзоне кокалинская свита распространена более широко. Она представлена серыми и зеленовато-серыми глинами с прослоями песчаников и алевролитов; на горе Тонаша мощность свиты до 40 м. Возраст толщи по спорово-пыльцевому комплексу устанавливается как раннеюрский [Объяснительная записка..., 1970]. Сопоставление с кокалинской свитой горы Кокала условно, так как нет пестроты окраски, каолинизации отложений.

Кокалинской свите в разрезе скважин Южного Мангышлака соответствует пачка III нижней юры.

На Беке-Башкудукском валу на площадях Дунга, Сенек пачка III представлена глинами с прослоями песчаников. Песчаники преобладают в разрезах площади Сенек; на Площади Дунга глины и песчаники находятся примерно в равных соотношениях. Мощность до 50 м.

К северо-западу нижнеюрские отложения на Беке-Башкудукском валу выклиниваются; на площади Карасязь-Таспас их нет. К югу от Беке-Башкудукского вала в Сегендыкском прогибе разрез пачки III имеет то же строение. Мощность ее на площади Кариман до 50 м.

В юго-восточном направлении, на Жетыбай-Узеньской ступени, количество песчаных прослоев уменьшается, появляются редкие пропластки алевролитов; мощность пачки на Жетыбае до 33 м. В юго-восточном направлении наблюдается выклинивание песчаных прослоев, и на площади Тасбулат пачка III представляет собой почти чистые глины.

На Песчаномысском блоке толща пород пачки III по литологической характеристике близка к разрезу площади Кариман. В основании толщи лежит горизонт ожелезненных конкреций. Мощность пачки III до 60 м.

В Карагинской седловине вскрыта толща глин с редкими прослоями песчаников мощностью до 30 м (скв. 1 Карагие). Ее условно относят к нижней юре.

Повсеместно отмечается изменение мощности пачек III и IV. По-видимому, колебание мощности пачки II связано с перерывом в осадконакоплении на границе среднего и верхнего лейаса. Об этом свидетельствует присутствие базального горизонта на Мысе Песчаном. Изменение мощности пачки III обусловлено проявлением регионального перерыва на границе нижней и средней юры. Возраст пачки III определяется по спорово-пыльцевым комплексам, изученным во многих скважинах [Цатурова, 1972]. В спорово-пыльцевом спектре многочисленна (до 44%) пыльца гинкговых, цикадовых, беннеттиновых; пыльца *Classopolis* достигает 50%; преобладает пыльца голосеменных, что позволяет датировать его тоаром.

Таким образом, резюмируя сказанное, можно отметить, что отложения нижней юры представлены на Мангышлаке всеми тремя подотделами. Нижний и средний лейас наблюдаются спорадически, верхний лейас распространен более широко.

Средняя юра

Отложения среднеюрского возраста представлены на рассматриваемой территории всеми тремя ярусами: ааленским (так как у нас мало палеонтологических данных, мы выделяем ааленский ярус в целом), байосским и батским. Наличие последнего вызывает некоторое сомнение. Объем батского яруса пока не установлен; вероятнее всего, присутствуют его только самые нижние горизонты.

Ааленский и байосский ярусы

Отложения аалена с размывом лежат либо на нижнеюрских породах, либо на триасовых образованиях. Нижняя часть ааленских отложений представлена тонашинской свитой.

Тонашинская свита была установлена Т.А. Ишиной [1961]. Стратотип расположен на горе Тонаша. В стратотипическом разрезе — это косослоистые полимиктовые песчаники с линзами конгломератов. Выделяют две подсвиты: нижняя представлена песчаниками, гравелитами, конгломератами, верхняя сложена переслаивающимися алевролитами и песчаниками с прослоями углей. Мощность до 270 м. Возраст свиты определяется по спорово-пыльцевым комплексам и пресноводным пелециподам как ааленский—раннебайосский.

На наш взгляд, верхняя тонашинская подсвита является фаціальным аналогом карадиирменской свиты.

Карадиирменская свита была установлена Р.И. Вяловой [Вялова, Киричкова, 1963]. Стратотип расположен на горе Карадиирмень. Свита представлена ритмическим чередованием глин, алевритистых и углистых глин, песчаников. В нижней части залегают песчаники с включениями белой кварцевой гальки. Мощность ее до 150—180 м. Ранний

байос определяется флорой — *Coniopteris angustiloba* Brik., *C. spectabilis* Brick, *Nilssonia vittaeformis* Pryn. и др., а также пеллециподами — *Pseudocardinia asiatica* Tschern., *Tatuella minima* Rag. Карадиирменская свита залегает либо на тонашинской свите, либо с размывом на кокалинской, либо на триасе.

В ряде разрезов Западного Каратау верхи тонашинской свиты замещаются породами карадиирменской свиты; ее главное отличие состоит в увеличении глинистых прослоев и в более или менее выдержанном ритмичном чередовании пород.

На п-ове Тюбкараган вскрыта толща песчаников с подчиненными пачками глин и алевролитов мощностью до 170 м (скв. Г-1 Кусайник). Эту толщу мы относим к тонашинской свите. Выше располагается толща ритмичного чередования песчаников, алевролитов и глин, мощностью до 137 м (скв. Г-3 Тюбеджик). Эту толщу мы выделяем как аналог карадиирменской свиты и считаем ее раннебайосской.

В Каратауской подзоне на Каратау находится стратотип карадиирменской свиты. Там нет аналогов тонашинской свиты, а весь разрез аалена и нижнего байоса представлен толщей чередования (в различных соотношениях) песчаников, алевролитов, глин; мощность толщи до 158 м. Возраст толщи определяется спорово-пыльцевыми комплексами и макрофлорой: *Coniopteris* sp. (32–51%), *Lycopodium* sp. (3–8%), *Selaginella rotundiformis* K.-M. (3–9%) и др., *Equisetites beanii* (Bunb.) Sow., *Cladoplebis witbiensis* Brongn. и др. [Объяснительная записка..., 1979].

В Тонашинской подзоне выделяются две подсвиты. Нижнетонашинская подсвита сложена песчаниками, гравелитами, конгломератами с линзами глин и алевролитов. Мощность подсвиты до 240 м. Возраст устанавливается по положению в разрезе. Верхнетонашинская подсвита представлена глинами, алевролитами, песчаниками, переслаивающимися между собой, с подчиненными прослоями углистых глин и углей. Мощность подсвиты до 40 м. В северном направлении породы верхнетонашинской подсвиты замещаются ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами, глинами с прослоями углей (карадиирменская свита), мощностью до 73 м. Возраст этих толщ устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и макрофауне как байосский.

В восточных районах Горного Мангышлака в Карамае-Хоскудукской подзоне отмечается аналогичный разрез ааленских и нижебайосских отложений. Наблюдается сокращение мощности нижнетонашинской подсвиты до 73 м; мощность верхней тонашинской подсвиты 40 м, карадиирменской свиты — до 60 м. Замещение образований верхнетонашинской подсвиты породами карадиирменской свиты наблюдается в восточном направлении. Возраст устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и флоре [Бененсон и др., 1970].

К югу от Горного Мангышлака на Беке-Башкудукском валу с размывом на пачке III лежит толща, сложенная песчаниками грубо- и разнотернистыми, внизу гравелитистыми; вверх по разрезу песчаники становятся мелкозернистыми, хорошо отсортированными. В кровле толщи наблюдается два глинистых прослоя. Состав пород однороден по всем площадям вала. Мощность меняется от 100 м на площади Сокко до 296 м на площади Сенек. Возраст определяется спорово-пыльцевым комплексом

специфического состава; споры *Coniopteris* (16–25%), *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Bolch. (12–28%), *Marattisporites scabratus* Couper (5–13%) и др. свидетельствуют об ааленском возрасте вмещающих пород.

По литологическому составу толща вскрытых пород может быть аналогом нижнетонашинской подсвиты. В Сегендыкском прогибе на площади Кариман разрез ааленских отложений в целом имеет тот же литологический состав, что и в более северных районах. Вверху наблюдается один прослой (до 20 м) глин. Общая мощность аалена до 200 м. В породах встречен ааленский комплекс спор и пыльцы, близкий по составу к найденному спектру спор и пыльцы в одновозрастных породах Беке-Башкудукского вала.

На Жетыбай-Узеньской структурной ступени наблюдается погрубение состава пород. Ааленские отложения представлены преимущественно песчаниками с редкими прослоями глин и алевролитов. В песчаниках много гравийного материала; многочисленны прослои и линзы гравелитов, большое количество обугленных растительных остатков. В восточном направлении (площадь Узень) в верхней части разреза наблюдается увеличение глинистых и алевролитовых прослоев. Мощность аалена на Жетыбае до 224 м, на Узени — 272 м. Возраст (аален) устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам [Цатурова, 1972].

В наиболее погруженной части Южного Мангышлака, в Песчаномыском районе, отложения аалена в нижней части разреза представлены разнозернистыми песчаниками с подчиненными прослоями глин. Вверх по разрезу увеличивается количество глинистых прослоев. Отмечается много углистых включений и обугленных растительных остатков. В основании залегает пласт кварцевой гальки. Мощность достигает 325 м. Возраст обосновывается спорово-пыльцевыми комплексами. В Карагининской котловине к ааленским отложениям условно отнесена толща песчаников и гравелитов мощностью около 330 м.

На Беке-Башкудукском валу и в Сегендыкском прогибе наблюдается близкий по литологическому составу разрез нижнего байоса. Это чередование песчаников, алевролитов и глин с углистыми прослоями; вверх по разрезу увеличивается количество и мощность песчаных прослоев. Характер отложений близок к карадиирменской свите. Мощность отложений на площади Карасязь-Таспас достигает 340 м, на площади Сокко (Беке-Башкудукский вал) — 220 м, на площади Кариман (Сегендыкский прогиб) — 227 м.

На Жетыбай-Узеньской ступени нижнебайосские отложения представлены терригенной толщей пород: внизу толщи лежат глины, вверх по разрезу появляются прослои алевролитов и песчаников; по всему разрезу встречаются пропластки угля. В восточном направлении, к площади Узень, глинистые прослои замещаются песчаниками. Мощность нижнего байоса на Жетыбае достигает 367 м (скв. 3), на Узени — 420 м (скв. 53).

В районе Песчаномысского блока в скв. 7 (площадь Мыс Песчаный) нижний байос представлен преимущественно глинами с редкими прослоями песчаников. В северном направлении, к площади Жага, отмечается увеличение песчаных прослоев вверх по разрезу. Мощность нижнего байоса достигает 424 м.

В Карагининской котловине осадки нижнего байоса в скв. 1 представлены толщей переслаивания песчаников, алевролитов и глин. Чередование

пород довольно ритмичное. Мощность около 380 м. Возраст этой толщи определяется, во-первых, палеонтологическими данными, во-вторых, по положению в разрезе между хорошо палеонтологически охарактеризованными осадками ааленского и позднебайосского возраста. На площади Жетыбай (скв. 8, 10), Узень (скв. 8, 53), Жага (скв. 2) были встречены фораминиферы *Lenticulina cumulata* Blank, *L. confragosa* Blank, *L. protracta* Born., *L. mironowi* Dain, *L. dainae* Kosyr., *L. ex gr. centralis* (Terq.), *Darbyella kutsewi* Dain. и др. На основании приведенного комплекса вмещающие осадки можно датировать раннебайосским временем. Кроме того, в ряде скважин в описанных отложениях были встречены спорово-пыльцевые комплексы, в которых доминирующая роль принадлежала спорам *Coniopteris* sp. (36–75%), *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Bolch. (6,4–26%), *Osmundaceae* (1–16%), *Camptotriletes anagrammensis* K.-M., *Klukisporites cf. variegatus* Couper (единично); появляются (до 2%) споры *Gleichenia* и др. [Алиев и др., 1971]. Все это также дает возможность датировать возраст пород ранним байосом. Установление раннебайосского возраста описанных отложений и сопоставление их с карадирменской свитой позволяет определить ее возраст как ранний байос.

Согласно на образованиях карадирменской свиты, трансгрессивно на триас ложатся отложения базарлинской свиты.

Базарлинская свита была выделена В.В. Мокринским [1935]. Стратотип расположен в овраге Базарли на стыке хребтов Западный и Восточный Каратау. В стратотипе разрез свиты имеет следующее строение: песчаники массивные и косослоистые, мелко- и среднезернистые, с линзами гравелитов, конгломератов. В нижней части свиты наблюдается линзовидное переслаивание песчаников, алевролитов и глин. Мощность до 90 м.

В разрезе района родников Торыш-Сарыкаспак в верхах свиты встречены многочисленные *Parkinsonia ex gr. rarecostata* Buckm. (верхи зоны *Garantiana garantiana* и зона *Parkinsonia parkinsoni* верхнего байоса), а также пелелиподы *Pholadomya murichisoni* Sow., *Trigonia ex gr. costata* Sow., *Astarte depressa* Sow. и др., что позволяет говорить о позднебайосском возрасте базарлинской свиты.

На п-ове Тюбкараган к базарлинской свите условно относится пачка песчаников (до 80 м), вскрытых на площадях Тюбеджик и Караташ. Возможно, нижняя часть базарлинской свиты здесь отсутствует.

В Каратауской подзоне базарлинская свита повсеместно имеет разрез, близкий к стратотипическому, который находится в этой подзоне.

В Тонашинской подзоне мы условно выделяем в базарлинскую свиту песчаники с крупными конкрециями песчанистого известняка; в основании толщи расположены линзы конгломератов. Не исключено, что низы базарлинской свиты отсутствуют.

В Карамае-Хоскудукской подзоне к базарлинской свите отнесены массивные песчаники, расслоенные в средней части глинами и алевролитами. Мощность пачки до 35 м. Анализируя распространение базарлинской свиты в Горном Мангышлаке, можно предположить, что ее нижние горизонты повсеместно, кроме Каратауской подзоны, либо размыты, либо замещены песчаниками.

В Южном Мангышлаке к верхнему байосу почти повсеместно отнесены

толщи песчаников. Граница с батскими отложениями чаще проводится условно, в основном по палеонтологическим данным.

На Беке-Башкудукском валу к верхнему байосу отнесены песчаники с редкими прослоями глин, мощностью до 124 м, лежащие с небольшим размывом на подстилающих образованиях нижнего байоса.

На площади Кариман в Сегендыкском прогибе к верхнему байосу отнесено переслаивание песчаников, глин, алевролитов. В основании толщи залегает прослой конгломерата мощностью до 130 м.

На Жетыбай-Узеньской структурной ступени к верхнему байосу отнесена пачка переслаивания песчаников и глин; последние чаще встречаются в верхах разреза. В основании толщи лежат массивные песчаники с гравелитами внизу. Отмечается также некоторое преобладание глин в скважинах Жетыбая; в скважинах площади Узень отмечаются более опесчаненные разрезы. На Жетыбае мощность не превышает 120 м, на Узени она достигает 90 м.

В наиболее погруженных частях прогиба в Песчаномысском блоке отложения верхнего байоса представлены песчаниками с подчиненными прослоями глин. В основании толщи — прослой конгломерата мощностью до 100 м. В северном направлении к площади Жага отмечается некоторое увеличение глинистых прослоев.

В Карагинской котловине наблюдается единая толща условно позднебайосского—раннебатского возраста переслаивания песчаников, алевролитов и глин, мощностью до 180 м.

Позднебайосский возраст описанных отложений устанавливается по находкам фораминифер, спор и пыльцы. Фораминиферы были встречены на Песчаномысском блоке: на Жетыбай-Узеньской ступени они представлены видами *Lenticulina atheria* Dain, L. ex gr. *centralis* Terq., *L. subalatiformis* Dain, *Darbyella bella* Dain, *Lamarckella perlucens* Kapt.-Tscher. и другими, указывающими на верхний байос вмещающих отложений [Бененсон и др., 1970]. Спорово-пыльцевой комплекс также характерен для байосских отложений [Цатурова, 1972].

Батский ярус

К батским отложениям отнесена сарыдиирменная свита [Савельев, 1963], установленная В.В. Мокринским [1935] по горе Сарыдиирмень на хр. Восточный Каратау. Это серые глины, чередующиеся с песчаниками, с прослоями ракушнякав, с крупными конкрециями и согласно залегающие на базарлинской свите. В нижней части свиты найдены *Parkinsoniae*, что возволяет считать низы свиты верхами байоса. В целом свита охарактеризована пелециподами *Cucullosea* cf. *subdecussata* Goldf., *Protocardia stricklandi* Mor. et Lyc. и др., что дает возможность датировать возраст сарыдиирменной свиты верхами байоса—ранним батом.

На п-ове Тюбкараган к сарыдиирменной свите отнесены песчаники, переслаивающиеся с глинами; мощность свиты до 200 м.

В Тонашинской подзоне — до известной степени условно — по мощности к сарыдиирменной свите отнесена 100-метровая толща чередования глин и песчаников с прослоями ракушнякав, с пропластками углей.

В Каратауской подзоне находится стратотипический разрез свиты. Ее мощность здесь до 125 м. В этой подзоне отложения верхнего байоса—

нижнего бата представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, глин. Их мощность не превышает 100 м.

На востоке Каратау, в районе Каратак, с размывом на отложениях сарьдирменской свиты ложится кафаклинская свита.

Кафаклинская свита была выделена К.К. Машрыковым [1957] и названа по колодцу Кафаклы; стратотип расположен в Туаркыре, у колодца Кафаклы. Свита представлена переслаиванием пестрых глин, алевролитов, песчаников, углей, туффигов. Ее мощность в каратауской подзоне 45 м. Возраст устанавливается по пелециподам и флоре как поздний бат—низы раннего келловея. Эта свита распространена на востоке Горного Мангышлака, в Огюзской антиклинали.

Граница отложений бата с байосом на Южном Мангышлаке проводится по поверхности перерыва. Обращает на себя внимание то обстоятельство, что выше поверхности перерыва резко увеличивается содержание макро- и микроорганических остатков в отличие от нижележащих слоев.

На Беке-Башкудукском валу отложения бата представлены толщей переслаивания крупных пачек глин, песчаников и тонкого переслаивания глин и песчаников с прослоями углей (площадь Южный Карасязь-Таспас). В южном и восточном направлениях на площадях Жалганой и Сокко разрез более опесчаненный. На площадях Шалабай, Сенек основную часть разреза составляют песчаники. Мощность колеблется от 154 м (площадь Дунга) до 83 м (площадь Сокко).

В Сегендыкском прогибе это толща песчаников с прослоями глин, алевролитов с пропластками углей, мощность до 100 м.

На Жетыбай-Узеньской ступени на площади Жетыбай прослеживается то же чередование пород, что и в Южном Карасязь-Таспасе. В верхней части разреза резко преобладают глины с линзовидными включениями углей. Некоторое опесчанивание разреза отмечается на площадях Теньга и Узень. Мощность нижнего бата в этом регионе не превышает 120 м.

На Песчаномысском блоке нижний бат представлен песчаниками с прослоями углей. Отмечается преимущественное развитие песчаников в низах разреза; в верхней половине развиты в основном глины.

В Карагининской впадине, как указывалось выше, встречена единая толща пород верхнего байоса—нижнего бата.

Возраст описанных отложений — ранний бат — устанавливается по фауне фораминифер и спорово-пыльцевым комплексам. В кернах многих скважин площадей Жага, Мыс Песчаный, Жалганой, Жетыбай, Узень, Кариман и ряда других наблюдались *Ammodiscus baticus* Dain, Am. sp., *Litotubula* sp., *Narphragmoides* ex gr. *planus* Ant. и некоторые другие, характерные для раннебатского времени [Алиев, Гофман, 1972].

Наряду с фораминиферами были определены многочисленные спорово-пыльцевые комплексы [Алиев и др., 1971], характерные для батских отложений и включающие споры *Coniopteris* sp. и *Leiotriletes gradatus* (Mal.) Bolch., споры рода *Trichomanes* sp., *Alasophila* sp., *Osmunda* sp. Постоянно, но в небольшом количестве в комплексах присутствуют споры *Lycopodiumsporites serniidites* (Ross.) Det. et Sprum., *Selaginella* ex gr. *rotundiformis* K.-M., *Ophioglossum* sp.; споры сем. *Gleicheniaceae* составляют 1—6%. Пыльца голосеменных — это пыльца хвойных: *Pinaceae*

(2–4%), Podocarpaceae (0,5–2%), Cupressaceae—Taxodiaceae (2–8%). Пыльца *Classopollis* sp. составляет 4–9%.

Отложения среднего и верхнего бата, исключая кафаклинскую свиту, на территории Мангышлака отсутствуют.

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения выходят на дневную поверхность в Горном Мангышлаке, на склонах Восточного Каратау, в разрезах Огюзской и Караманской антиклиналей. Выделяются келловейский и оксфордский ярусы. В Южном Мангышлаке разрез верхней юры более полный, здесь появляются отложения кимериджского яруса. Сокращенный разрез верхней юры отмечается на площади Узень, где разрез завершается нижним оксфордом.

Отсутствие образований среднего—верхнего бата на большей территории Мангышлака, неповсеместное распространение нижнего келловея (отсутствует в Песчаномысском блоке) позволяют предположить существование длительного перерыва в осадконакоплении на границе средней и верхней юры.

Келловейский ярус

Отложения келловея на исследуемой территории представлены двумя толщами различного литологического состава. По возрастному диапазону их можно отнести к нижнему (?)—среднему и верхнему келловею.

Верхнеюрские отложения отсутствуют почти на всей территории Тюб-караганской подзоны. Их присутствие отмечается в виде 100-метровой толщи на площади Караташ [Объяснительная записка..., 1970].

В Каратауском регионе верхнеюрские образования сохранились только в Восточном Каратау и на северо-востоке Огюзской антиклинали.

С размывом на сарыдиирменской свите лежат глины, известковистые песчаники мощностью до 15 м. В глинах наблюдается обильная фауна аммонитов зон *Macrocephalites macrocephalus* и *Sigaloceras callowiensis* (нижний келловей).

К среднему келловею отнесены песчанистые известняки и известковистые песчаники (до 3 м). В песчаниках встречены виды-индексы зон *Egumnoceras согonatum* и *Kosmoceras jason* (средний келловей) и виды, присущие этим зонам.

В Тонашинской подзоне на среднеюрские отложения ложатся породы нижнего мела.

В Караманской антиклинали к верхней юре относится толща глин с прослоями известковистых песчаников, с линзами ракушняков с *Kerplerites* sp. и *Perisphinctidae* мощностью до 27 м, которая с размывом лежит на кафаклинской свите. Присутствие указанных аммонитов позволяет считать описанную толщу верхнеюрской.

На Хоскудукской площади вскрыта толща пород, отнесенная нами к келловею—нижнему оксфорду. Нижний келловей здесь, по-видимому, отсутствует, так как почти в подошве вскрытой толщи встречены средне-келловейские фораминиферы. К среднему келловею, до известной степени условно (так как имеется одно только местонахождение фораминифер),

отнесена толща песчаников, чередующихся с глинами (39 м), где встречены *Lenticulina* aff. *pseudocrassa* Mjatl., характерные для среднего келловея.

Келловейские отложения повсеместно вскрыты скважинами в Южно-Мангышлакском прогибе.

На Беке-Башкудукском валу нижний келловей представлен переслаиванием глин и песчаников, содержащих *Cadoceras* (?) sp. indet. и пелециподы *Aquepecten* aff. *subinaequicostatus* Kas. и другие, указывающие на нижний келловей. Средний келловей сложен зеленовато-серыми глинами с двумя прослоями известняка; в основании лежит пласт песчаника. Возраст устанавливается находками аммонитов *Kosmoceras* cf. *jason* Rein., *Perisphinctes* cf. *mutatus* (Trautsch.).

На площади Кариман в Сегендыкском прогибе нижний келловей представлен переслаиванием известковистых и сильно опесчаненных глин (до 41 м). Отложения выделяются по положению в разрезе. К среднему келловю отнесена толща переслаивания глин, известняков и мергелей (до 49 м). Возраст устанавливается по фораминиферам *Lenticulina* cf. *cultriformis* Mjatl., *L. uhligi* Mjatl. и др.

На Жетыбай-Узеньской структурной ступени повсеместно к нижнему келловю относятся глины, переслаивающиеся с песчаниками (40 м). Возраст устанавливается главным образом по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами других районов, так как найденные в толще пелециподы плохо определены. Средний келловей в западных районах (площади Жетыбай, Восточный Жетыбай) представлен песчаниками с подчиненными прослоями глин. В восточном направлении происходит выклинивание большинства песчаных прослоев и замещение их глинами; появляются редкие прослои известняков. На площади Жетыбай мощность отложений среднего келловея не превышает 35 м, на площади Узень — 40 м. Возраст пород в этом регионе устанавливается по фораминиферам среднекелловейского облика: *Lenticulina pseudocrassa* Mjatl., *L. cultriformis* Mjatl., *L. decipiens* Wisn. и др.

На Кокумбайской структурной ступени в скв. 1 Кокумбайской площади к нижнему келловю по сопоставлению относится переслаивание глин и песчаников, аналогичное разрезу на площади Жетыбай. К среднему келловю отнесена толща глин.

На Песчаномыском блоке нижнекелловейские отложения отсутствуют на площади Мыс Песчаный, так как на отложения средней юры ложатся породы среднего келловея. Средний келловей представлен глинами с прослоями песчаников, в верхней части — известняков (30 м). К северу на Жагинской площади образования нижнего и среднего келловея представлены толщей песчано-алеврито-глинистых пород. В отличие от одно-возрастных осадков Песчаномыского блока в этой толще несколько больше развиты алевритовые породы. В верхней части присутствуют многочисленные песчаники с прослоями глин. Мощность средне-нижнекелловейских осадков на Жагинской площади определяется в 65 м.

В Карагинской седловине отложения келловея фаунистически не охарактеризованы; их выделяют по сопоставлению с другими площадями в полном объеме. Келловейская толща здесь представлена карбонатными породами, глинистыми известняками и известковистыми глинами. Мощ-

ность келловея 70 м. Однако вопрос о келлоеве в Карагинской седловине на данном этапе не может считаться окончательно решенным.

В Жазгурлинской депрессии на площади Курганбай нижняя часть келловея представлена 127-метровой толщей глин с прослоями глинистых песчаников и алевролитов. К среднему келлоеву отнесена 42-метровая толща опесчаненных глин, вверх по разрезу переходящих в песчаники. Граница между средним и верхним келлоевом проводится по изменению фауны фораминифер.

В Огюзской антиклинали верхний келловей представлен мергельными, опесчаненными глинами, песками с прослоями мергелей. Мощность толщи до 12 м. В породах встречены аммониты: виды-индексы зон *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti* и ряд других, устанавливающих позднекелловейский возраст пород.

На Хоскудуке к верхнему келлоеву отнесены глины, алевролиты, изредка прослой песчаников, общей мощностью 85 м, содержащие комплекс верхнекелловейских фораминифер: *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. ex gr. catascopium* Mitjan. и др.

Для отложений верхнего келловея Южно-Мангышлакского прогиба характерно преобладание зеленовато-серых карбонатных глин, которые наблюдаются в различных соотношениях с мергелями, известняками и, редко, с песчаниками.

На Беке-Башкудукском валу верхний келловей представлен глинами с прослоями мергелей и известняков. Возраст определяется аммонитами *Peltoceras athleta* Phill., *Quenstedtoceras lamberti* Sow. и др. (площадь Карамоната), а также многочисленными фораминиферами позднекелловейского облика: *Lenticulina tumida* Mjatl., *L. uhligi* Mjatl., *L. polonica* Wisn. и др. (площади Сенек, Шалобай, Карамоната).

В Сегендыкском прогибе отложения верхнего келловея образованы довольно равномерным чередованием глин и мергелей мощностью до 35 м. Возраст обосновывается находками фораминифер *Ammodiscus tenuissimus* (Gümb.), *Lenticulina polonica* Wisn., *L. uhligi* Mjatl., *L. tumida* и др.

На Жетыбай-Узеньской ступени в западных районах (площадь Жетыбай) верхнекелловейские отложения мощностью до 30 м представлены толщей известковистых глин с прослоями мергелей, известняков. В восточном направлении известняки частично выклиниваются, уменьшаются по мощности, появляются тонкие прослой песчаников (Узень). Мощность уменьшается до 20 м. Возраст устанавливается по фораминиферам (площади Жетыбай, Узень, Тасбулат и Карамандыбас): *Saracenaria multicamerata* Kuzn., *Discorbis tjeplovkaensis* Dain, *Lenticulina tumida* Mjatl.

К верхнему келлоеву на Кокумбайской ступени условно, по сопоставлению, отнесена толща зеленовато-серых глин с редкими прослоями песчаников и известняков. Суммарная мощность келловея 170 м.

Отложения позднекелловейского возраста, которые мы выделяем на Песчаномысском блоке по положению в разрезе и по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами, представлены толщей преимущественного развития глин с прослоями песчаников, чаще глинистых. Мощность этой толщи на площади Мыс Песчаный около 50 м.

К северу, на Жагинской площади, осадки верхнего келловея представ-

лены толщей переслаивания глин, алевролитов (редко) и известняков. В верхней части развиты глинистые известняки и мергели. Мощность осадков верхнего келловея на Жагинской площади равна 40 м. По сравнению с Песчаномысской площадью происходит уменьшение глинистых прослоев, увеличивается количество известняков.

В Карагинской седловине осадки верхнего келловея выделить не удалось, так как в скв. 1 и 3 фауна не была встречена. Келловейские осадки были описаны выше.

В Жазгурлинской депрессии на площади Курганбай верхний келловей сложен преимущественно глинами с подчиненными прослоями песчаников; датируется условно. Мощность толщи до 60 м.

Оксфордский ярус

Отложения оксфорда с размывом ложатся на образования нижнего келловея.

На Горном Мангышлаке разрез нижнего оксфорда начинается с прослоя ожелезненных фосфоритов и стяжений, перекрывающихся глинами, а выше — слабо сцементированными песчаниками. Мощность пород не превышает 10 м. Образования датируются аммонитами зон *Quenstedtoceras mariae* и *Cardioceras cordatum* (нижний оксфорд).

Верхний оксфорд сложен серо-зелеными глинами с прослоями мергелей и фосфоритов. Мощность пород до 6 м. В отложениях встречены аммониты *Perisphinctes cf. bernensis* Lor., *Amoeboceras bauhini* Opp., позволяющие датировать отложения поздним оксфордом. Там же были встречены фораминиферы (определения Е.В. Мятлюк).

В Хоскудуке оксфордские отложения представлены глинами с прослоями известняков мощностью до 155 м. В породах встречены неопределимые фораминиферы.

В Южно-Мангышлакском прогибе почти повсеместно развиты нижнеоксфордские отложения. Верхний оксфорд (в старом понимании) отсутствует на ряде площадей.

На Беке-Башкудукском валу нижнеоксфордские отложения сложены зеленовато-серыми карбонатными глинами с подчиненными прослоями пелитоморфных известняков. Мощность нижнего оксфорда достигает 50 м. Возраст устанавливается по аммонитам *Cardioceras cordatum* Sow., *C. suessiformis* Spath., *Perisphinctes cf. sinzowi* Nik. et Pozhd. (Карамоната) и многочисленным фораминиферам. В ряде скважин площадей Карамоната, Шалобай удалось провести зональное расчленение по фораминиферам [Гофман, 1979]. Верхний оксфорд представлен аналогичными глинами с прослоями мергелей, известняков, карбонатных песчаников. Мощность достигает 140 м. На площади Сенек отложения верхнего оксфорда отсутствуют. Возраст устанавливается по *Amoeboceras cf. alternans* (Buch.), *Aucella bronni* (Rouil) и обильным комплексам фораминифер. В верхнем оксфорде в ряде скважин были установлены три фораминиферовые зоны [Гофман, 1979].

На площади Кариман оксфордские отложения имеют двучленное строение. Отсутствие палеонтологических данных (фораминиферы были встречены только в низах разреза) сильно затрудняет расчленение этих обра-

зований. По сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами удалось выделить две толщи. Нижняя, соответствующая раннему оксфорду, представлена переслаиванием известняков, мергелей с редкими прослоями глин. Мощность ее до 50 м. Были найдены *Lenticulina harpa* Reuss, *Ophthalmidium saggitum* Вук. и др. [Гофман и др., 1969]. Верхнюю толщу (позднеоксфордского времени) слагают зеленовато-серые глины с прослоями мергелей мощностью до 136 м.

На Жетыбай-Узеньской ступени прослеживаются те же отложения. На Жетыбае оксфордские осадки представлены толщей карбонатных пород. Нижний оксфорд сложен плотными известковистыми глинами с прослоями глинистых известняков. Верхняя часть (верхний оксфорд) — плотные мергели, очень уплотненные известковистые глины с прослоями известняков, иногда доломитизированных или окремнелых. Возраст устанавливается по фораминиферам. Выделено два комплекса соответственно ранне- и позднеоксфордского времени.

На восток, к площади Узень, прослеживаются те же отложения. На площадях Тасбулат, Карамандыбас, Тенга преимущественно развиты глины с прослоями известняков и мергелей в различных сочетаниях.

На Узени оксфордские отложения представлены толщей известковистых глин с редкими прослоями глинистых известняков; в верхней части преобладают известняки. На восток происходит замещение глин известняками, часто глинистыми. Так, в скв. 13 вся толща оксфорда представлена известняками. Мощность оксфорда на площади Узень до 110 м. Здесь по фауне фораминифер, встреченных по всему разрезу, хорошо обосновывается возраст раннего оксфорда. В верхах толщи оксфорда, почти у кровли юрских отложений, были найдены *Ophthalmidium marginatum* (Вук.), *Lenticulina ex gr. collignoni* Espit. et Sigal. и другие, указывающие на низы верхнего оксфорда. Таким образом, по-видимому, на Узени отложения верхнего оксфорда представлены только его самыми нижними горизонтами.

В пределах Кокумбайской ступени оксфорд вскрыт в скв. 1. Нижняя часть оксфорда сложена зеленовато-серыми глинами с подчиненными прослоями мергелей мощностью до 60 м. Выше залегает мощная толща глин, чередующихся с пластами мергелей и известняков. Мощность верхнего подъяруса до 78 м.

Возраст нижней толщи датируется ранним оксфордом по фораминиферам (определения А.Я. Азбель) *Ophthalmidium saggitum* Вук., *Quinqueloculina frumentum* Asb., *Lenticulina ex gr. compressaeformis* (Paalz.), *Hoeglundina ex gr. porcellana* (Brückm.) и др. Позднеоксфордский возраст определяется по положению в разрезе и сопоставлению с другими районами.

На Песчаномысском блоке отложения оксфордского яруса на площади Мыс Песчаный представлены толщей чередования сильноизвестковистых глин, мергелей. В нижней части толщи наблюдается прослой известковистого песчаника. Чередование глинистых и известковистых прослоев довольно ритмичное; преобладают глины. Мощность толщи до 215 м.

На Жагинской площади в скв. 2 оксфордские осадки представлены карбонатными породами. Нижняя половина разреза сложена глинами, глинистыми песчаниками, алеволитами, мергелями при некотором пре-

обладании глин. В верхней части разреза наиболее развиты известковистые глины с прослоями алевролитов. Мощность оксфорда 120 м.

Возраст отложений устанавливается по находкам фораминифер в низах толщи: *Hoeglundina stelligeraeformis* (Mjatl.), *Lenticulina mangyschlakensis* Mjatl., *Ophthalmidium dilatatum* Paalz. Этот комплекс характерен для низов оксфорда. Выше были найдены фораминиферы, указывающие на позднеоксфордский возраст: *Globigerina oxfordiana* Grig., *Lenticulina russiensis* Mjatl., *L. lithuanica* (Brück.), *L. complata* (Schw.) и др.

На Карагинской седловине оксфордские осадки выделяются по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными разрезами. Они представлены чередованием глин, мергелей и известняков. В толще преимущественно развиты глины, обычно сильноизвестковистые. Увеличение известняков наблюдается в верхней части толщи. Известняки чаще глинистые. Мощность оксфордских отложений в Карагинской седловине в скв. 1 достигает 200 м. В низах толщи встречены раннеоксфордские фораминиферы.

В Жазгурлинской депрессии, в центральной части Южного Мангышлака, отложения оксфордского яруса выделяются по сопоставлению со скважинами Жетыбай-Узеньской ступени (площади Жетыбай, Тенга). К нижнему оксфорду относится толща зеленовато-серых глин с прослоями мергелей. Верхний оксфорд сложен глинами с большим количеством прослоев мергелей, известняков. Суммарная мощность оксфорда 175 м.

Кимериджский ярус

Отложения кимериджа на Горном Мангышлаке отсутствуют. Кимериджские образования выделяются по сопоставлению с фаунистически обоснованными разрезами (в частности, по скв. 2 Карамоната, 2 Беке-Баубет), частично на основании фауны.

На Беке-Башкудукском валу кимериджские отложения известны на площадях Карамоната, Южный Карасязь-Гаспас, Дунга. В основании разреза кимериджа на Карамонате залегает пласт серого известковистого алевролита. Выше лежат известняки серые, пелитоморфные, с прослоями серых мергелей и зеленовато-серых глин. Мощность до 117 м. Возраст определяется *Exogyra virgula* Goldf. [Бененсон и др., 1970]. Верхний кимеридж отсутствует.

В Сегендыкском прогибе наблюдаются аналогичные отложения мощностью до 100 м.

На Жетыбай-Узеньской структурной ступени, на Жетыбайской площади кимериджские отложения начинаются пачкой алевролитов, аналогичной той, которую мы встречали на Карамонатинской площади, где мощность порой колеблется от 5 м в скв. 10 до 20 м в скв. 112. Выше идет толща афанитовых известняков и мергелей. По всему разрезу наблюдаются доломитизация и окремнение. Изредка на разных уровнях встречаются прослойки сильноизвестковистых глин. Мощность кимериджских отложений на Жетыбае достигает 100 м. На Жетыбайской площади А.А. Савельевым были определены кимериджские *Exogyra* sp., *Astarte trecubiasensis* Zas. и др., Б.Г. Пирятинским — *Ostrea dubiensis* Contr.

На Карамандыбасе (западная часть Узеньской площади) разрез имеет

аналогичный характер, но увеличивается количество прослоев алевролита. Там были встречены *Lenticulina hyalina* Mjatl., *L. klahni* Mjatl., *L. bicchovata* Mjatl. От предмелового размыва сохранилось 50 м отложений кимериджа. В центральной и восточной частях площади Узень на низы верхнего оксфорда ложатся породы нижнего мела. В юго-восточном направлении (площадь Тенга) в породах кимериджа отмечается увеличение терригенного материала.

На Кокумбайской структурной ступени разрез кимериджа достигает 150 м и по составу близок к жетыбайскому.

На Песчаномысской площади отложения кимериджа представлены серией карбонатных пород, главным образом известняков, с небольшими прослоями известковистых глин. По сравнению с оксфордом в кимериджское время преимущественно отлагались известняки. Мощность кимериджских отложений 115 м.

На Жагинской площади осадки кимериджского возраста несколько отличаются от того, что мы видим на Мысе Песчаном. Карбонатные породы на Жагинской площади развиты меньше, преобладает терригенный материал. Начинается толща пачкой алевролита мощностью 11 м (скв. 2). Выше идет переслаивание глинистых известняков, глин, иногда известковистых; изредка наблюдаются прослой известковистого песчаника. Мощность кимериджской толщи в скв. 2 составляет 136 м.

В районе Карагинской седловины кимериджские осадки представлены известняками, часто глинистыми, с прослоями глин и алевролитов. Глинистые прослой редки. Глины сильноизвестковистые. Мощность кимериджа в скв. 1 Карагинской седловины достигает 130 м.

В Жазгурлинской депрессии наблюдается увеличение мощности кимериджских образований. Они представлены мощной толщей глин, известняков и мергелей.

Отложения кимериджа повсеместно перекрываются породами нижнего мела.

На наш взгляд, образования волжского времени на Мангышлаке отсутствуют. С.К. Чекобаев и др. [1967] считают, что на Жетыбай-Узеньской структурной ступени, в Карагие, Песчаномысском блоке толща органогенно-обломочных известняков с прослоями песчаников и доломитов относится к волжскому ярусу. Однако литологический состав этих образований такой же, как и валанжинских. Песчаники по минералогическому составу ничем не отличаются от песчаников валанжина. Известняки состоят из обломков раковин брахиопод, гастропод, спикул губок и др., что является полной аналогией состава валанжинских известняков. Все это дает нам возможность считать, что волжские образования на Мангышлаке отсутствуют.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДА СРЕДНЕЙ АЗИИ

Юрские отложения широко распространены в пределах запада Средней Азии. Они участвуют в строении горных сооружений на сравнительно ограниченных площадях окраинных частей Туркмении и на западе Узбекистана: это Туаркыр, Кубадаг и Большой Балхан, Копетдаг, юго-западные отроги Гиссара. На большей части площади породы юры скрыты

под мощным чехлом более молодых осадочных образований в пределах Каракумов и Кызылкумов, и судить об их особенностях мы можем лишь на основании буровых данных. При этом они участвуют в строении областей различного тектонического режима: геосинклинальной (Туркмено-Хоросанской), орогенной (юго-западные отроги Гиссара) и в платформенном чехле (Туранская плита).

Юрская система представлена всеми тремя отделами, распространение которых на площади в целом существенно различно, при этом наиболее распространены средний и верхний отделы. В фациальном отношении они также весьма разнообразны. В самом первом приближении здесь можно различать (снизу вверх по разрезу): терригенные, часто угленосные образования (нижняя юра и низы средней юры); морские, преимущественно терригенные (верхняя часть средней и низы верхней юры); морские, в основном карбонатные (келловой и оксфорд), и лагунно-континентальные терригенные и эвапоритовые породы верхней части юры (от верхов оксфорда до титона включительно).

Различия по площади обуславливают необходимость выделения на описываемой территории нескольких типов разрезов, которые различаются спецификой состава и генезиса слагающих толщ, их последовательностью и взаимоотношениями, полнотой разреза и т.д.

Стратиграфические исследования юрских отложений западных районов Средней Азии имеют довольно длительную историю и развивались в целом в двух направлениях: 1) в выделении в отдельных районах подразделений того или иного ранга общей шкалы и 2) в выделении подразделений местной и региональной стратиграфических шкал. Разделить исследования на самостоятельные этапы по преобладанию того или иного направления в расчленении юры не представляется возможным, так как происходило постоянное чередование в пользу то одного направления, то другого. Большое количество работ, посвященных отдельным районам территории, а также отдельным вопросам и интервалам юрской системы, появилось в 60-е и 70-е годы [Амманиязов, 1964, 1971 и др.; Безносков, Кутузова, 1972; Курбатов, 1971; Прозоровская, 1972]. При общей хорошей изученности стратиграфии юрских отложений запада Средней Азии нельзя не отметить значительной неравномерности в этом плане. Более детально исследованы породы юры, обнажающиеся на поверхности и особенно в интервалах разрезов, сложенных нормально-морскими образованиями. Несколько хуже разработана стратиграфия континентальной юры и тех частей разрезов, которые представлены лагунными породами. Наиболее слабо разработано расчленение юрских отложений, не выходящих на поверхность и известных только по материалам бурения.

В результате анализа многочисленных публикаций приходится признать, что для отложений, столь различных по генезису и истории развития, по полноте разрезов, литологическому составу и мощности, по характеру органических остатков и степени охарактеризованности ими тех или иных разрезов или их отдельных интервалов, подразделения ОСШ далеко не всегда могут служить унифицированными подразделениями как для территории в целом, так и для ее отдельных районов. Далеко не всегда удастся уверенно определять границы ярусов или их частей,

а иногда и отделов юры. Чаще всего эти границы проходят внутри более или менее однородных литологических толщ. В связи со сказанным нам представляется, что основной стратиграфической единицей в юре рассматриваемого региона является свита. В первую очередь, конечно, это относится к континентальным и лагунным отложениям, столь широко распространенным на западе Средней Азии. И лишь для средней, преимущественно нормально-морской части юры (отчасти байос, бат, келловей, оксфорд) удастся выделять биостратиграфические подразделения с точностью до подзоны.

В связи с большой изменчивостью юрских отложений по разрезу и по площади, выраженной в специфике состава и генезиса, в их последовательности и взаимоотношениях, в их мощности и характеристике залегания, в полноте разреза, в специфике комплексов органических остатков, рассмотрение юры проводится по территориям, которые обладают общими закономерностями, присущими разрезам, т.е. по отдельным типам разреза. В целом для юрских отложений здесь характерно несколько типов разрезов, приуроченных к различным структурно-фациальным зонам, ориентированным большей частью субширотно. Основные различия в строении разрезов юры обусловлены особенностями тектонического режима, в котором происходило их образование. Соответственно этим условиям можно выделить типы разрезов: геосинклинальный — Большебалханско-Копетдагский, переходный — Кубадаг-Гиссарский (начал формироваться со средней юры?) и платформенный — Туаркырско-Центрально-Каракумский и Северо-Туркменский. Типы подразделяются на подтипы со своими специфическими особенностями.

БОЛЬШЕБАЛХАНСКО-КОПЕТДАГСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Этот тип разреза приурочен территориально соответственно к Западной и Южной Туркмении и характеризуется развитием пород преимущественно морского генезиса. Площадь распространения этого типа разреза представляла в юрское время, скорее всего, краевую часть Средиземноморской геосинклинальной области. Разрез юры, наиболее полно представленный на Большом Балхане, характеризуется чередованием следующих толщ (снизу вверх): сланцевой (верхний байос), песчано-глинистой (бат—средний келловей), карбонатной (средний келловей—титон), верхняя часть которой (верхний оксфорд—титон) по направлению к северо-западу замещается эвалорито-конгломератовыми породами. К средней части батского яруса приурочено четко выраженное структурное несогласие [Безносов, Кутузова, 1972]. В остальных частях разреза перерывы развиты локально и на разных стратиграфических уровнях.

Ближний разрез развит в Копетдаге, однако наши сведения о нем ограничиваются выходами только верхней части юры — от оксфорда до титона включительно; эта часть в общем аналогична Большому Балхану. Однако если на Большом Балхане юра завершает геосинклинальный разрез и платформенный мел залегает выше структурно несогласно (подошва платформенных образований проходит внутри берриасского яруса), то в Копетдаге геосинклинальный режим продолжался и позднее, в меловом периоде. Каждому из двух охарактеризованных выше разрезов присущи

свои специфические особенности; переходные разрезы, которые могли бы служить связующими для них, нам неизвестны. В связи с этим представляется более удобным выделить здесь два подтипа разрезов — Большебалханский и Копетдагский.

Большебалханский подтип

Этот подтип разреза развит в мегаантиклинали Большого Балхана и представлен отложениями среднего и позднеюрского возраста. Терригенная толща средней юры слагает свод Большебалханской антиклинали, а преимущественно карбонатная толща верхней юры — ее крылья. В пределах Большебалханской структуры юрские отложения отчетливо подразделяются на различные по составу толщи, а устанавливаемые границы подразделений общей шкалы попадают внутрь этих литологически однородных толщ [Баранова, 1961; Прозоровская, 1972; Аманниязов, 1971; Объяснительная записка..., 1970; Безносков, Кутузова, 1972; Верба и др., 1976; Решения..., 1977].

Средняя юра

Наиболее древними юрскими отложениями являются черные аргиллиты ядра Большебалханской антиклинали и аналогичные породы, вскрытые скважиной в осевой части структуры. Вначале их относили к верхнему аалену—нижнему байосу, по более поздним данным, — к нижнему, а затем к верхнему байосу.

Байосский ярус

Чалойская свита выделена Н.В. Безносовым и названа по колодцу Чалой (горы Большой Балхан).

Копчугайская свита выделена И.И. Никшичем, В.Н. Огневым [1928] и названа по колодцу Копчугай (хребет Большой Балхан).

Ташарватская свита выделена И.И. Никшичем и В.Н. Огневым [1928] по роднику Ташарват (хребет Большой Балхан).

Верхнебайосские отложения слагают ядро Большебалханской антиклинали. Снизу вверх они представлены мощной толщей черных аргиллитов с прослоями конгломератов и песчаников (чалойская свита; с учетом данных по Карачагильской скважине мощность ее достигает 2200 м?), затем песчаниковой толщей с прослоями аргиллитов, гравелитов и линзами конгломератов (копчугайская свита, 50—100 м) и завершаются снова аргиллитовой толщей с прослоями песчаников (ташарватская свита, 150—300 м).

Во всем этом интервале разреза на различных уровнях встречены аммониты, позволяющие судить о присутствии здесь всех трех стандартных зон верхнего байоса. Однако указать с достаточной определенностью границы между зонами пока не представляется возможным, поэтому выделение их носит несколько условный характер [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977].

О присутствии нижней зоны верхнего байоса (зоны *Strenoceras subfurcatum*) позволяют говорить находки в низах верхнего байоса, обнажающихся в ядре Большого Балхана (чалойская свита), представителей вида-индекса этой зоны, а также *Calliphylloceras disputabile* Zitt..

Holcophylloceras zignodianum Orb., *Partchiceras abichi* Uhl., *P. haloricum* Hauer, *Oppelia* ex gr. *subradiata* Sow., характерных для зоны. В средней части свиты установлен комплекс аммонитов, также характерных для зоны *Strenoceras subfurcatum*, где наряду с названными аммонитами присутствуют *Leptosphinctes asinus* Zatlw., *Sphaeroceras* ex gr. *brongniarti* Sow.. О присутствии средней зоны (зоны *Garantiana garantiana*) свидетельствуют находки в верхней части чалойской свиты *Garantiana* (G.) sp., *Leptosphinctes* spp., *Cleistosphinctes* spp., *Oppelia* ex gr. *subradiata* Sow.

Верхняя зона верхнего байоса (зона *Parkinsonia parkinsoni*) устанавливается на основании многочисленных находок на различных уровнях копчугайской и ташарватской свит вида-индекса, а также *P. garecostata* Buckm., *P. depressa* Quenst., *P. planulata* Quenst., *Partschiceras belinskyi* Bezn., *P. balkhanensis* Khud. и др.

Батский ярус

Батский ярус залегает согласно на байосском и отличается от него по составу резким преобладанием песчаников, незначительным развитием аргиллитов, алевролитов, глин, редким присутствием углей. Батский ярус распространен на обоих крыльях антиклинали, однако не повсеместно и в разном объеме, так как средняя часть бата залегает с перерывом на подстилающих отложениях, сохранившихся от последующего размыва лишь в синклинальных участках. Впервые на этот перерыв указал П.А. Шехтман, затем Н.В. Безносков [Объяснительная записка... , 1970; Безносков и др., 1975].

Нижнебатские отложения в нижней, большей своей части представлены преимущественно песчаниками (нижнемеуламская подсвита, до 1000 м), сменяющимися вверх по разрезу черными аргиллитами с прослоями песчаников (верхнемеуламская подсвита, до 300 м), затем песчаниками с прослоями аргиллитов (сеутлинская свита, до 320 м).

Весь этот интервал разреза по находкам фауны относится к местной зоне *Parkinsonia* (*Oraniceras*) *württembergica*. На основании того, что данный вид-индекс распространен значительно шире, чем *Zigzagiceras zigzag* Prb., который известен только в Англии и Франции, и лишь единичные его находки встречены в ФРГ, ему должно быть отдано предпочтение при решении вопроса о нижней зоне батского яруса.

Меуламская свита выделена И.И. Никшичем и В.Н. Огневым [1928] по колодцу Меулам (хребет Большой Балхан). В этой свите выделяются три уровня с аммоноидеями. Первый — в нижней части нижнемеуламской подсвиты — с *Parkinsonia* (*Gonolkites*) *valida* Wetz., *P.* (G.) ex gr. *ferruginea* Orb., *P.* (*Oraniceras*) *gyrumblicum* Quenst., который может рассматриваться в составе местной подзоны *P. valida*. Второй — в средней и верхней частях этой подсвиты — с *P.* (O.) ex gr. *württembergica* Opp., *Oecotraustes* ex gr. *fascus* Quenst. и др., что позволяет наметить местную подзону *P. württembergica*. И наконец, третий уровень приурочен к верхнемеуламской подсвите — с *Siemiradzkaia aurigera* Opp., *Morphoceras* spp., *Ebrayceras* sp. и др.; этот уровень намечает верхнюю подзону *S. aurigera*.

Условно, по положению в разрезе между достоверным нижним и средним батом и по комплексу двустворок, общему с нижнебатскими отложениями, сюда же (к нижнему и, возможно, к низам среднего бата) относится и залегающая над меуламской сеутлинская свита.

Сеутлинская свита установлена Н.В. Безносовым и названа по колодцу Сеутли (хребет Большой Балхан). На сеутлинской свите залегает сложно построенная толща, имеющая изменчивую мощность и неоднородное соотношение с подстилающими породами (кошаджильбинская свита). Она образована переслаиванием песчаников, песчаных известняков, мергелей и алевролитов с линзовидными прослоями известняковых конгломератов, а внизу — глин с шамозитовыми конкрециями и железистыми оолитами.

Кошаджильбинская свита описана Н.В. Безносовым [1975] и названа по горе Кошаджильба (хребет Большой Балхан). Эта свита залегает с видимым согласием на сеутлинской свите в юго-западной части мегантиклинали или с разрывом и угловым несогласием на различных уровнях сеутлинской и меуламской свит на северо-востоке. Мощность свиты резко изменчива: от 2,5 до 200–250 м. Кошаджильбинская свита представляет собой толщу, в которой отчетливо проявляются мелкие резкие складки конседиментационной природы. По простиранию существенно меняются состав и мощность слагающих ее пород: в синклиналиях мощность увеличивается и разрез свиты более или менее непрерывен, в антиклиналиях она резко уменьшается за счет многочисленных перерывов в средней части стратона; иногда известняки самых верхов свиты располагаются непосредственно на слое с шамозитовыми конкрециями. В то же время общая мощность свиты постепенно увеличивается к западу. В основании кошаджильбинской свиты встречен богатый комплекс аммонитов: *Tulites* sp., *Partchiceras subobtusum* Kud., *Oecotraustes nodiger* Buckm., *O. formosus* Ark., *Morrissiceras sphaera* Buckm., *Siemiradzka* spp., свидетельствующий о среднебатском возрасте вмещающих отложений. Палеонтологических данных о присутствии верхнего подъяруса пока нет, но к нему, скорее всего, должна относиться средняя часть кошаджильбинской свиты.

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения обнажаются в центральной части южного крыла Большебалханской мегантиклинали и в синклиналиях участках северного крыла — Борджоклы, Карайман, Геркез, Огланглы, Кяриз. Они представлены преимущественно морскими терригенными и карбонатными образованиями и лишь в верхней своей части содержат эвапоритовые породы лагунного происхождения. Установлено присутствие всех ярусов верхнего отдела юрской системы.

Келловейский ярус

Джебелатинскую свиту установил Ю.Л. Верба и др. [1976]. Она названа по источнику Джебелата (хребет Большой Балхан). Стратотип расположен в ущелье Урумийджан.

Гузвашская свита описана Ю.Л. Вербой и др. [1976] по колодцу Гузваш (хр. Большой Балхан). Стратотип находится в ущелье Урумилджан.

Урумилджанская свита установлена теми же авторами, что и подстилающая. Названа по ущелью Урумилджан, где находится стратотип.

Подразделение келловейского яруса на подъярусы сопряжено со значительными трудностями, так как границы подъярусов не приурочены к сколько-нибудь заметным сменам литологического состава и оказываются внутри литологически однородных толщ. Тем не менее исследования последних лет позволяют довольно убедительно выявить объем, а тем самым и границы нижнего и среднего подъярусов, а внутри них — иногда и объемы зон.

Что же касается верхнего подъяруса келловея, а также вышележащих оксфордско-титонских отложений, то провести границы ярусов в этой толще не представляется возможным. В связи с этим наиболее целесообразно для данного интервала дать описание по свитам.

Нижнекелловейский подъярус (верхняя часть кошаджильбинской и нижняя часть джебелатинской свиты) представлен преимущественно терригенными породами. Исключение составляет нижняя часть разреза подъяруса (верхи кошаджильбинской свиты, до 12 м), сложенная плотными известковистыми песчаниками и песчанистыми известняками (местами залегающими на подстилающих отложениях с небольшим размывом), образующими, как правило, бронирующие поверхности, которые отчетливо выделяются в рельефе. Из их подошвы происходит богатый комплекс аммонитов, характерных для нижней части келловея — зоны *Macrocephalites macrocephalus*. Помимо вида-индекса, здесь многочисленны *M. tumidus* Rein., *M. subtumidus* Waag., *M. caucasicus* Djan., *M. uhligi* Lem. и др.

Выше, в зеленовато-серых глинах и алевролитах джебелатинской свиты, залегающей с небольшим размывом на кошаджильбинской, также обнаружен вид-индекс зоны *M. macrocephalus* и сопутствующие ему виды этой зоны. Мощность отложений зоны *M. macrocephalus*, таким образом, составляет приблизительно 60 м. В подошве плотных песчаников и алевролитов, залегающих непосредственно выше переслаивания, содержится вид-индекс следующей зоны — зоны *Sigaloceras calleviensis*, а также *Choffatia* cf. *evexa* Quenst., *Grossouvria evolutans* Khun., *G. cf. mutatus* Frantsch, а в самой кровле этой пачки — *Sigaloceras* cf. *enodatum* Nik. Таким образом, мощность этой зоны 30 м, а мощность нижнего келловея в целом около 90 м.

Среднекелловейский подъярус (верхняя часть джебелатинской, гузвашской свит и нижняя часть урумилджанской свиты) залегаёт согласно на нижнем келловее, граница с которым проходит в литологически однородной толще. Внизу ярус представлен аналогичными алевролитами и глинами, выше — переслаиванием известковистых песчаников с прослоями и линзами органогенно-обломочных песчанистых известняков и гравелигов, завершается он известняками с многочисленными кремневыми включениями; мощность среднекелловейского подъяруса в целом не превышает 260 м.

В самых низах описываемой толщи, непосредственно над раннекелловейскими аммонитами и примерно в 80 м выше, содержится вид-индекс нижней зоны среднего келловея — зоны *Kosmoceras jason*. К.Н. Аманниязов указывает на разнообразный комплекс перисфинктид, происходящий, возможно, из этой зоны. Вероятно, к этой же зоне следует относить и большую часть вышележащей свиты, так как в ее кровле, в глинисто-песчаных известняках с обильными кварцевыми зёрнами содержатся уже представители вида-индекса второй зоны среднего келловея — зоны *Egmoceras coronatum*.

Типично среднекелловейский комплекс содержится и выше, в основании урумилъджанской известняковой свиты [Безносков, Кутузова, 1972; Безносков и др., 1976]: *Kosmoceras* ex gr. *castor* Rein., *Reineckeia* ex gr. *antipodum* Gottsche, R. ex gr. *paljui* Fill., R. (*Kellowaysites*) sp., *Soverbyceras* sp., *Holcophylloceras* sp.

Верхнекелловейский подъярус — титонский ярус

Как уже указывалось, данный интервал разреза представляется более удобным рассматривать по выделенным в нем свитам.

Урумилъджанская свита образована сложным и разнообразным комплексом карбонатных отложений: рифовыми фациями на юге (до ущелья Урумилъджан), склоновыми фациями в северном обрыве хр. Большой Балхан и зарифовыми лагунными образованиями на севере [Безносков и др., 1976]. Мощность свиты в стратотипе (ущелье Урумилъджан) составляет около 300 м, к востоку, северо-востоку и югу она уменьшается до 80 м, а на самом западе структуры — до 60 м (гора Борджоклы).

В подошве свиты содержится среднекелловейский комплекс аммонитов, чем доказывается принадлежность самых ее низов к верхней зоне среднего келловея. Граница среднего и верхнего келловея на Большом Балхане может быть только намечена в интервале между среднекелловейским комплексом и единичными находками (примерно в 40 м выше) верхнекелловейских *Euaspidoceras* sp. Выше, в 95 м от подошвы, К.Н. Аманниязов приводит комплекс раннеоксфордских аммонитов: *Cardioceras cordatum* Sow., *C. cf. rotundatum* Nik., *C. praecorodatum* Douv., а из средней части верхнеурумилъджанской подсвиты происходит комплекс аммонитов [Верба и др., 1976], принадлежащий зоне *Gregogiceras transversarium* среднего оксфорда. Таким образом, возраст урумилъджанской свиты — средний келловей—средний оксфорд (?).

Дагдиримская свита выделена Ю.Л. Вербой и др. [1976] и названа по горе Дагдирим (хр. Большой Балхан). Стратотип расположен к юго-западу от горы Дагдирим. Эта свита иногда со следами перерыва залегает на урумилъджанской и так же, как последняя, образована сложным комплексом карбонатных пород [Безносков и др., 1976]. На юге района она представлена рифовыми отложениями — линзовидными биогермными телами, плитчатыми обломочными известняками, брекчиями, рухляками; ее мощность здесь достигает 350 м. Севернее располагаются фации зарифовой лагуны — строматолитовые, оолитовые, плитчатые, глинистые известняки, брекчии, доломиты; мощность свиты до 135 м. И наконец, на самом западе (Борджоклы) развиты фации прибрежных

изолированных бассейнов — гипсы с прослоями пестроцветных глин, мощностью до 20 м. В основании свиты содержатся верхнеоксфордско-нижнекимериджские двустворки; в осыпи нижней половины свиты обнаружено ядро кимериджского *Ataxioceras* sp., а в самых верхах — титонские кальпионеллы. На основании сказанного свиту следует относить к среднему (?) оксфорду—титону.

Ляммабурунская свита определена К.К. Машрыковым и др. [1965] и названа по горе Ляммабурун (хр. Большой Балхан). Стратотип находится на западном склоне хр. Большой Балхан. Свита имеет ограниченное распространение и развита только в центральной части южного крыла Большебалханской структуры. На юге (район г. Небитдаг) это светлые известняки и доломиты (мощностью до 190 м). Севернее (ущелье Тюзмергенъ) в средней и верхней их частях появляются песчаниковые красноцветные прослои, быстро увеличивающиеся в мощности и постепенно замещающиеся конгломератами. По положению в разрезе и на основании находок гастропод портландского облика, а также комплекса двустворок нижнемелового облика (*Naithea* ex gr. *simplex* Mordv., *Pterotrigonia* cf. *caudata* Ag., *Pholadomya* ex gr. *gigantea* Sow.), собранного из верхов свиты Н.В. Безносковым и В.В. Кутузовой, возраст ляммабурунской свиты определяется как титон—берриас.

Копетдагский подтип

Данный подтип юрского разреза в Горном Копетдаге вскрывается в естественных обнажениях только в центральной части (хребет Келята, район оз. Коу и ущелье Бахча). На остальной территории Копетдага в последние 20 лет они вскрыты многочисленными гидрогеологическими скважинами. В целом Копетдагский подтип юрского разреза характеризуется максимальными мощностями отложений, почти абсолютным преобладанием карбонатных пород морского генезиса и отсутствием несогласий внутри этой толщи. Однако наши сведения о Копетдагском разрезе ограничиваются только верхней частью юры — от оксфорда до титона включительно. Ни одна из скважин не вышла за пределы карбонатной формации этого возраста. Но есть предположение, что терригенные отложения, вскрытые скважиной на площади Даната в Западном Копетдаге, являются подстилающими и имеют среднеюрско-келловейский возраст. Однако Данатинский разрез в настоящее время достаточно спорен и интерпретируется по-разному. Кроме того, нам представляется, что рассматривать его лучше не в данном разрезе, а вместе с Кубадагом.

Верхнеюрские отложения Копетдага очень слабо охарактеризованы фауной, в связи с чем границы подразделений общей шкалы устанавливаются с большим трудом. Кроме того, они проходят внутри однородных литологических толщ. Все это приводит к необходимости вести рассмотрение разреза по литостратиграфическим подразделениям — свитам, определенным в 1964 г. К.Н. Аманниязовым, и пачкам, установленным Ю.Л. Вербой и Е.А. Прозоровской.

Оксфордский, кимериджский и титонский ярусы

Гараджагаинская свита¹ установлена К.Н. Аманниязовым [1964] и названа по горе Гараджагаз (Копетдаг). Эта свита (или пачка I) вскрыта скважинами в районах Келята, Алихабада и Фирюзы. Она представлена в основном доломитами, в кровле — доломитизированными известняками со стяжениями черных кремней.

По согласному залеганию под известняками с аммонитами нижней зоны среднего оксфорда возраст свиты принимается условно как ранний оксфорд. Мощность свиты от 190 м стратотипе (Келята) до 550 м в разрезах скважин.

Мехинсуская свита выделена К.Н. Аманниязовым [1964] и названа по руч. Мехинсу (хребет Копетдаг). Обнажается она (пачки II—IV) в разрезах Келята и Коу (вскрывается скважинами в обоих названных районах, а также в районах Ашхабада, Фирюзы и Гяурса). Внизу свита представлена глинистыми известняками (пачка II) с *Perisphinctes cf. plicatilis* Sow., *P. ex gr. bplex* Sow., *P. lucingensis* Favre, свидетельствующими о присутствии здесь нижней зоны среднего оксфорда — зоны *P. plicatilis*.

Выше залегает пачка переслаивания известняков и доломитов (пачка III) с брахиоподами *Loboithyris zietenii* Lor., *L. subsella* Leym. и др., характерными для верхов оксфорда; завершается свита доломитами, местами окремненными (пачка IV). Таким образом, возраст свиты — средний—нижний оксфорд. Строение ее в скважинах в целом аналогичное, но по направлению к востоку увеличивается степень доломитизации и появляются гипсовые прослои. Мощность в разрезах Коу и Келята 210—260 м.

Узынсыртская свита (пачки V—VI) согласно залегает на мехинсуской и по составу неоднородна. Она установлена К.Н. Аманниязовым [1964] и названа по гряде Узынсырт (Копетдаг). В более восточном разрезе (Келята) свита сложена преимущественно известняками, иногда глинистыми или доломитизированными, которые к западу (Коу) в верхней части замещаются мергелями, доломитами и гипсами. В скважинах свита имеет аналогичное строение, однако в большинстве скважин отсутствует либо ее нижняя часть, либо верхняя.

С некоторой долей условности свиту можно отнести к позднему оксфорд—кимериджу. О присутствии кимериджа свидетельствует находка К.Н. Аманниязова в верхней части свиты (или середина пачки VI) кимериджского аммонита *Triozites* sp. Мощность свиты до 380 м.

Еллыдеринская свита (пачки VII—VIII) завершает разрез юры в Копетдаге. Она представлена органогенно-обломочными, глинистыми и доломитизированными известняками, доломитами и гипсами. Возраст условно принимается как кимеридж—ранний берриас. Мощность свиты до 160 м.

¹ По данным Г.Г. Мирзоева, под гараджагаинской свитой следует выделить еще берзентинскую свиту, вскрываемую скважиной в районе Ашхабада. В отличие от гараджагаинской свиты она представлена исключительно известняками и условно относится к нижнему—среднему оксфорду.

КУБАДАГ-ГИССАРСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Этот тип разреза расположен к северу от Большебалханско-Копетдагского разреза, протягиваясь от хребта Кубадаг на западе до отрогов Гиссара на востоке. На этой огромной территории юрские отложения образуют естественные выходы лишь в крайних пунктах: на западе в хребте Кубадаг и на Востоке в юго-западных отрогах Гиссара. На остальной территории их широкое развитие зафиксировано многочисленными буровыми скважинами в Предкопетдагском прогибе, на южном склоне Туранской платформы, в Южных Каракумах, в Приамударьинском районе. Разрез имеет переходный характер от геосинклиального к платформенному. На территории его развития в юрском периоде существовали структуры краевых впадин Туранской платформы. В целом для этого типа разреза характерна определенная последовательность генетических типов пород (снизу вверх): континентально-терригенные (иногда угленосные) отложения (на востоке); морские терригенные и карбонатные; лагунные эвапоритовые; континентальные терригенные отложения. Роль последних в восточном направлении возрастает.

Отдельные специфические признаки, присущие разным разрезам этого типа, обуславливают выделение разрезов нескольких подтипов: Кубадагского, Южно-Каракумского, Приамударьинского.

Кубадагский подтип

Подтип расположен в западной части Туркмении, охватывает хребет Кубадаг и, возможно, распространяется в пределы Предкопетдагского прогиба до горы Кызыларват. В хребте Кубадаг юрские отложения обнажаются только в сохраняющемся от размыва северном крыле Кубадагской антиклинали. Самыми древними обнажающимися осадочными отложениями здесь являются верхнеюрские, которые на западе по тектоническому контакту соприкасаются с магматическими образованиями палеозоя, а на востоке резко несогласно залегают на палеозойских порфиритах. Кроме того, юрские отложения вскрыты мелкими скважинами, пройденными во время геологосъемочных работ.

Наиболее полный разрез присутствует на западе: здесь в основании залегают сероцветные песчано-глинистые отложения с прослоями углей, крупномерными остатками флоры, ядрами двустворок и рострами белемнитов. В связи с недостаточной сохранностью органических остатков возраст указанных пород принимается условно как верхи средней юры — низы келловоя. Выше залегают койфатинская свита.

Келловейский, оксфордский, кимериджский,
титонский ярусы

Койфатинская свита [Баранова, 1961] слагает нижнюю часть хребта Кубадаг. Она представлена разрозненными выходами: на западе — вдоль побережья бухты Соймонова и на востоке — в районе железнодорожной станции Кайло. В западном выходе, где свита имеет более полный разрез, она сложена светлыми массивными известковыми доломитами с кремнями и линзами доломитовых известняков. На востоке это крас-

ноцветные косослоистые песчаники с линзами гравелитов и конгломератов. По стратиграфическому положению и корреляции с Большим Балханом (урумилджанская свита) койфатинская свита условно относится к среднему келловею—оксфорду. Мощность ее на западе составляет 70 м, на востоке — 40 м.

Кубасенгирская свита [Баранова, 1961] согласно залегает на койфатинской, распространена шире последней и охватывает основную часть разреза южного обрыва Кубадага. Свита представлена слоистыми известняками, серыми, иногда пятнистой окраски, реже — доломитами, мергелями. На западе наблюдаются линзы гравелитов и конгломератов. Наличие в нижней половине свиты гастропод *Polyptyxis nodosa* Voltz, а также (по всей свите) двустворок *Astarte cf. elegans* Quenst., *Protocardia dionisea* Buv., *Comptonectes lenz* Sow. и др. позволяет относить ее к средней части оксфордского яруса. Мощность свиты от 100 м на западе хребта Кубадаг до 137 м на востоке.

Соймоновская свита [Баранова, 1961] согласно залегает на кубасенгирской и обнажается вдоль всего южного обрыва Кубадага. Она представлена разнообразным комплексом хемогенных и терригенных пород лагунного происхождения. На западе нижняя половина свиты образована белыми гипсами с редкими прослоями пестроцветных глин и алевролитов; вверх по разрезу количество последних увеличивается, а гипсы наряду с доломитами и известняками образуют прослой. По направлению к востоку гипсы, глины и алевролиты нижней половины свиты замещаются пестроцветными доломитами, мергелями и известняками, а верхняя половина замещается линзовидно переслаивающимися красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами с редкими прослоями доломитов и обломочных известняков. Возраст свиты — конец оксфорда—начало берриаса — устанавливается главным образом по наличию двустворок, общих с двустворками в верхах урумилджанской и низами дагдиримской свит Большого Балхана, а также по корреляции с последним.

Южно-Каракумский подтип

Данный подтип распространен на территории Низменных Каракумов (Предкопетдагский прогиб) и известен только по буровым скважинам к югу от Ербенского разлома, пройденным на площадях Кизыл-Арват, Сансыз, Бахардок, Кази и др. Нам представляется, что сюда же следует относить и Данатинскую скважину, разрез которой является спорным и не совсем ясным. От Кубадагского подтипа разрез отличается присутствием более низких горизонтов и несколько большей ролью морских образований. Почти полное отсутствие остатков фауны сильно затрудняет расчленение и корреляцию отложений, а также установление возраста выделяемых подразделений.

Наиболее низкие горизонты на описываемой территории присутствуют на площади Даната, где условно выделяются все три отдела юры; вероятно, отсутствуют верхи разреза, устанавливаемые также со значительной долей условности на Кызыларватской, Казинской и других площадях.

Нижняя (?) – средняя юра

Нижний отдел юрской системы условно вскрыт только в Данатинской скважине. В интервале 2100–2900 м присутствуют почти черные известковистые алевролиты и аргиллиты (иногда с углистыми налетами) с редкими прослоями песчанистых известняков, выделяемых в песчанистую толщу, датируемую как нижняя юра–аален. Здесь найдены споры *Dictyo-phyllidites harrisii* Couper раннеюрско-ааленского возраста. По данным С.В. Павлюка и Э. Гельдыева, указанная толща согласно залегает на триасе (?). Выше этой толщи, в интервале 2100–1800 м, они выделяют байобатские аргиллиты, глины и песчаники, иногда кварцитовидные; здесь встречаются споры *Coniopteris*. Предположительно батские аргиллиты, алевролиты, песчаники залегают также в основании разреза (в интервале 3018–3228 м) Кызыл-Арватской скважины [Крылов, Мальцева, 1967]. Присутствие терригенной средней юры (около 150 м) отмечается и в сводных работах по Средней Азии [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977].

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения на описываемой территории залегают на среднеюрских согласно. Расчленение на ярусы пока не представляется возможным. Относимые к верхней юре отложения разными исследователями условно датируются по-разному. Н.А. Крылов и А.К. Мальцева [1967] расчленяют верхнюю юру в Кызыларватской скважине на келловей–оксфорд (до 360 м), оксфорд (до 300 м) и кимеридж–титон (до 146 м); в "Объяснительной записке..." [1970] и "Решениях..." [1977] она расчленяется в Низменных Каракумах на келловей (до 82 м), келловей–оксфорд (до 106 м) и верхний оксфорд–кимеридж (до 100 м); на Данатинской площади, по данным С.Ф. Павлюка и Э. Гельдыева, присутствуют только келловей–оксфордские отложения (около 370 м) и т.д. Разумеется, приведены далеко не все предложения о расчленении верхней юры. Но и они свидетельствуют о трудности, неоднозначности и спорности имеющих материалов.

В целом разрез верхней юры Низменных Каракумов имеет четко выраженное трехчленное строение (снизу вверх): глинисто-карбонатная толща, карбонатная и ангидрит-доломитовая. Нижняя, глинисто-карбонатная толща в опорной скв. Бахардок 1 отчетливо расчленяется на ряд литологических пачек, представляющих собой чередование глинистых и карбонатных пород. Этот разрез типичен для большей части Низменных Каракумов, за исключением площади Сансыз, где характерно преобладание глин. Наибольшая мощность нижней толщи в Кызыл-Арвате (скв. 4) составляет 306 м, в Бахардоке – около 260 м, в Ербенте – 185 м, в Сансызе – 164 м. Характерно уменьшение мощности с юга на север. Возраст толщи на основании сопоставления с близким по характеру разрезом Туаркыра с некоторой долей условности можно отнести к келловей–низам оксфорда.

Средняя толща на площади Бахардок представлена преимущественно доломитами с прослоями доломитизированных известняков. К северу доломиты замещаются органогенными известняками, а на площади Сан-

сыз среди карбонатов присутствуют глины. Наиболее полный разрез средней толщи сохранился от предмелового размыва в центральной части Низменных Каракумов, где его мощность в Кызыл-Арвате 121 м, в Сансызе — 108 м, в Казы — 86 м. Р.Б. Вронской в Бахардоке установлен комплекс тинтинид с *Rossiella* spp., аналогичный оксфордскому комплексу Северного Кавказа.

Наконец, верхняя толща, которая сохранилась на значительно меньшей территории, в основном представлена ангидритами с прослоями доломитов. В верхней части толщи отмечается сложное чередование доломитов, ангидритов, известняков и песчаников, сохранившееся только в Бахардоке и Кызыл-Арвате. Мощность толщи в Кызыл-Арвате 128 м, в Бахардоке — 100 м, в Казы — 93 м, Сансызе — 80 м. По В.Т. Кривошееву и др., эта толща имеет кимериджско-титонский возраст, по Н.Б. Безносову и др., — позднеоксфордско-кимериджский. Исходя из того что в открытых районах данного типа разреза (в Кубадаге и юго-западных отрогах Гиссара) началом формирования эвапоритовых толщ считается конец оксфорда, а завершением — конец титона или начало берриаса, возраст этой толщи условно можно считать позднеоксфордско-раннебаремским.

Приамударынский подтип

К данному подтипу разреза отнесены, часто значительно условно, юрские отложения, вскрытые многочисленными скважинами в различных частях Восточной и Юго-Восточной Туркмении, а также Западного Узбекистана. В целом этот подтип сохраняет характер Кубадаг-Гиссарского разреза, однако имеет значительную специфику и в некоторой степени носит переходный характер между рассмотренным выше Южно-Каракумским разрезом и Кугитангским, с которым наиболее сходен. Здесь удастся выделить и проследить, хотя и не всегда достаточно достоверно, аналоги свит, развитых в Кугитанге, разрез которого для описываемой территории является опорным.

Несмотря на то что в последние годы появилось очень большое количество работ, посвященных стратиграфии данного района, в проблеме расчленения вскрываемых юрских отложений еще много спорного и неясного и некоторые вопросы стратиграфии остаются остро дискуссионными. В разных районах этой территории полнота разреза юры неодинакова. Так, предположительно все три отдела юры вскрыты в среднем течении р. Амударьи, но в то же время в Питнякском районе верхний отдел отсутствует, а в Мургабском районе, наоборот, установлена только его верхняя часть. Разрезы юры в пределах рассматриваемой площади сильно изменчивы. Расчленение юры в большей степени условно и основано на характере взаимоотношения толщ, корреляции их с юго-западными отрогами Гиссарского хребта и на данных спорово-пыльцевых анализов.

Юра начинается толщей переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, песчаников, иногда конгломератов, встречаются линзы углей. Эта толща вскрыта скважинами на площадях Фараб, Алат, Кабаклы, Гугуртли, Янгиказган, Султансанджар и др. Мощность толщи в Питнякском районе до 1100 м, в Кабаклы-Чарджоуском — до 500 м (за счет отсутствия низов).

На разных уровнях на Янгиказганской и Киммерекской площадях выделяются три спорово-пыльцевых комплекса: раннеюрский, ааленский и байосский [Объяснительная записка..., 1970], позволяющие относить, хотя и условно, эту часть разреза к нижней юре—низам байоса. По корреляции с Кугитангом толща сопоставляется с гурудской свитой.

Выше согласно на описанных отложениях либо трансгрессивно на доюрских породах залегают серые песчаники и алевролиты с подчиненными прослоями глин. Наиболее полно они вскрываются в Питнякском, Янгиказганском и Кабаклы-Чарджоуском районах, менее полно — в Карангульском; на основании литологического сходства и положения в разрезе эта толща (мощностью до 280 м) может быть сопоставлена с дегибадамской и тангидувальской свитами (вместе взятыми) Кугитанга.

Далее следует толща глин, вверх по разрезу сменяемая песчаниками, переслаивающимися с глинами и с прослоями известняков в верхней части. Ее мощность изменяется от 50 м в Янгиказганском районе до 160 м в Кабаклы-Чарджоуском. По положению в разрезе и корреляции с Кугитангом эту толщу можно считать аналогами байсунской свиты. В Газли-Каганском и Караналгульском районах присутствие аналогов байсунской свиты можно предполагать по наличию пестроцветных глин в основании, не поддающихся пока расчленению терригенно-карбонатных отложений, вскрытых на этих площадях рядом скважин. Здесь выделено два типа спорово-пыльцевых комплексов батского и келловейского возраста [Объяснительная записка..., 1970].

Кугитангская свита и ее аналоги вскрыты многочисленными скважинами на территории Восточных Каракумов, в районах: Приамударинском и Примургабском (скважины на Ачакской, Исмаильской, Байрамалийской и других площадях), в Кабаклы-Чарджоуском (на площадях Кабаклы, Фараб и многих других), Янгиказганском и, возможно, частично в Питнякском. Это известняки и доломиты, местами с прослоями пестроцветных глин, а также ангидритов; мощность кугитангской свиты до 130 м. В большинстве скважин нижняя часть свиты, возможно, не вскрыта. По аналогии с Кугитангом эта часть разреза относится к среднему келловей—оксфорду.

В последние годы появились работы, рассматривающие строение, литологию, историю развития кугитангской свиты и ее аналогов на данной территории. В них доказывается разнородность слагающих ее карбонатных пород, закономерно изменяющихся как по разрезу, так и по площади, а также важная, зачастую определяющая роль рифовых известняков в отдельных зонах ее развития [Ильин и др., 1976; Бабаев, 1959; и др.].

Доказано, что мощные и внешне однообразные карбонатные отложения Восточной Туркмении и Западного Узбекистана, в которых обычно пытались выделять хроностратиграфические стратоны, являются полифациальным комплексом, закономерно меняющимся по разрезу и площади [Ильин и др., 1976] и имеющим сложные, скользящие границы выделяемых в них подразделений. В результате анализа генетических признаков известняков установлено широкое развитие на рассматриваемой площади органогенных построек разного масштаба: биогермов, био-

гермных массивов и рифовых комплексов, которые образуют три отчетливые полосы, окружающие с севера и востока Амударьинскую синеклизу. При этом отмечается, что комплексы являются разновозрастными и мигрирующими от периферии, где преобладают верхнекелловейские рифы, к центру, где доминируют нижнеоксфордские рифы и две зоны верхнеоксфордских рифов.

А.Г. Ибрагимов и Т.И. Убайходжаев, доказывая сильную изменчивость состава и мощностей карбонатных отложений верхней юры в пределах равнинной площади Западного Узбекистана, выделяют рифы четырех типов, приуроченных к четырем зонам, каждой из которых присущи свои специфические особенности и которые локализируются по площади. Так, на участке между месторождениями Даяхатын и Алат (к северо-западу от г. Бухары) ими выделяется зона развития типично шельфовых известняков мощностью 300–330 м. Пограничные с Туркменией площади от г. Бухары до месторождения Култук выделяются в другую зону, где мощность известняков в основном 400–480 м и где имеются участки, для которых характерно отсутствие рифов (мощность здесь не более 200–270 м). К юго-востоку от Аляутдинской площади, где авторы выделяют третью зону, мощность известняков сокращается до 190–240 м. И наконец, к юго-востоку от г. Карши локализуется четвертая зона, для которой характерна наибольшая мощность карбонатного рифового комплекса – 430–630 м.

Нельзя не указать, однако, что в отношении верхнеюрских карбонатных образований существует еще масса нерешенных и спорных, часто противоречивых фактов, не позволяющих однозначно осветить их строение, взаимоотношение с подстилающими и перекрывающими породами, характер изменения мощностей и т.д.

Преимущественно эвапоритовые образования, развитые выше, залегают на подстилающих либо с перерывом – в зонах развития рифогенных комплексов, либо с постепенным переходом – в межрифовых зонах. В структурах Гагаринской, Шаравли, Байрамали, Кабаклы, Фараб, Самантепе, Наразым и других нижняя, преобладающая часть толщи образована каменной солью: внизу (более 200 м) розовые соли чередуются с прослоями глин и алевролитов, в средней части (около 250 м) – практически чистые соли, выше (около 350 м) соли переслаиваются с алевролитами, песчаниками и ангидритами. Наибольшая вскрытая мощность соленосной толщи достигает 900 м (Байрамали). По сходству отложений с Гаурдак-Кутитангским разрезом она отвечает гаурдакской свите. Самая верхняя часть этой свиты – 80-метровая пачка переслаивания серых известняков, песчаников, алевролитов и ангидритов – выделяется в шаравлинскую подсвиту [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977]. В ней Н.И. Фокина определила верхнеюрский спорово-пыльцевой комплекс. Общая мощность гаурдакской свиты по направлению к северу убывает от 1000 до 600 м (Самантепе, Фараб), сохраняя в целом свое строение. По сопоставлению с Гаурдак-Кутитангским разрезом возраст гаурдакской свиты и ее аналогов на рассматриваемой территории принимает позднеоксфордско-титонским.

В последние годы появились данные [Ильин и др., 1976] для пересмотра объема гаурдакской свиты – исключения из нее так называемых "по-

кровных ангидритов” и причленения их к вышележащей карабийской свите.

Завершается разрез юрских отложений красноцветными глинами с прослоями алевролитов, песчаников, доломитов мощностью до 200 м, сопоставляемыми с карабийской свитой титонско-берриасского возраста.

ТУАРКЫРСКО-ЦЕНТРАЛЬНО-КАРАКУМСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Данный тип разреза распространен на территории Центральной Туркмении от Туаркыра на западе, где юра образует естественные выходы, до Центрально-Каракумского свода на востоке, где она повсеместно погребена под мощным чехлом более молодых образований и известна только по материалам бурения. Условно мы относим к этому типу юрские отложения, вскрытые скважинами на самом юге Туркмении, в Кушкинском районе, где они носят довольно своеобразный характер, но наибольшее сходство имеют с юрой Центральной Туркмении. Это типично платформенные отложения, характеризующиеся сокращенным по мощности и полноте разрезом. Нижняя юра и большая часть средней юры на этой территории представлены исключительно континентальными терригенными, часто угленосными отложениями, верхняя половина средней юры — преимущественно морскими терригенными породами, а верхняя юра, где самыми молодыми из присутствующих юрских отложений являются среднеоксфордские — морскими терригенными (внизу) и карбонатными (вверху) образованиями. Характерным для описываемого типа разреза является разрез Туаркыра (Туаркырский подтип).

Туаркырский подтип

Стратиграфией юры разрезов Туаркырского подтипа занимались Н.И. Андрусов, Н.П. Луппов, В.С. Курбатов, Г.Я. Крымгольц, К.К. Машрыков, К.Н. Аманниязов, Л.В. Сибирякова, З.Е. Баранова, Г.А. Габриэлянц, Е.Л. Прозоровская, Н.А. Крылов, А.К. Мальцева и многие другие. Итоги их исследований сведены в “Объяснительной записке...” [1970] и “Решениях...” [1977].

Нижняя и средняя юра

Кызылтакырская свита выделена К.К. Машрыковым и др. [1965] (нижняя юра—низы аалена). Она выполняет эрозионные впадины доюрского рельефа и представляет собой продукты переотложения коры выветривания пермских и триасовых образований. Свита представлена пестроцветными глинами и алевролитами с прослоями песчаников, бокситоносных пород и углей. Ее мощность 0—40 м. Присутствует раннеюрский комплекс растений: *Equisetites elegans* Vlad., *Clathropteris elegans* Oishi, *Dictyophyllum nilssoni* (Brongn.) Goepf., *Cladophlebis bidentata* Tur.-Ket. и др. (здесь и далее определения А.Т. Бурковой).

В Западных Каракумах в основании юрского разреза с размывом на палеозое залегают темно-серые алевролиты и глины с прослоями песчаников, условно относимые к нижней юре.

Салахбентская свита (аален—верхний байос) местами согласно залегает на кызылтакырской, местами с размывом — на пермо-триасе. Подразделяется на три подсвиты. Нижняя (до 40 м) представлена русловыми массивными песчаниками, часто косослоистыми. Средняя подсвита (150—200 м) — ритмично переслаивающиеся, не выдержанные по простиранию песчаники, алевролиты, глины, угли; содержится богатый комплекс растительных остатков: *Coniopteris* spp., *Sagenopteris phillipsii* Brongn., *Ptylophyllum cutchencé* Oldham et Mort и др., который можно условно считать ааленским. Верхняя подсвита (250—300 м) — ритмично переслаивающиеся глины, алевролиты, песчаники, роль которых вверх по разрезу увеличивается; комплекс растений содержит *Coniopteris* spp., *Nilssonia* spp. и условно считается байосским.

В Западных Каракумах салахбентская свита залегает трансгрессивно на подстилающих юрских отложениях или на палеозое (до 130 м). Это ритмично переслаивающиеся песчаники, алевролиты, глины с прослоями угля.

Огрыдагская свита выделена К.К. Машрыковым и др. [1965]. Она согласно, иногда со слабым размывом, залегает на салахбентской и представлена преимущественно песчаниками, в меньшей степени — алевролитами и глинами, еще реже — прослоями ракушечников. Мощность свиты в разных районах колеблется от 100 до 200 м. В нижней части содержатся *Parkinsonia* ex gr. *rarecostata* Buckm., выше — *P. balakhanensis* Khud., *P. ex gr. parkinsoni* Sow. (данные Н.В. Безносова и В.В. Кутузовой [1972]), что свидетельствует о принадлежности этого интервала верхней зоне байоса — зоне *P. parkinsoni*. В верхней части свиты найдены *Procerites* ex gr. *fullonicus* Buckm.

В пределах Западных Каракумов огрыдагская свита представлена в основании глинами и линзами песчаников (до 70 м), согласно залегающими на салахбентской свите или трансгрессивно на палеозое. Выше с небольшим размывом залегают песчаники (иногда с прослоями известняков), вверху местами (Ахчакоя, Хатердаш) расслоенные глинами; мощность свиты до 130 м.

Кафаклинская свита (верхний бат — ?нижний келловей) залегает с несогласием на разных частях огрыдагской свиты. Сложена переслаивающимися серыми и пестроцветными песчаниками и глинами (до 70 м). Возраст определяется по положению в разрезе между огрыдагской свитой и нижним келловеем.

В Каракумах на площади Хатердаш, возможно в Ахчакое, к кафаклинской свите (до 75 м) относятся сероцветные (внизу) и пестроцветные (наверху) глины с прослоями песчаников.

Верхняя юра

Верхнеюрские отложения в Туаркырском районе представлены исключительно морскими образованиями, которые в большом количестве содержат аммониты наряду с другой фауной, что позволяет выделять в них подразделения общей шкалы.

Келловейский ярус

Келловейские отложения трансгрессивно залегают на разных частях подстилающих образований.

Нижнекелловейский подъярус (10–25 м) – преимущественно глины, реже – алевролиты и песчаники с линзами глинистого известняка, к которым приурочены в основном остатки аммонитов *Macrocephalites macrocephalus* Schloth., *M. andrussowi* Sem., *Sigaloceras calloviense* Sow., *Perisphinctes mutatum* Trantsch., свидетельствующих о присутствии на Туаркыре обеих зон нижнего келловея.

Среднекелловейский подъярус (до 15 м) представлен известковистыми песчаниками и глинами с линзами песчаных известняков. В нижней части содержатся: вид-индекс нижней зоны среднего келловея (зоны *Kosmoceras jason*), а также *K. castor* Rein., *Sigaloceras enodatum* Nik., *Binatisphinctes rjasanensis* Teiss.; в верхней части – вид-индекс верхней зоны среднего келловея (зоны *Eugynoceras coronatum*), а также *E. banksi* Sow., *Reineskeia anceps* Rein. и др. Это позволило К.Н. Аманниязову выделить здесь обе зоны среднего подъяруса келловея.

Верхнекелловейский подъярус (до 42 м) – переслаивание глин, алевролитов, мергелей и песчаников. В нижней, большей половине, встречены вид-индекс нижней зоны верхнего келловея (зоны *Peltoceras athleta*) и сопутствующие ему другие многочисленные виды этого рода, что позволяет выделять здесь зону *P. athleta*. В верхней части обнаружены *Quensstedtoceras lamberti* Sow., а также *Q. spp.*, *Kosmoceras spp.* и другие многочисленные аммониты, на основании которых здесь выделяется зона *Q. lamberti*. На юге Туаркырского района, в Бейнеуской антиклинали, разбит несколько отличный разрез, чем в Туаркырской. Нижний и средний подъярусы келловея отсутствуют, и на размытую поверхность средней юры ложатся верхнекелловейские известняки и алевролиты (до 6 м), переполненные переотложенными остатками фауны более древних горизонтов келловея, а также верхнего келловея.

Разрез, близкий Туаркырскому, вскрыт скважинами в пределах Карашорской антиклинали. В нижней части здесь преобладают песчаники с прослоями алевролитов и глин, выше доминируют глины с прослоями алевролитов и песчаников. Присутствие в толще (мощность 130 м) *Perisphinctes cf. polonicus* Siem., *Binatisphinctes cf. wischniakowi* Teiss. (определения К.Н. Аманниязова), а также келловейских двустворок и брахиопод свидетельствует о келловейском возрасте толщи [Прозоровская, 1972].

На закрытых площадях Западных Каракумов к нижнему, среднему и, возможно, низам верхнего келловея относится 50-метровая толща серых глин с прослоями песчаников и известняков, которые с размывом залегают на подстилающих отложениях, и часть вышележащей толщи известняков с прослоями песчаников и глин, относимых к келловею–оксфорду, сохранившихся в наиболее погруженных структурах (Ербент, Хатердаш).

Оксфордский ярус

Оксфордские отложения в описываемом районе представлены только нижней половиной.

Нижний оксфорд в Туаркырской антиклинали залегает на верхнем мелове согласно, а в Бейнеуской ложится на него с размывом. Это серые массивные плотные известняки с кремнистыми включениями, мощность до 25 м.

В большом количестве обнаружены аммониты *Cardioceras cordatum* Sow., *C. praecordatum* Douv., *C. tenuicostatum* Boriss., *C. lahuseni* Maire, *Quenstedtoceras pavlovi* Douv., *Peltoceras constanti* Orb., свидетельствующие о присутствии здесь обеих зон нижнего подъяруса оксфорда — *C. cordatum* и *O. mariaae* (нерасчлененных).

Залегающие выше известняки, местами органогенно-обломочные, участками доломитизированные с *Euaspidoceras perarmatum* Sow., следует относить, согласно принятому теперь в СССР трехчленному оксфорду [Постановления..., 1978], к низам среднего оксфорда, к зоне *Perisphinctes plicatilis*. Мощность среднего оксфорда до 15 м.

В Карашорской антиклинали по аналогии с Туаркыром к оксфорду относятся светлые окремненные известняки (30 м) с иглами морских ежей, губками, обломками брахиопод и двустворок. Выше резко, несогласно, с конгломератами в основании залегают меловые отложения.

Кушкинский подтип

К данному подтипу юрского разреза относится самый южный район Туркмении, где юрские отложения вскрыты на площадях Кагазли, Карачоп, Ислим, в районе Кушки. Здесь юрский разрез несколько своеобразен и трудно поддается корреляции с другими районами. Однако наибольшее сходство он имеет с Центральной Туркменией. Здесь (Карачоп, Ислим, Кушка) на дислоцированных аргиллитах предположительно верхнего триаса залегают серые песчаники, которые затем переслаиваются с темно-серыми аргиллитами (150 м). Условно они отнесены к среднему отделу юры [Объяснительная записка..., 1970].

Вероятно, более высокие горизонты юры вскрыты на Кагазлинской площади (левобережье р. Кушки), где на верхнетриасовых отложениях залегают темно-серые алевролиты и глины с фиолетовым оттенком, выше — красные глины с гнездами ангидрита, переходящие вверх по разрезу в сплошные ангидриты. Мощность этой толщи, условно относимой к юре, составляет 115 м.

СЕВЕРО-ТУРКМЕНСКИЙ ТИП РАЗРЕЗА

Данный тип разреза распространен на площади Северной Туркмении и северо-западной части Узбекистана. Он будет охарактеризован при описании стратиграфии Устюрта.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНЫХ И ВОСТОЧНЫХ РАЙОНОВ СРЕДНЕЙ АЗИИ

Территория Средней Азии, которую мы рассматриваем, с запада на восток охватывает следующие регионы: Устюрт, Бухаро-Хивинскую (Амударьинскую) депрессию, юго-западные отроги Гиссарского хребта, его южный склон, Зеравшано-Гиссарскую горную область, Юго-Западный Дарваз, Ферганскую впадину, Ферганский хребет, Кавакскую и Иссык-Кульскую впадины (см. рис. 1).

В тектоническом отношении эта территория принадлежит двум крупным тектоническим структурам Юга СССР: молодой Туранской эпипалеозойской платформе, охватывающей обширные пространства Устюрта и Бухаро-Хивинской (Амударьинской) депрессии, и Тянь-Шаньской складчатой области постплатформенного орогенеза, включающей на рассматриваемой территории мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта, его южный склон, Зеравшанско-Гиссарскую горную область, Юго-Западный Дарваз и межгорные впадины — Ферганскую, Кавакскую и Иссык-Кульскую.

В пределах указанной территории отложения юрской системы широко распространены и представлены всеми тремя отделами. Юрские отложения участвуют в выполнении межгорных впадин постплатформенной орогенной области Тянь-Шаня и являются базальными образованиями в собственно платформенном чехле Туранской плиты, налегая непосредственно на докембрийские или палеозойские породы фундамента или триасовые и палеозойские породы переходного комплекса.

Накопление юрских отложений происходило в континентальных, морских и лагунно-континентальных условиях, причем в юго-западной части рассматриваемой территории разрез юры сложен континентальными, морскими и лагунно-континентальными фациями, тогда как на востоке юрские отложения представлены исключительно континентальными образованиями.

На рассматриваемой территории намечается несколько типов разрезов. Разрезы Устюртского типа характеризуются преимущественно терригенным составом отложений, отсутствием резкой дифференциации осадков, постепенным фаціальным переходом. В южном направлении интенсивность осадконакопления со временем нарастала, тогда как на западе она заметно ослабевала.

Разрезы юго-западных отрогов Гиссара имеют ярко выраженное четырехчленное строение: терригенные сероцветные, карбонатные, сульфидно-галогенные и терригенные красноцветные толщи. Их накопление происходило в условиях неуклонно нарастающей во времени аккумуляции. Мощности верхней юры превосходят ниже-среднеюрские, вместе взятые.

Разрезы Тянь-Шаньского типа по площади распространения соответствуют Тянь-Шаню и включают межгорные впадины от Гиссарских гор до Иссык-Куля. Неустойчивость режима аккумуляции обусловила разобщенность седиментационных участков, что выразилось в чрезвычайно сложном строении разрезов.

Более детальное районирование и выделение характерных разрезов для

того или иного участка территории производится в зависимости от стратиграфической полноты, мощности и состава отложений. Стратиграфическое расчленение юрских отложений рассматривается нами для каждого региона отдельно.

УСТЮРТ

Устюрт расположен на северо-западной окраине Туранской плиты. В его пределах выделяются три крупные тектонические структуры первого порядка: 1) Северо-Устюртская синеклиза; 2) Центрально-Устюртская система поднятий и 3) Южно-Устюртская впадина, входящая в состав Северо-Туркменской системы прогибов. Эти три крупные структуры включают целый ряд структурных элементов второго порядка: сводовых и валлообразных поднятий, выступов и прогибов. Последние, в свою очередь, осложнены уже структурами третьего порядка: локальными поднятиями, массивами, ступенями и т.д.

В Северо-Устюртской синеклизе выделяются Косбулакский, Бейнеуский, Самский, Барсакельмесский и Судочий прогибы, Актумский выступ, осложненный Кассарминским, Байтерекским и Теренькудукским валлообразными поднятиями, Аламбекское поднятие и Яркимбайское моноклиналиное поднятие.

Центрально-Устюртская система поднятий простирается на расстоянии более 350 км при ширине 40–50 км. Складчатый фундамент системы образован дислоцированными палеозойскими осадочно-метаморфическими породами. Она включает Карабаурский и Айбутирский валлообразные поднятия и Шорджинский выступ.

Южно-Устюртская впадина ограничена с юга Туаркырской зоной поднятий. Она включает Ассаке-Ауданский прогиб (северная прибортовая часть которого осложнена поднятиями — Хоскудук-Тасаяукской и Шапахтинской ступенями) и Дарьялык-Дауданский прогиб, вытянутый почти в широтном направлении.

На этой обширной территории Устюрта юрские отложения широко распространены и представлены континентальными, морскими и лагунами отложениями платформенного типа мощностью от 325 до 1500 м и более. Они не имеют здесь выходов на дневную поверхность, а погружены на значительную глубину и вскрыты глубокими скважинами в пределах Северо- и Южно-Устюртской впадин и Центрально-Устюртской системы дислокаций. Выходы юрских пород на поверхность известны в горных районах, смежных с Устюртом: на Туаркыре, Мангышлаке и близ западного чинка Устюрта, около колодца Кугусем.

Стратиграфические исследования мезозойских отложений Устюрта начались несколько позже по сравнению с исследованиями смежных территорий Мангышлака и Туаркыра и относятся к 50-м годам, когда начались интенсивные геологоразведочные работы, сопровождавшиеся бурением глубоких скважин.

Стратиграфия юрских отложений Устюрта освещена во многих публикациях [Акрамходжаев и др., 1962, 1967, 1970; Айходжаев и др., 1968; Алимов, Кузичкина, 1966; Алимов, Хачиева, 1973; Гарецкий и др., 1964; Гринберг, Сухинин, 1966; Поляков, Родвильский, 1971; Шебуева и др.,

1969; Радюшкина и др., 1966; Хачиева, 1977; Бененсон и др., 1969; и др.]. Большой вклад в разработку стратиграфической схемы юрских отложений Устюрта внесли палинологические исследования К.А. Алимова, Н.И. Бархатной, К.В. Виноградовой, Ю.М. Кузичкиной, Л.С. Поземовой, М.А. Петросьянц, Л.О. Тарасовой, Л.С. Хачиевой, Н.И. Фокиной.

В 1971 г. Межведомственным стратиграфическим совещанием по мезозою Средней Азии в Самарканде принята следующая схема стратиграфии отложений Устюрта [Решения..., 1977]. Стратиграфически снизу вверх здесь залегают:

- 1) эргозинская свита (нижняя юра: верхний синемюр—тоар);
- 2) нижнетонашинская подсвита (средняя юра: аален);
- 3) верхнетонашинская подсвита и карадиирменская свита нерасчлененные (средняя юра: аален—нижний байос);
- 4) базарлинская и сарыдиирменская свиты нерасчлененные (средняя юра: верхний байос—средний бат);
- 5) кафаклинская свита (верхний бат—нижняя часть нижнего келловея);
- 6) шорджинская (для Северного Устюрта) и агиньшская (для Южного Устюрта) свиты (верхняя юра: верхняя часть нижнего келловея—оксфорд);
- 7) николаевская свита (верхняя юра: самые верхи оксфорда—кимеридж);
- 8) шахпахтинская свита (верхняя юра: самые верхи кимериджа—нижний и средний титон);
- 9) карабильская свита (верхняя юра: верхний титон).

При изложении материала по стратиграфии юрских отложений Устюрта мы используем данные, переданные нам К.А. Алимовым, а также полностью придерживаемся стратиграфической схемы, принятой Самаркандским совещанием. Однако в ряде случаев при трактовке возраста некоторых свит или их частей по палинологическим данным [Объяснительная записка..., 1970] авторы сочли возможным сделать несколько иные выводы; учтены также данные Л.С. Хачиевой [1977].

Нижняя юра

Геттангские, синемюрские и плинсбахские отложения нерасчлененные и отложения тоара

Эргозинская свита относительно широко развита на территории Устюрта, хотя ее распространение ограничивается впадинами доюрского рельефа; в зоне поднятий она выклинивается. Отложения свиты установлены на Северном, Восточном и Южном Устюрте в пределах Барсакельмесского (скв. Северо-Устюртская 1, Карлукская, Агинская, Аламбекская, Кабанбайская, Куаньшская и другие площади) и Ассакее-Ауданского прогибов (Тасаяукская и Шахпахтинская площади). Ее возрастные аналоги (по палинологическим данным) могут быть выделены также в Дарьяло-Дауданском и Ачакском районах.

Свита представлена континентальными, преимущественно песчаноглинными образованиями и складается чередующимися мощными (до 40 м) слоями грубых песчаников, глин и алевролитов с прослоями гравелитов. Более грубообломочный материал приурочен обычно к нижней

части разреза, тогда как в верхней преобладают глины и алевролиты. Породы темно-серые до черных, с обуглившимися растительными остатками, иногда с включением линзовидных прослоек угля. Базальные слои эргозинской свиты с резким угловым несогласием залегают на размытой поверхности пермо-триаса и на более древних породах. Мощность свиты в юго-восточной части Северо-Устьюртской синеклизы 115–350 м, на Южном Устьюрте – 80–100 м; в наиболее приподнятых частях Актумской и Центрально-Устьюртской зон поднятий (Харой, Байтерек, Теренькудук, Какбахты, Карабаур, Айбутир и др.) свита полностью выклинивается. На электрокаротажных диаграммах эргозинская свита в отличие от более древних характеризуется низкими сопротивлениями и хорошей проницаемостью.

Возраст отложений эргозинской свиты – раннеюрский (в объеме позднего синемюра–тоара) – установлен Л.О. Тарасовой и Л.С. Хачиевой.

Л.С. Хачиева [1977] выделила два спорово-пыльцевых комплекса: позднесинемюр-плинсбахский из нижней пачки эргозинской свиты (скв. Западные Шахпахты 2, инт. 2606–2610 м) и тоарский из верхней пачки эргозинской свиты и базальной пачки тонашинской свиты (нижнетонашинская подсвита) в районах Шахпахты, Западные Шахпахты, Курлук, Алаббек, Кабанбай, Куаныш и др.

Позднесинемюр-плинсбахский комплекс характеризуется преобладанием пыльцы голосеменных растений, представленной в основном крупными пыльцевыми зернами рода *Ginkgocycadophytus* sp. (45,5%), наряду с которыми в меньшем количестве присутствует пыльца древних хвойных (11%), *Disaccites* (3%), *Araucariacites australis* Cook. (5%), незначительно – *Perinopollenites elatoides* Couper (2,5%), *Classopollis* sp. (2%) и др. Среди спор ведущее место занимают *Chasmatosporites rimatus* Nils. (7%) и другие формы, характерные для нижней и средней юры: *Corrugatisporites scanicus* Nils., *Dictyophyllidites harrisii* Coup., *Concavisporites toralis* (Leschic.) Nils., *Perotrilites rugulatus* Couper, *Heterolateritrites incertus* Sladk. и др. (0,5–1,5%).

Возраст комплекса – синемюр–ранний плинсбах – установлен на основании его сходства с палеонтологически обоснованным разновозрастным комплексом, определенным О.П. Ярошенко [1965] из хумаринской свиты Северного Кавказа. Из этих же отложений (скв. Западные Шахпахты 2, интервал 2606–2610 м) Л.О. Тарасова выделила аналогичный комплекс, который она отнесла к плинсбаху.

Тоарский спорово-пыльцевой комплекс по составу в общем аналогичен позднесинемюр-раннеплинсбахскому, однако содержание отдельных компонентов изменяется. Наиболее резкие изменения наблюдаются в пыльцевой части комплекса. Так, пыльца *Ginkgocycadophytus*, занимавшая по содержанию первое место в позднесинемюр-раннеплинсбахском комплексе (45,5%), в тоарском уступает свое место пыльце *Classopollis* (30,0–68,0%); сокращается содержание пыльцы *Araucariacites* и древних хвойных. Среди спор основу составляют виды, характерные для нижней и среднеюрских отложений (в %): *Concavisporites toralis* (Leschic) Nils. (0–1), *Dictyophyllidites harrisii* Couper (0–1), *Corrugatisporites scanicus* Nils. (0–2,5), *Perotrilites rugulatus* Couper (0–0,5) и др.; но вместе с тем присутствуют формы, распространенные только в нижней юре:

Acanthotriletes tomiensis J1. (0–1), *Chasmatosporites rimatus* Nils. (0–1), *Lophotriletes torosus* J1., *Aletes limbatus* J1. (0–2) и др. и широко развиты в средней юре: *Cyathidites minor* Couper, *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. hausmannoides* Kuz. и др.

Возраст комплекса, помимо видового состава, определяется на основании сходства с комплексами Северного Кавказа [Ярошенко, 1965] и Мангышлака [Просвирякова, 1966; Виноградова, 1971], выделенными из тоарских отложений, охарактеризованных остатками аммонитов, двустворчатых моллюсков и комплексом макроскопических остатков растений.

Л.О. Тарасова из отложений эргозинской свиты курлукской площади Северо-Устьюртской синеклизы (скв. Курлук 2, интервал 2808–2923 м) установила следующий спорово-пыльцевой комплекс [Объяснительная записка..., 1970] (в %): *Cyathidites* spp. (3,5–31,5), *Cibotium junctum* К.-М. (0,5–4), *Toroisporis* sp. (2,5–30), *Osmundacites* spp. (0–5), *Campotriletes anogrammensis* К.-М. (0,5–6), *C. cerebriformis* Naum. (единично), *Klukisporites* sp. (единично) и реликтовые формы триаса (13,5): *Anapiculatisporites* sp., *Annulisporae* sp., *Polypodisporites ipsviciensis* Plajford, *Camarozonotriletes laevigatus* Schulz., *Thuringiasporites interscriptus* Schulz); пыльца (в %): *Caytoniles* (2–22), *Disaccites* (6,5–32), *Ginkgocycadophytus* (9–20), *Classopollis* (единично).

Отложения, охарактеризованные данным комплексом, сопоставляются с кокалинской свитой Мангышлака, которая отнесена к тоару [Решения..., 1977].

Анализируя состав приведенного спорово-пыльцевого комплекса, мы приходим к выводу, что возраст его несомненно более древний, чем тоарский, и он может соответствовать всей ранней юре (в объеме нерасчлененных геттанг–синемюра, плинсбаха и тоара). Надо полагать, что при наличии послойно отобранного керна из толщи эргозинской свиты в ней можно было бы выделить, судя по составу спорово-пыльцевого комплекса, отложения геттанг–синемюра, плинсбаха и тоара.

О наличии в пределах Устьюрта отложений геттанг–синемюра указывают И.Г. Гринберг и В.Г. Сухинин [1966]. В скв. Северо-Устьюртской 1 (интервал 2450–2750 м) из толщи, представленной чередованием темно-серых глин с многочисленными обуглившимися растительными остатками, песчаников и алевролитов, выделен спорово-пыльцевой комплекс следующего состава: *Rubinella* sp., *Dipteridaceae*, *Dipterella oblatinoides*, *D. potipes*, *Protooblotipites* sp., *Lycopodium magnoreticulatum*, *Rotinella* sp., *Hausmannia* cf. *alata*, *Aggirella* sp. Возраст приведенного комплекса И.Г. Гринберг и В.Г. Сухинин трактуют как геттанг–синемюрский, с чем, на наш взгляд, можно согласиться.

Средняя юра

Среднеюрская эпоха ознаменовалась общим погружением территории Устьюрта, вследствие чего наблюдается повсеместное развитие осадков этого времени. Наиболее погруженными участками оказались Северо-Устьюртский, Барсакельмесский, Ассаке-Ауданский и Дарьялык-ДAUDанский прогибы, где отлагались осадки большой мощности, свыше 750 м.

Среднеюрские отложения почти повсеместно представлены полным стратиграфическим объемом, за исключением случаев, когда они, залегая с размывом непосредственно на палеозойских или пермо-триасовых образованиях, носят сокращенный характер (Какбахты, Карабаурский, Айбугирский районы, где наблюдается отсутствие нижних и средних горизонтов).

В разрезе средней юры по литолого-фаціальным признакам выделяются пять свит (снизу вверх): тонашинская с двумя подсвитами — нижнетонашинской и верхнетонашинской, карадирменская, базарлинская, сарыдирменская и кафаклинская.

Чередование различных литологических типов пород в разрезе средней юры соответствующим образом отражается на каротажных диаграммах частым чередованием положительных и отрицательных значений КС. Возраст отложений устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам. Другие органические остатки, определяющие возраст описываемых пород, на Устурте встречаются крайне редко.

Аален-нижнебайосские отложения

Тонашинская свита в прогибах (Барсакельмесском, Яркимбайской моноклинали, Ассаке-Ауданском) залегают согласно на породах эргозинской свиты и выклинивается на склонах Актумского выступа, Карабаурском и Айбугирском валах. Она представлена толщей песчаниково-глинистых пород континентального происхождения и литологически подразделяется на две подсвиты — ниже- и верхнетонашинскую.

Нижнетонашинская подсвита (тоар—аален) представлена светло-серыми русловыми неоднородными песчаниками с линзами и прослоями гравелитов и конгломератов с подчиненными прослойками алевролитов и глин. На электрокаротажной диаграмме подсвита характеризуется резко и глубоко рассеченной записью кривых КС и ПС, со сдвигом последней в сторону отрицательных значений. Мощность подсвиты 126—230 м. Возраст подсвиты устанавливается данными спорово-пыльцевых комплексов: из нижней части нижнетонашинской подсвиты Л.С. Хачиева [1977] установила тоарский спорово-пыльцевой комплекс, а верхняя часть подсвиты охарактеризована комплексом аалена [Объяснительная записка..., 1970].

Верхнетонашинская подсвита и карадирменская свита (аален—нижний байос) представлены песчаниками аллювиального генезиса, алевролитами и глинами с прослоями угля и углистых глин. Мощность 300—360 м. Аален-раннебайосский возраст описываемых отложений установлен К.А. Алимовым, Л.С. Хачиевой, Л.О. Тарасовой, М.А. Петросьянц, Л.С. Поземовой на основании комплексов спор и пыльцы, выделенных ими из верхнетонашинской подсвиты и карадирменской свиты. Спорово-пыльцевой комплекс аалена—нижнего байоса, как указывает К.А. Алимов, характеризуется резким преобладанием спор над пыльцой голосеменных растений с доминирующей ролью спор треугольной формы с гладкой экзиной: *Syathidites minor* Couper, *S. corniger* (Bolch.) Alim., *S. hausmannoides* Kuz. и др., со значительным участием спор осмундовых. Здесь также присутствуют представители раннеюрских

форм: *Dictyophyllidites harrisi* Couper, *Perotriletes rugulatus* Couper, *Neoraistrikiya rotundiforma* (K.-M.) Sem., *Todisporites granulatus* и др. Для комплекса весьма характерно резкое сокращение по сравнению с тоарским содержания пыльцы *Classopollis* Pflug. (1–4%).

Верхнебайосские—среднебатские отложения

Согласно на отложениях карадиирменской свиты в прогибах залегает толща, представленная ритмично чередующимися континентальными и прибрежно-морскими образованиями — глинами, алевролитами, песчаниками зеленовато-серой и серой окраски, с прослоями углей и известняков. Ее мощность 223–400 м. Эти отложения нерасчлененных здесь базарлинской и сарыдиирменской свит прекрасно охарактеризованы спорами и пыльцой. Приводимые для их характеристики комплексы спор и пыльцы [Объяснительная записка..., 1970] датируются позднебайосскими—среднебатскими. На поднятиях (Айбугирский район) отложения этих свит отсутствуют.

Базарлинская и сарыдиирменская свиты зафиксированы также в Ачакском районе; в нижней части они представлены здесь линзами песчаников, чередующихся с глинами и алевролитами, мощностью до 150 м, переходящими кверху в мощную (до 100 м) толщу песчаников.

Верхнебатские—нижняя часть нижнекелловейских отложений

Кафаклинская свита с размывом, трансгрессивно залегает на различных горизонтах подстилающей сарыдиирменской свиты, а на поднятиях (Айбугирский район), в местах отсутствия последней, — непосредственно на складчатом палеозойском фундаменте. Представлена она серыми, пятнистыми и пестроокрашенными в зеленые и бурые тона глинами с прослоями песчаников, алевролитов и глинистых туффитов. Участками в толще прослеживаются горизонты ископаемых почв. Мощность 85–112 м. Свита охарактеризована батско-раннекелловейским спорово-пыльцевым комплексом [Объяснительная записка..., 1970], характеризующимся повышенным содержанием пыльцы *Classopollis* (10–54%).

В Ачакском районе зафиксированы нерасчлененные аналоги кафаклинской и байсунской свит, представленные толщей глин, местами окрашенных в бурые и зеленоватые тона, в нижней части чередующихся с песчаниками и содержащих прослойки туффитов; кверху залегает пласт известняка с *Burmihynchia cf. elegans* Buckm. (скв. Ачак 8). Спорово-пыльцевой комплекс [Объяснительная записка..., 1970] в совокупности с фаунистическими данными обосновывает возраст поздний бат—ранний келловей.

Заканчивая характеристику среднеюрских отложений Устюрта, сделанную на основании материалов К.А. Алимова, Л.С. Хачевой, Е.Н. Полякова, М.С. Родовильского и др. и "Решений Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии" [1977], нам представляется необходимым отметить следующее. Спорово-пыльцевые комплексы средней юры, а именно комплексы аалена, байоса и бата, на осно-

вании которых произведена датировка отложений, имеют достаточно четкие отличительные особенности и могут быть с успехом расчленены. На наш взгляд, нет необходимости рассматривать их вместе (аален—ранний байос, поздний байос—бат), что отражено в стратиграфической схеме (рис. 2, см. вкл.).

Верхняя юра

Позднеюрская эпоха ознаменовалась дальнейшим прогибанием территории Устюрта и расширением морской трансгрессии, обусловившей морской и частично лагунный характер осадков.

Отложения верхней юры представлены терригенными, преимущественно глинистыми отложениями, переходящими вверх по разрезу в зоне прогибов в известняки, доломиты, ангидриты, иногда в известковистые конгломераты и брекчи. Карбонатные породы с прослоями сульфатов (гипсы и ангидриты) наиболее развиты в Ассаке-Ауданском прогибе, где верхнеюрские отложения представлены в наиболее полном объеме, а более сокращенными являются разрезы Центрально-Устюртской системы дислокаций (Какбахты, Карабаур, Айбутир) и Актумского выступа (Байтерек, Теренькудук и др.), где часть разреза выпадает за счет местных поднятий и размывов.

В принятой в настоящее время стратиграфической схеме юрских отложений Устюрта [Решения..., 1977] к верхней юре отнесены шорджинская (для Северного Устюрта) и агиньшская (для Южного Устюрта) свиты, николаевская, шахпахтинская и карабельская свиты.

Келловейский и оксфордский ярусы

На Северном и Южном Устюрте келловейские и оксфордские отложения представлены морскими глинами и редкими прослоями алевролитов и песчаников. На Северном Устюрте они выделены в шорджинскую свиту, которая в Барсакельмском прогибе подразделяется на две толщи: нижнюю — зеленовато-голубоватую, сложенную преимущественно зеленовато-голубовато-серыми глинами с прослоями алевролитов и песчаников, и верхнюю — красноцветную, представленную вишнево-красными глинами, алевролитами и песчаниками. Граница толщ нечеткая. На электрокаротажной диаграмме келловей-оксфордским отложениям отвечает слабопроницаемая зона низких КС. На Актумском выступе верхняя красноцветная толща замещается сероцветной глинисто-алевролитовой и разрез становится недифференцированным. Мощность до 225 м.

Также недифференцирован разрез шорджинской свиты Центрально-Устюртской системы дислокаций. В Карабаурском районе свита представлена сероцветными глинами, песчаниками и алевролитами, а в Айбутирском районе — толщей глин и алевролитов вишнево-красного цвета с прослоями песчаников. Мощность соответственно 147 и до 243 м.

Келловей-оксфордский возраст шорджинской свиты обосновывается спорово-пыльцевыми комплексами, установленными Л.С. Хачиевой [1977] и К.А. Алимовым. По данным этих исследователей, спорово-пыльцевой комплекс раннего—среднего келловей, выделенный из базальной пачки

шорджинской свиты и из верхней части подстилающей кафаκлинской (?) свиты (по Л.С. Хачиевой, верхней части судочинской свиты; последняя по объему соответствует нерасчлененным верхнетонашинской (частично) подсите и карадиирменской свите, нерасчлененным базарлинской и сардиирменской свитам, а также кафаκлинской (?) свите), характеризуется доминированием пыльцы *Classopollis Pflug.* (70–80%). Заметное место занимают споры, широко развитые в средней юре: *Cyathidites minor Couper* (4–17%), *C. corniger (Bolch.) Alim* (0,5–2%), *C. hausmannioides Kuz.* (1–1,5%) и др. Заметнее участвует пыльца хвойных *Disaccites* (9–10%), в единичных экземплярах присутствует пыльца древних хвойных. Появляются и спорадически участвуют меловые формы: *Tauocusporites reduncus (Bolch.) Stower* (0–0,5%), *Cedrus parvisaccata Zauer* (0–0,5%) и др.

Ранне-среднекелловейский комплекс сходен с фаунистически обоснованным спорово-пыльцевым комплексом Северного Кавказа [Ярошенко, 1965]. Комплекс позднего келловея–оксфорда, выделенный из отложений шорджинской свиты (без ее базальной части), по сравнению с ранне-позднекелловейским имеет более молодой облик. В нем при относительной однотипности систематического состава увеличивается содержание пыльцы *Classopollis Pflug.* (85–98%), на фоне которой в значительном количестве присутствуют формы, характерные в основном для средней юры: *Cyathidites minor Couper*, *C. junctus (K.-M.) Alim.*, *Osmundacidites* и позднеюрские: *Plicifera delicata Bolch.*, *Circillina bicycla Mal.*, *Lygodiumsporites adriensis Pot. et Gel.* Увеличивается количество и видовое разнообразие меловых форм: *Concavisporites gibberulus (K.-M.) Bolch.*, *Ornamentifera granulata Bolch.*, *Cedrus libaniformis Bolch.*

Келловей-оксфордские отложения на Южном Устюрте (Ассак-Ауданском прогибе) выделены в агиньшскую свиту, где она расчленяется на четыре пачки снизу вверх: 1) пачка "а" – глинисто-песчаная – глины серые, алевритистые, с редкими прослоями алевролитов и песчаников; мощность 50–70 м; 2) пачка "b" – темно-серые глины мощностью 30–50 м; 3) пачка "с" – глинисто-песчаная – чередование глин и мелкозернистых и алевритистых песчаников; мощность 70 м; 4) пачка "d" – глинисто-известняковая – толща переслаивающихся глин, редких песчаников и известняков; роль известняков возрастает в верхней части разреза; мощность 100 м.

Агиньшская свита охарактеризована двумя спорово-пыльцевыми комплексами: раннего–среднего келловея и позднего келловея–оксфорда. Кроме того, из отложений свиты приводятся комплексы фораминифер и двусторчатых моллюсков. Из скв. Шахпахты 1 (интервал 1763–1773 м) Г.А. Холодиной и В.В. Курбатовым [Объяснительная записка..., 1970] определены фораминиферы *Spirophalmidium sp.*, *Lenticulina sp.*, *Turrisporogelina sp.*, *Frondicularia sp.*, а В.В. Кутузовой – двусторчатые моллюски *Meleagrinea cf. subexinata Lah.*, устанавливающие, по их мнению, возраст вмещающих пород от позднего келловея до раннего оксфорда.

Из скв. Тасаюк 1 (интервал 1693–1696 м) И.А. Печникова (ИГ и РНИГМ) определила фораминиферы *Trocholina transversarii Paalz.*, *Lenticulina ex gr. simplex Küb. et Sw.*, *Spirulina ex gr. kabbierii Majtl.*, *Frondicularia grandulinoidea Wism.*, *Nodosaria sp.*, *Eoguttuina sp.*, *Am-*

mobaculites sp. По заключению И.А. Печниковой, возраст вмещающих пород поздний келловей—оксфорд.

В Ассаке-Ауданской опорной скв. 1 (интервал 2475—2430 м) А.А. Савельев обнаружил *Camptonectes* cf. *lens* (Sew.) и *Trigonia* cf. *papilata* Ag. По этим находкам возраст вмещающих пород определен как оксфордский.

Отложения кимериджа

Николаевская свита распространена только на Южном Устье в центральной части Ассаке-Ауданского прогиба, где вскрыта опорной скв. Ассаке-Аудан 1 и на Николаевской площади. Она представлена лагунными отложениями — толщей ангидритов с прослоями гипсов, известняков и доломитов, общей мощностью 96 м. В ее составе выделяются две пачки: нижняя (44 м) — карбонатная, сложенная известняками, мергелями и подчиненными прослоями ангидритов, и верхняя (52 м), представленная сульфатными образованиями с редкими прослоями известняков. Нижний контакт николаевской свиты с подстилающей ее агиньшской постепенный и согласно перекрывается пачкой известняков, широко распространенной не только в пределах центральной части Ассаке-Ауданского прогиба, но и по его периферии.

В основании толщи известковисто-ангидритовых пород (скв. Ассаке-Аудан 1, интервал 2437—2441 м) обнаружены брахиоподы *Rhynchonella rollieri eltonica* Makr., *R. haeterhynchia manguichlaci* Pozn. и другие, указывающие, по заключению Г.Ф. Пожариской [1966], на титонский возраст вмещающих пород [Дикенштейн и др., 1969]. На остальной территории Устья времени накопления кимериджских эвапоритов соответствует хорошо фиксируемый перерыв в осадконакоплении, сопровождавшийся образованием аридной коры выветривания и региональным размывом оксфордских и частично келловейских отложений [Поляков, Родовильский, 1971].

Отложения нижнего и среднего титона

Шахпахтинская свита залегает с размывом на подстилающей ее николаевской свите, а в местах ее отсутствия — трансгрессивно на различных горизонтах келловей-оксфордских отложений шорджинской свиты. Она представлена толщей морского генезиса: известняками и доломитами светло-серого цвета с прослоями зеленовато-серых песчаников, глин, реже — ангидритов. Мощность от первых десятков метров до 106 м (Ассаке-Ауданский прогиб). На каротажной диаграмме шахпахтинской свите отвечают резко повышенные значения КС и отрицательная аномалия ПС.

На Актумском выступе и Яркимбайской моноклинали шахпахтинская свита срезается меловыми отложениями. Титонский возраст отложений шахпахтинской свиты обосновывается фаунистическими остатками и спорово-пыльцевым комплексом.

В Северо-Устьюртской опорной скв. 1 (интервал 1857—1860 м) А.А. Савельевым обнаружены остатки аммонитов *Virgatites* cf. *virgatus* (Buch.) и двустворок *Exogyra* cf. *bruntrutana* Thurm., *Camptonectes zenarius*

(Eichw.), указывающих на раннетитонский возраст вмещающих отложений [Объяснительная записка..., 1970; Хачева, 1977].

На площади Аламбек в скв. 7 (интервал 2242–2245 м) Г.Ф. Пожариской обнаружены остатки брахиопод *Russiella eicwaldi* Lehm., указывающие, по ее заключению, на титонский возраст вмещающих пород [Дикенштейн и др., 1969].

Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный Л.С. Хачевой [1977] из отложений шахпахтинской свиты, характеризуется резким обеднением в видовом отношении. Здесь содержание пыльцы *Classopollis* при подсчете до 200 экземпляров достигает 100%, а при подсчете до 300 зерен на его фоне спорадически встречаются *Plicifera delicata* Bolch., *Cyathidites junctus* (К.-М.) Alim., *Aequitriradites verrucosus* (Cook. et Det.), *Cedrus libaniformis* Bolch. и др. Титонский возраст комплекса коррелируется совместным присутствием титонской фауны (аммониты, брахиоподы, двустворчатые моллюски).

Отложения верхнего титона

Карабильская свита зафиксирована только в Ассаке-Ауданском прогибе, где на отложениях шахпахтинской свиты согласно залегает толща вишнево-красных и бурых глин мощностью до 12 м. На остальной территории Устюрта карабильская свита отсутствует. В сопредельных районах — Ачакском, Восточные Каракумы — мощность красноцветных глин карабильской свиты — 20–200 м. Возраст отложений верхней части юрского разреза (карабильской свиты) на Устюрте условный, он обосновывается корреляцией с разрезами Юго-Западного Гиссара.

БУХАРО-ХИВИНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ, ЮГО-ЗАПАДНЫЕ ОТРОГИ ГИССАРСКОГО ХРЕБТА И ЕГО ЮЖНЫЙ СКЛОН

Бухаро-Хивинская (Амударьинская) депрессия входит в состав Амударьинской синеклизы, являясь ее северо-восточным крылом. Характерной особенностью строения Амударьинской синеклизы, глубочайшей депрессии Туранской плиты по подошве платформенного чехла, является наличие крупных структурных ступеней на ее бортах — южном и особенно северо-восточном. В пределах последнего с севера на юг выделяются Бухарская ступень с резко сокращенным разрезом юрских отложений и с залеганием поверхности фундамента на отметках до 2300 м, Чарджоуская и Багаджинская ступени с более мощным и полным разрезом юры, повышенной мощностью меловых и кайнозойских отложений и залеганием подошвы платформенного чехла на глубинах соответственно до 4 и 6,5 км. На юге выделяется Бадхыз-Карабильская ступень, на которой юрские отложения выклиниваются. Эти ступени представляют собой наиболее крупные структурные осложнения синеклизы. В их пределах, в свою очередь, выделяются валообразные и изометричные поднятия и прогибы разнообразной морфологии.

Восточным ограничением Амударьинской синеклизы на территории СССР служит мегантиклиналь юго-западных отрогов Гиссарского хребта, принадлежащая уже постплатформенному орогену Тянь-Шаня. Образо-

вание этой мегантиклинали, как и всего постплатформенного орогена, относится к олигоцен-антропогенному времени. Но в мезозое и в течение большей части палеогена юго-западные отроги Гиссара и расположенная восточнее Южно-Таджикская депрессия принадлежали вместе с современной Амударьинской синеклизой единой крупной платформенной депрессии. Поэтому разрезы юрских отложений, обнажающихся в юго-западных отрогах Гиссара, вполне сопоставимы по мощностям, формационной и фациальной характеристике с разрезами юры Амударьинской синеклизы.

Наиболее значительные выходы юрских отложений на поверхность в Юго-Западном Гиссаре и их наибольшие мощности зафиксированы в хребте Кугитангтау, где они участвуют в строении ядра и крыльев крупной одноименной антиклинальной складки. Они также слагают крылья более мелких антиклинальных структур: Гаурдакской, Тюбегатангской, Байсунтауской, Сурхантауской и Яккабагской. На Южном Гиссаре обнажения юры протягиваются сплошной узкой полосой вдоль южного склона Гиссарского хребта, слагают горы Мечетли на западе, и образуют отдельные выходы в Юго-Западном Каратегине.

Юрские отложения, представленные здесь всеми тремя отделами, образованы сложным комплексом пород континентального, морского и лагунного происхождения. По литологическому составу разрез имеет отчетливо выраженное четырехчленное деление: нижняя часть (нижняя—средняя юра) сложена преимущественно терригенными породами континентального и морского происхождения, средняя (келловей—оксфорд) — морскими хемогенными известняками, а верхняя — хемогенно-терригенными образованиями кимеридж-титонского возраста, накопившимися в лагунных условиях, и терригенными красноцветными толщами верхнего титона.

Почти весь разрез юры (кроме красноцветов верхнего титона) охарактеризован разнообразными органическими остатками, в том числе макро- и микроскопическими остатками растений, позволившими произвести относительно детальное стратиграфическое расчленение и датировку разреза. Более детально в Юго-Западном Гиссаре расчленен разрез верхней юры. По фауне (аммониты, фораминиферы, двустворчатые моллюски и др.) выделяются три яруса общей шкалы: келловейский, оксфордский и кимериджский. Титонский ярус твердого фаунистического обоснования не имеет. Келловейские и в несколько меньшей степени оксфордские образования, лучше других охарактеризованные остатками аммонитов и другой фауной, подразделяются также на подъярусы. В первую очередь это относится к разрезам Кугитанга, где иногда удается выделить даже зоны [Курбатов, 1968]. В более северных и восточных разрезах Юго-Западного Гиссара (горы Байсунтау, Сурхантау, Мечетли и др.) подразделение на подъярусы несколько менее отчетливое, а иногда носит даже условный характер.

В пределах Бухаро-Хивинской депрессии юрские отложения погребены под мощными толщами молодых образований и вскрываются исключительно глубоким бурением. В настоящее время имеется много данных о строении юрского разреза закрытых территорий, полученных за осно-

вании всестороннего изучения многочисленных керновых материалов глубокого бурения и данных электрокаротажных диаграмм. В юрском разрезе закрытой территории Бухаро-Хивинской впадины, как и в разрезе Юго-Западного Гиссара, выделяют три крупные формации: терригенную, карбонатную и эвапоритовую. Стратиграфическое расчленение и датировка разреза производится здесь в основном по данным спорово-пыльцевого анализа, редким находкам фауны и микрофауны, а также листовой флоры. Эти палеонтологические данные позволяют расчленить юрские отложения иногда с точностью до яруса, но в целом стратиграфическое расчленение юрского разреза по сравнению с открытыми районами является менее дробным и подчас носит условный характер.

Для территории Бухаро-Хивинской области выделяются два типа разрезов — полный и сокращенный — в зависимости от его стратиграфического объема, контролируемого геотектоническими условиями формирования осадков. Основная группа полных разрезов территориально тяготеет к зонам максимального прогибания южных районов Бухаро-Хивинской области (Чарджоуская ступень) и тяготеющих к ним районам среднего течения Амударьи. Для этих разрезов характерно отсутствие заметных перерывов и несогласий, и в них выделяются все три отдела юрской системы, часто с верхнетриасовыми отложениями в их основании [Бабаев и др., 1977]. Сокращенные разрезы характеризуются выпадением какой-либо части стратиграфического интервала. В местах развития таких разрезов следует предполагать проявление тектонических движений, приводящих к смене опусканий и поднятий. Сокращенные разрезы приурочены к периферическим частям прогибов и к некоторым внутренним участкам, отличавшимся на протяжении юрского периода несколько повышенной подвижностью.

Согласно принятой стратиграфической схеме, в юрских отложениях Юго-Западного и Южного Гиссара по литологическому составу снизу вверх выделяются свиты [Решения..., 1977]: санджарская и ее возрастной аналог на Южном Гиссаре — ташкутанская свита (нижняя юра—нижний лейас); гурудская свита¹ (средний лейас—низы верхнего байоса); дегибадамская свита с двумя подсвитами — нижней (верхний байос) и верхней (нижний бат) — и ее возрастные аналоги на Южном Гиссаре; тангидувальская (нерасчлененные верхи нижнего бата—средний бат) и ее возрастные аналоги на Южном Гиссаре; байсунская (верхний бат—нижний келловей); кугитангская (средний келловей—оксфорд); гаурдакская (кимеридж—средний титон); карабильская (верхний титон).

Выделенные свиты характеризуются достаточным постоянством их основных признаков, хорошо распознаются в юрском разрезе и прослеживаются по площади на большей части рассматриваемого района. Будучи увязанными с биостратиграфическими подразделениями общей шкалы и в то же время отражая местные циклы седиментации, свиты могут облегчить межрайонную корреляцию разрезов и расшифровку геологического строения отдельных участков рассматриваемой территории Средней Азии.

¹ В "Решениях..." [1977] возраст гурудской свиты — верхний лейас (средний тоар) — низы верхнего байоса.

Нижний лейас — нерасчлененные геттанг—синемюр

В основании мезозойского разреза в Юго-Западном Гиссаре выделяются отложения санджарской свиты, залегающие несогласно и с размывом на породах палеозоя, а на горе Мых (хребет Кугитангтау) — на кварцито-видных песчаниках, возраст которых некоторые исследователи [Объяснительная записка..., 1970] считают в пределах верхнего триаса (?) — нижней юры. Отложения свиты сохранились в эрозионных впадинах доюрского рельефа и имеют небольшую (5–18 м) и очень изменчивую мощность, однако не превышающую 50 м (разрез Санджар). Свита представлена линзовидно переслаивающимися брекчиями, брекчиевидными конгломератами, песчаниками, бокситовидными породами, пестроцветными алевролитами, аргиллитами, запесоченными пестроокрашенными глинами, переходящими вверх по разрезу в угленосные образования. Последние фиксируются в разрезах Байсунтау (Санджар) и Сурхантау (Дибодом, Гуруд) в виде тонких линзовидных слоев углистых пород и сажистых примазок. Угленосность свиты увеличивается на южном склоне Гиссарского хребта, а в разрезе Ташкутан в кровле бокситоносного комплекса залегают мощный (6,7 м) пласт угля сложного строения. Эти бокситоносные отложения и вышележащий пласт угля объединены на Южном Гиссаре в ташкутанскую свиту, мощность которой не превышает 28–30 м.

Ташкутанская свита в разрезах Ташкутан, Суфа, Чашмасанг охарактеризована богатым комплексом растительных макрофоссилий, позволяющим датировать вмещающие отложения ранним лейасом (в объеме нерасчлененных геттанга и синемюра): *Neocalamites* sp., *Phleboteris braunii* (Goepf.) Hirm. et Hoerh., *P. muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoerh., *P. polypodioides* Brongn., *P. torosa* Sixt., *Clathropteris obovata* Oishi, *Dictyophyllum muensteri* (Goepf.) Nath., *D. nilssonii* (Brongn.) Goepf., *Thaumatopteris hissarica* Brick et Sixt., *T. schenkii* Nath., *Hausmannia buchii* (Andrae) Richter, *H. leeiana* Sze, *H. sp.*, *Cladophlebis distans* Heer, *C. (Todites) roessertii* Zeiller, *C. schensiensis* Pan, *C. stenolopha* Brick, *C. suluktensis* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Otozamites latior* Sap., *Pterophyllum* cf. *angustum* (F. Braun) Gothan, *P. propinguum* Goepf., *P. pshartense* Pryn., *Ctenis* sp., *Pseudoctenis* sp., *Taeniopteris ferganensis* Brick, *Ginkgo ferganensis* Brick, *Sphenobaiera leptophylla* (Harris) Sixt., *Podozamites distans* (Presl.) Braun, *Pagiophyllum kurrii* (Pom.) Schimp., *P. kutalense* Sixt., *Stachyotaxus* sp. cf. *elegans* Nath., *Widdringtonites keuperianus* Heer (учтены данные других авторов [Алиев и др., 1981]).

Из ташкутанской свиты стратотипического разреза (Ташкутан) и из разреза Ханака нами выделен также раннейейасовый (геттанг-синемюрский) спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Calamotriletes* sp. (1,9–3,4), *Selaginella trigona* K.-M. (0–5), *S. aff. leptophylla* Back. (0–0,8), *Lycopodium subtrotundum* K.-M. (0–0,9), *Marattiaceae* (0–20,2), *Alsophila parvispinosa* Bolch. (0–46), *A. arcuata* Bolch. (0–8,5), *Osmundopsis kugartensis* Sixt. et Kuz. (0–0,8), *Matonia punctata* Fadd. (0–0,08), *Dictyophyllum* sp. (4,2–7,8), *Clathropteris* sp. (0,5–3,4), *Hymenophyllum* sp.

(0-1,6), *Klukisporites* sp. (0-36,9), *Leiotriletes* (типа *Hausmannia*) (5,6-18), *L.* (типа *Hissaropteris*) (1,9-8), *L.* (типа *Pteridaceae*) (0-0,8), *L. typicus* (Mal.) Bolch. (0-4), *L. gradatus* Bolch. (0-13,4), *L. romboideus* Mal. (0-0,9), *Acanthotriletes pyramidalis* Sach. et Iljina (0-11), *Tripartina variabilis* Mal. (0-0,5), *T.* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0-1,9), *Lophotriletes normalis* Bolch. (0-0,8), *L. asperimus* Bolch. (0,5-1,9), *L. minutepunctatus* Bolch. (0-0,8), *Duplexisporites* sp. (0-0,9), *Campotriletes cerebriformis* Naum. (0-2,8), *C. tenellus* Naum. et Iljina (0-2,4), *C. triangulus* Jarosch. (0-0,8), *Stenozonotriletes* sp. (0-2,5), *Ginkgoales* (6,5-8), *Classopollis* (0,5-8), *Coniferales* (0-1), cf. *Cordaitales* (0-0,8), *Pinus raristriata* Mal. var. *triassica* Mal. (0-0,9), *Podocarpus multesima* Bolch. (0-0,8), *P. multicina* Bolch. (0-0,8), *Striatites* sp. (0-1,6).

Синхронные отложения санджарской свиты Юго-Западного Гиссара палеоботанически охарактеризованы в меньшей степени [Алиев и др., 1981].

В Бухаро-Хивинской депрессии отложения санджарской свиты до сих пор не выделялись. Однако нам представляется, что ее аналоги могут быть установлены в низах юрского разреза ряда скважин различных площадей депрессии (Янгиказганской, Кульбешкакской, Учкырской, Зекрынской и др.). Основанием для этого служит палинологическая характеристика, а также литологический состав нижней части разреза, которые условно, но с известной долей уверенности могут быть сопоставлены с отложениями санджарской и ташкутанской свит Юго-Западного и Южного Гиссара.

Юрские отложения залегают здесь трансгрессивно на породах палеозоя, а местами, возможно, и верхнего триаса (?) и в нижней своей части представлены неравномерно переслаивающимися конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками с прослоями алевролитов, аргиллитов, углистых пород и углей. Все породы обогащены туфовым материалом и характеризуются ярко-пятнистой окраской пород в темно- и серо-зеленые, буровато-красные, коричневые и фиолетовые тона.

Из этой части разреза (низы грудской свиты) в 30-34 м от кровли палеозоя на площадях Учкыр и Янгиказган выделены спорово-пыльцевые комплексы. В Учкыре (интервал 3034-3038 м), по определению М.А. Петросьянц, спорово-пыльцевой комплекс характеризуется господством пыльцы голосеменных (72%) над спорами (28%). Среди голосеменных преобладают *Ginkgo* sp. (36%), *Bennettites medius* Bolch. (9%), *Podocarpaseae* (9%), *Pinus* sp. (9%), *Araucaria* sp. (5%), *Classopollis* (1%) и древние *Coniferae* [Вето и др., 1968]. Этот комплекс ею определяется как лотаринг-карикс и сопоставляется с плинсбахским комплексом Северного Кавказа [Ярошенко, 1965]. В скв. 10 Янгиказган, по Л.О. Тарасовой, пыльца голосеменных составляет до 90%. Среди них доминируют древние *Coniferae* (49%) с плохо дифференцированными воздушными мешками и пыльца (46-50%), сходная с сем. *Pinaseae*, из спор встречаются только *Dictyophyllum* sp. (1%) [Вето и др., 1968]. Возраст комплекса определяется Л.О. Тарасовой также лотарингом-кариксом (поздний синемюр-ранний плинсбах).

По нашему мнению, эти комплексы могут соответствовать не только верхам раннего лейаса, но и всему раннему лейасу (геттанг-синемюр).

тем более что из стратиграфически вышележащей части разреза этой же скважины (10 Янгигаган, интервалы 2177–2182 и 2047,7–2047,3 м) выделены еще два спорово-пыльцевых комплекса более молодого состава, но также в пределах нижней юры. Комплекс спор и пыльцы, выделенный из пород двух интервалов, отличается от описанного выше большим количеством пыльцы *Ginkgoaceae-Bennettitales* (26–22%), присутствием пыльцы *Classopollis* Pf. (7–4%), большим количеством и разнообразием спор, среди которых отмечаются *Coniopteris* (4–11%), *Phlebopteris* sp. (1%), *Tripartina variabilis* Mal. (1–2,5%), *Dictyophyllum* sp., *Osmunda* sp., *Ophioglossum* sp. (единично).

Аналоги санджарской свиты присутствуют, на наш взгляд, и в низах нижнетуямунской свиты Султансанджарской и Туямунской площадей, отложениями которой в Питнякском районе начинается очень мощный (свыше 2 км) юрский разрез. Свита представлена глинами темно-серыми, почти черными, плотными, часто переслаивающимися с крепкими разнородными песчаниками. Ряд глинистых горизонтов метаморфизован и напоминает роговики. Палинологической характеристики из этой части разреза нет [Бабаев, 1959].

Средний лейас—низы верхнего байоса

В Юго-Западном и Южном Гиссаре отложения гурудской свиты залегают с ясно выраженным размывом на отложениях санджарской и ташкутанской свит, а в местах их отсутствия — несогласно на породах палеозоя. Свита сложена континентальными образованиями и прекрасно охарактеризована листовой флорой. Нами в гурудской свите выделены три последовательно сменяющиеся по разрезу палеофлористических комплексов, позволяющих обосновать присутствие в ее составе нерасчлененных отложений среднего—верхнего лейаса (плинсбах—тоар), аалена и нижнего—низов верхнего байоса [Алиев и др., 1981].

Средний—верхний лейас (плинсбах—тоар)

Нижняя часть гурудской свиты разреза именуется в литературе "шаргуньскими" слоями. Они представлены толщей светло-серых грубозернистых песчаников, общей мощностью до 90,5 м. В нижней части толщи песчаники более грубозернистые, часто по площади и разрезу переходящие в гравелиты. В верхней части залегает пачка (25,5 м) песчано-глинистых пород, представленная чередованием мелкозернистых и алевритистых песчаников, алевролитов и глин, иногда несколько углистых. Различные литологические типы пород обычно плохо выдерживаются по площади и разрезу и часто замещают друг друга. На плоскостях слоистости встречается многочисленный растительный детрит, а в мелкозернистых разностях — определяемые остатки растений. Мощность "шаргуньских" слоев в Кугитангтау свыше 90 м, в Байсунтау — 80–100 м, Сурхантау — до 40 м.

Весь комплекс ископаемых растений, установленный нами в нижней трети гурудской свиты ("шаргуньские" слои) в разрезах Кугитангтау, Байсунтау, Северо-Восточном Сурхантау (Дибодом, Гуруд), относится

нами к среднему—позднему лейасу (плинсбах—тоару): *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *N. sp.*, *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Eq. lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Phlebopteris braunii* (Goepp.) Hirm. et Hoerh., *Phlebopteris sp.*, *Coniopteris sp.*, *Cladophlebis bidentata* Tur.-Ket., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Anomozamites minor* (Brongn.) Nath., *N. vittaeformis* Pryn., *Nilssonsonia sp.*, *Taeniopteris asiatica* Brick, *T. ferganensis* Brick, *Leptostrobilus laxiflorus* Heer, *Podozamites distans* (Presl) Braun, *P. lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Podozamites sp.*, *Cycadocarpidium sp.* (в одном местонахождении единичные экземпляры!), *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew. (часто!), *Pagiophyllum sp.*, *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell.

Средняя и верхняя юра

Ааленские отложения

Средняя часть разреза гурудской свиты, именуемая в литературе "вандобскими" слоями, в Кугитангтау, Байсунтау, Сурхантау (Дибодом, Гуруд) достигает мощности от 95 до 180 м. Представлена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых разностей этих пород и пластов угля. В нижней части различные разности этих пород часто замещают друг друга по разрезу и простираению. В верхней части четко намечается цикличное строение разреза. Породы средней части гурудской свиты включают многочисленные остатки листово-вой флоры.

Нами из пород средней части гурудской свиты в многочисленных разрезах юго-западных отрогов Гиссарского хребта установлен богатый комплекс растительных макрофоссилий, позволяющий датировать среднюю часть гурудской свиты ("вандобские" слои) началом средней юры—ааленским веком. Комплекс составляют следующие растения: *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Eq. lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Marattiopsis hoerensis* (Schimp.) Thom., *M. muensteri* (Goepp.) Schimp., *Todites princeps* (Presl) Goth., *Phlebopteris muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoerh., *P. pankaratievii* Gomol., *P. polypodioides* Brongn., *Clathropteris obovata* Oishi, *Hausmannia crenata* (Nath.) Moell., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew. (много!), *C. spectabilis* Brick, *Disorus sp.*, *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket., *C. argutula* (Heer) Font., *C. bidentata* Tur.-Ket., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. magnifica* Brick, *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. stenolopha* Brick, *C. suluktensis* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *C. whitbiensis* var. *punctata* Brick, *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed., *Sagenopteris phillipsii* (Brongn.) Sew., *Anomozamites minor* (Brongn.) Nath., *Pterophyllum braunianum* (Goepp.) Schenk, *Ptilophyllum kazachstanica* Genk., *P. cutchense* Morr., *Nilssonsonia acuminata* (Presl.) Goepp., *N. dentata* Brick, *N. formosa* Vachr. et Vas., *N. orientalis* Heer, *N. orientalis* Heer var. *minor* Font., *N. polymorpha* Schenk, *N. princeps* Oldh. et Morr., *N. taeniopteroides* Halle, *N. vittaeformis* Pryn., *Taeniopteris asiatica* Brick, *T. vittata* Brongn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia latifolia*

Tur.-Ket., *Podozamites angustifolius* (L. et A.) Braun, *P. latifolius* Heer, *P. lanceolatus* (L. et H.) var. *longifolia* Schenk, *Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew., *Elatides brandtiana* Heer, *E. curvifolia* (Dunk.) Nath., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Pityospermum* sp., *Carpolithes cinctus* Nath. В этой части разреза отмечаются также пресноводные двустворки: *Ferganocoeloceras estheriaeformis* Tschern., *Sibireconcha anodontoides* Tschern., *Unio* cf. *uzbekistanica* Rep., *U.* cf. *tomiensis* Leb. [Курбатов, 1968].

Отложения нижнего и низов верхнего байоса

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта верхняя часть разреза гурудской свиты, именуемая "шерджанскими" слоями, представлена толщей мощностью до 75 м, сложенной чередующимися слоями песчаников, алевролитов, глин, углистых глин, маломощных прослоев углей и пластов угля, достигающих иногда рабочей мощности. Вся толща имеет темно-серую окраску и хорошую выдержанность ее различных литологических разностей на значительных расстояниях. Она отличается присутствием крупных линзовидных анкеритовых конкреций ("желтяков") и прекрасной охарактеризованностью ископаемыми растениями. Последние позволяют верхнюю часть разреза гурудской свиты относить к байосу (нижнему—низам верхнего байоса), поскольку флороносные отложения в Кугитангтау перекрываются морскими слоями дегибадамской свиты с фауной двух верхних зон позднего байоса: *Garantiana garantiana* и *Parkinsonia parkinsoni*. Из этой части разреза нами определены: *Neocalamites hoerensis* (Schimp.) Halle, *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Eq. lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Eq. sp. cf. longifolia* Brick, *Equisetostachys* sp., *Annulariopsis simpsonii* (Phill.) Harris, *Plebopteris polypodioides* Brongn., *Hausmannia* sp.; многочисленные *Coniopteris*: *C. angustiloba* Brick (= *C. minturensis* Brick), *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. furssenkoi* Pryn., *C. spectabilis* Brick, *C. spectabilis* var. *plicata* Brick, *C. cf. porcina* Brick, *C. pulcherrima* Brick (= *C. karatiubensis* Brick), *C. zindanensis* Brick, *Gonatosorus sphenopteroides* Brick, *Cladophlebis suluktensis* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rassakaz. et E. Lebed., *Raphaelia kazachstanica* Genk., *Anomozamites nilssonii* (Phill.) Sew., *Pterophyllum* (*Tyrmia*) *karatiubensis* (Brick), *Nilssonia acuminata* (Presl.) Goepp., *N. dentata* Brick, *N. formosa* Vachr. et Vas., *Nilssonia orientalis* Heer, *N. orientalis* var. *minor* Font., *N. vittaeformis* Pryn., *Baiera asadai* Yabe et Oishi, *B. concinna* (Heer) Kaw., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia setaceae* Heer, *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Stenorhachis dubia* Antevs, *S. scanicus* Nath., *Carpolithes cinctus* Nath.

Кроме листовой флоры, в разрезах Кугитангтау из верхов гурудской свиты известны двустворчатые моллюски *Pseudocardinia* cf. *jeniseica* Mart., *Kija tjashinensis* Leb., *K. lebedevi* Rep. [Объяснительная

записка... , 1970]. Общая мощность гурудской свиты разреза Кугитангтау свыше 280 м, Байсунтау — до 345 м, Сурхантау — до 250 м.

На южном склоне Гиссарского хребта отложения гурудской свиты с размывом залегают на ташкутанской свите или ее аналогах, а в местах отсутствия последних — несогласно на породах палеозоя. Свита имеет значительно меньшую мощность, чем в юго-западных отрогах Гиссара. В изученных нами разрезах (Шаргунь, Ташкутан, Суфа, Ханака, Лючоб) мощность ее изменяется в пределах 220—110 м. Отложения свиты относительно хорошо охарактеризованы растительными макрофоссилиями, встреченными нами во всех упомянутых разрезах. В Ташкутане, Суфе, Ханаке, Лючобе, кроме листовой флоры, породы гурудской свиты содержат также споры и пыльцу.

В Шаргуне находится стратотип низов гурудской свиты — "шаргуньские" слои, представленные светло-серыми грубозернистыми грубокосослоистыми кварцевыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов в основании. Выше залегает пласт угля сложного строения (мощностью около 8 м), который перекрывается толщей относительно мелкозернистых пород, сложенной чередованием мелкозернистых и алевролитистых песчаников, реже — алевролитов и глин. Общая мощность базальных образований около 60 м. Из "шаргуньских" слоев нами определен богатый комплекс юрских растений, который датируется нами средним—поздним лейасом (плинсбах—тоар).

В Ташкутане низы гурудской свиты мощностью до 45 м представлены в нижней части грубозернистыми грубокосослоистыми песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов (мощностью около 30 м), сменяющимися кверху пачкой (около 15 м) более мелкозернистых образований, сложенной частым чередованием мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда углистых. Из этой части разреза нами собран и определен идентичный шаргуньскому комплекс ископаемых растений, а также выделены два спорово-пыльцевых комплекса, интерпретируемых нами как среднелейасовый (плинсбахский) и позднелейасовый.

Комплекс ископаемых растений из "шаргуньских" слоев разрезов Шаргунь и Ташкутан следующий: *Neocalamites issykkulensis* Tur.-Ket., *Equisetites lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Marattiopsis muensteri* (Goepf.) Schimp., *Phlebopteris muensteri* (Schenk) Hirm. et Hoerh., *P. polypodioides* Brongn., *Clathropteris obovata* Oishi, *Dictyophyllum muensteri* (Schenk) Nath., *Dictyophyllum nilssonii* (Brongn.) Goepf., *Rhizopteris schenkii*, *Coniopteris* sp., *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. sulcata* Brick, *C. suluktensis* Brick, *C. stenolopha* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *C. whitbiensis* Brongn. var. *punctata* Brick, *Lobifolia lobifolia* (Phill.) Rasskaz. et E. Lebed., *Sagenopteris* aff. *nilssoniana* Harris, *Nilssonia orientalis* var. *minor* Font., *N. polymorpha* Schenk, *Taeniopteris asiatica* Brick, *Ginkgo sibirica* Heer, *Baiera asadai* Yabe et Oishi, *B. concinna* (Heer) Kaw., *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew., *Taxites kazachstanicus* Tur.-Ket., *Pityospermum* sp.

В разрезах Суфа, Ханака, Лючоб базальные слои гурудской свиты достигают мощности 10 м (по р. Ханака — до 20 м). Представлены они

грубозернистыми образованиями с линзовидными прослоями (р. Ханака) мелкозернистых песчаников, реже — алевролитов, включающими единичные отпечатки раннеюрских растений: *Todites princeps* (Presl) Goth., *Phlebopteris braunii* (Goepf.) Hirn. et Hoerh., *Hausmannia* sp. В разрезе по р. Ханака из этой же части разреза установлен позднелейасовый спорово-пыльцевой комплекс.

Среднелейасовый спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из нижней части гурудской свиты в разрезе Ташкутан, имеет следующий состав (везде единично): *Calamotriletes* sp., *Marattiaceae*, *Alsophila parvispinosa* Bolch., *Osmunda jurassica* K.-M., *Trichomanes crassus* Bolch., *Dictyophyllum* sp., *Clathropteris* sp., *Klukisporites* sp., *Leiotriletes* (типа *Hausmannia*), *L.* (типа *Hissaropteris*), *Trachytriletes* sp., *Acanthotriletes pyramidalis* Sach. et Iljina, *Lophotriletes* sp., *L. asperrimus* Bolch., *Bennettitales*, *Ginkgoales*, *Classopollis*, *Pseudopicea magnifica* Bolch., *Piceites* sp., *Pinus* sp., *Stiatites* sp.

Из вышележащей части гурудской свиты ("шаргуньские" слои) в разрезах Шаргунь, Ташкутан и Ханака выделен позднелейасовый спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Sphagnumsporites* (типа *Cheiropleuria compacta* Bolch.) (0–1), *Selaginella trigona* K.-M. (0–0,9), *Lycopodium intortivallus* Sach. et Iljina (0–0,9), *Marattiaceae* (единично — 8), *Todites* sp. (0–3,8), *Alsophila parvispinosa* Bolch. (0–3,7), *A. arcuata* Bolch. (0–6,9), *Osmundopsis kugartensis* Sixt. et Kuz. (0–3,8), *Osmundites plicatus* Bolch. (0–2,2), *Osmunda jurassica* K.-M. (0–1,5), *Phlebopteris exornatus* Bolch. (0–5,4), *Matonia punctata* Fadd. (0–2,8), *Trichomanes crassus* Bolch. (0–1,5), *Dictyophyllum* sp. (0–30), *Clathropteris* sp. (0–12,5), *Hymenophyllum* sp. (0–5,3), *Eboracia* sp. (0–0,5), cf. *Adiantum* sp. (0–1), *Klukisporites* sp. (0–1), *Leiotriletes* (типа *Hausmannia*) (единично — 12), *L.* (типа *Hissaropteris*) (0–6,7), *L.* (типа *Coniopteris*) (0–9,4), *L.* (типа *L. microrugosus* Naum.) (0–7,8), *L. typicus* (Mal.) Bolch. (0–6,7), *L. gradatus* Bolch. (единично — 4), *Trachytriletes* sp. (0–3), *Acanthotriletes pyramidalis* Sach. et Iljina (0–4), *Tripartina* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0–1), *Lophotriletes asperrimus* Bolch. (0–3,4), *Duplexisporites* sp. (единично — 2,9), *Caytoniales* (0–1), *Ginkgoales* (6–22,5), *Classopollis* (единично, Шаргунь, — 12), *Coniferales* (единично — 10,8), *Walchiites gracilis* Bolch. (0–2,4), *Paleoconiferus asaccatus* Bolch. (0–3), *Piceites* cf. *asiaticus* Bolch. (0–1), *Pseudopinus* sp. (0–0,5), *Pinus sacculifera* K.-M. (0–1), *Pseudopodocarpus* sp. (0–1), *Podocarpus multesima* Bolch. (0–1), *P. dacrydioides* A. Rich. (0–1), *P. cf. strobilatus* Bolch. (0–1), водорослеподобные формы (0–0,5); споры грибов? (единично) (Шаргунь).

Средняя часть разреза гурудской свиты на Южном Гиссаре представлена чередованием мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов, углистых разностей этих пород. В верхней части намечается некоторая цикличность разреза. Эта часть разреза хорошо охарактеризована растительными макро- и микрофоссилиями, позволяющими датировать включающие отложения ааленским веком [Алиев и др., 1981]. Мощность в Шаргуне — до 110 м, Ташкутане, Суфе, Ханаке — до 30 м, в Лючобе — более 35 м.

Верхняя часть разреза гурудской свиты (нижний байос — низы верхнего байоса) Южного Гиссара будет рассмотрена нами совместно с расположенной стратиграфически выше нижней подсвитой дегибадамской свиты, представленной здесь континентальными образованиями.

Верхнебайосские и нижнебатские отложения

Дегибадамская свита выделяется в Юго-Западном Гиссаре в разрезах Кугитангтау, Байсунтау и Сурхантау, где она может быть подразделена на две подсвиты: нижнюю (верхний байос) — зоны *Garantiana garantiana* и *Parkinsonia parkinsoni*, представленную в морской фации, и верхнюю (нижний бат), сложенную прибрежно-континентальными угленосными образованиями. Дегибадамская свита залегает со следами размыва на подстилающей ее гурудской свите.

Нижняя подсвита (верхний байос) дегибадамской свиты представлена известковистыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками с маломощными прослойками углей. В основании свиты залегают массивные косослойные песчаники с линзами конгломератов из обломков пород подстилающей гурудской свиты. Из нижней части подсвиты указываются аммониты (*Garantiana* sp.) и двустворчатые моллюски [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977]: *Isognomon oolithica* Roll, *I. rugosa* Goldf., *Bureiomya vandobensis* Jufer., *B. mashrikovi* Jufer., *B. schalkanensis* Jufer. spp., *Cucullaea aequivalvis* Rep., *Camptonectes subgiganteus* Rep., *Mytiloides amygdaloides* Coldf. и др. Из средней и верхней частей подсвиты определены аммониты [Объяснительная записка..., 1970]: *Parkinsonia rarecostata* Buckm., *P. doneziana* Boriss., *P. harmonulata* Khud., *P. parkinsoni* Sow., *P. balkhanensis* Khud. и др. Отсюда известен также богатый комплекс двустворчатых моллюсков: *Cucullaea cucullata* Münster., *Myopholas uzbekistanensis* Jufer., *Bureiomya vandobensis* Jufer., *B. schalkanensis* Jufer. spp., *Pleuromya tenuistria* Münster., *P. goldfussi* Roll., *Gresslya latirostris* Ag.

В Юго-Западном Сурхантау (Хаус, Диоболо, Курганча) нижняя подсвита дегибадамской свиты также охарактеризована позднебайосской фауной. Так, в разрезе Хаус найдены двустворки: *Camptonectes subgiganteus* Rep., *Myopholas* cf. *oblongus* Rep., *Trigonia* ex gr. *costata* Sow. и др. Нижняя граница дегибадамской свиты (нижней подсвиты) в большинстве разрезов юго-западных отрогов Гиссарского хребта проводится в основании слоев темно-серых известковистых песчаников или алевролитов с остатками аммонитов рода *Parkinsonia* и двустворок. Мощность нижней подсвиты в разрезах Кугитангтау — 130–150 м, Байсунтау — свыше 100 м, Сурхантау — 60–70 м.

Верхняя подсвита (нижний бат) дегибадамской свиты представлена чередованием алевролитов, песчаников, аргиллитов с линзами и прослоями угля. Нижняя ее граница проводится по смене прибрежно-морских отложений с позднебайосскими аммонитами лагунно-континентальными образованиями, содержащими макроскопические остатки растений в большинстве своем хорошей сохранности. Мощность подсвиты в Кугитангтау до 70 м, Байсунтау — 110–185 м, Сурхантау — до 60 м. Из

разрезов Кугитангтау, Байсунтау, Сурхантау нами установлен следующий комплекс ископаемых растений: *Selaginellites* sp., *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Eq. lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Equisetites* sp., *Coniopteris angustiloba* Brick (= *C. minturensis* Brick), *C. fursenkoi* Pryn., *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. latifolia* Brick, *C. pulcherrima* Brick (= *C. karatiubensis* Brick), *C. spectabilis* Brick, *C. zindanensis* Brick, *Disorus* (Tuarella) *lobifolius* Bur., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *Raphaelia* sp. *Otozamites abbreviatus* Feistm, *Otomozamites* sp., *Pterophyllum* (*Tyrmia*) *karatiubensis* (Brick), *Ptilophyllum cutchense* Morr., *N. orientalis* Heer., *N. orientalis* var. *minor* Font., *N. polymorpha* Schenk, *N. vittaeformis* Pryn., *Ctenis* sp., *Ginkgo sibirica* Heer, *Baiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia setaceae* Heer, *Jxostrobis heeri* Pryn., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) T. Braun, *Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew. (часто!), *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath. (в некоторых разрезах массово!), *Edatocladus* sp., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath., *Carpolithes cinctus* Nath., *C. heeri* Tur.-Ket., *C. oviformis* Pryn.

Залегание флороносных слоев верхней дегибадамской подсвиты над морскими слоями с *Parkinsonia parkinsoni* и позднебайосскими двустворчатыми моллюсками определяет возраст комплекса как раннебабатский. Однако ряд исследователей относят верхнюю угленосную подсвиту также к верхнему байосу [Объяснительная записка... , 1970]. В "Решениях межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии" [1977] верхняя подсвита дегибадамской свиты отнесена к низам бата.

Нерасчлененные отложения верхов нижнего бата и среднего бата

В Кугитангтау, Байсунтау и Сурхантау тангидувальская свита залегает согласно на верхней дегибадамской подсвите. Она представлена чередованием темно-серых известковистых алевролитов и аргиллитов с известковистыми косослоистыми песчаниками, иногда переходящими в песчаные известняки-ракушечники и конгломераты. Мощность тангидувальской свиты в Кугитангтау 140 м, Байсунтау — 130–140 м, Сурхантау — 50–55 м.

Тангидувальская свита охарактеризована фауной верхов раннего и среднего бата. В Кугитангтау из нижней части свиты известны аммониты: *Oraniceras* ex gr. *württembergicus* (Opp.), *Siemiradzkaia aurigera* Opp., *Procarites* spp., *Oppelia* ex gr. *fallax* Gueranger. В верхней части указываются *Tulites tula* Buckm., *Treptoceras* spp., *Choffatia* spp., *Siemiradzkaia bucharica* Nik. и двустворчатые моллюски: *Meleagrinnella echinata* Smith., *Limatula gibbosa* Sow., *Astarte pulla* Roem., *Cucullaea concinna* Phill., *Modiolus gibbosus* Sow., *Thracia lata* Goldf., *Pteria inornata* Rep., *Pholadomya ovula* Ag., *Pleuromya marginata* Ag., *P. dgebelensis* Sibir. и др. Из разрезов Сурхантау (Хаус, Курганча) приводятся аммониты: *Oraniceras württembergicus* (Opp.), *Procerites* sp. и двустворки: *Cucullaca* aff. *concinna* Phill., *Pteria inornata* Rep., *Astarte pulla* Roem., *Leda*

lacryma Sow., *Meleagrinnella echinata* Smith., *Corbula* cf. *involuta* Goldf., *Camtonectes lens* Sow., *Modiolus gibbosus* Sow. и др. [Решения... , 1977].

Из отложений тангидувальской свиты в разрезе Дибодом нами установлен батский спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Equisetites* sp. (0–2), *Sphagnumsporites* (типа *Cheiropleuria compacta* Bolch.) (0–2), *S.* (типа *C. congregata* Bolch.) (0–2), *Lycopodium perplicatum* K.-M. (0–2), *Selaginella* sp. (0–1), *S. velata* Krasn. (0–1), *Matonia* sp. (0,5–4), *Adiantum glaber* Bolch. (0–2), *Eboracia* sp. (0–1), *Dicksonia* sp. (0–2), *Klukisporites* sp. (0–2), cf. *Gleicheniidites* sp. (0–4), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (22–40), *L.* (типа *Hausmannia*) (0–1), *L.* (типа *Gonatosorus*) (0–3), *L. subtilis* Bolch. (0,5–4), *L. convexus* Bolch. (0–2), *L.* (типа *Onychiopsis*) (0–1), *L.* (типа *Cheilanthes*) (0–1), *Tripartina variabilis* Mal. (0,5–6), *T.* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0–3), *Trachytriletes* sp. (0–1), *Acanthotriletes pyramidalis* Sach. ex Iljina (0–2), *Duplexisporites* sp. (0–1), *Camptotriletes cerebriformis* Naum. (0–1), *Bennettiales* (0–0,5) *Ginkgoales* (0–2), *Classopollis* sp. (12–18), *Coniferales* (0–4), *Piceites* sp. (0–2), *Pinus divulgata* Bolch. (0-1,5). Водорослеподобные формы: *Pilla* (0–0,5), *Inderites* (разные) (0–10), *Aletes* (0–2,5), *Huysrichospaeridium* (0–0,5); споры грибов? (разные): 0,5–7,5.

В горах Мечетли и на южном склоне Гиссарского хребта (разрезы Шаргунь, Ташкутан, Суфа, Ханака, Лючоб) морские отложения с позднебайосской и ранне-среднебатской фауной отсутствуют. Весь разрез средней юры (за исключением самых верхов бата) представлен здесь континентальными образованиями, охарактеризованными ископаемыми растениями. Послойное изучение растительных остатков позволило выделить в разрезе средней юры последовательные флористические комплексы от аалена до бата включительно. Из этих же отложений выделены также споры и пыльца, дополняющие характеристику флористических комплексов [Алиев и др., 1981]. Таким образом, отложения, охарактеризованные байосским комплексом макро- и микрофоссилий, могут быть сопоставлены с разрезами юго-западных отрогов Гиссарского хребта и, следовательно, включают в свой состав верхи гурудской свиты и возрастные аналоги низов дегибадамской свиты (нижней ее подсвиты). Эти отложения представлены здесь толщей многократного переслаивания грубозернистых пород – гравелитов или грубозернистых песчаников – с пачками более мелкозернистых образований: мелкозернистых и алевролитистых песчаников, алевролитов с подчиненными прослоями глин и углистых пород. По рекам Суфе и Ханак в нижних частях разреза встречаются прослои угля, а по р. Лючоб – мелкообломочные брекчии с линзовидными прослоями грубозернистых песчаников и гравелитов. Общая мощность отложений верхов гурудской свиты и возрастных аналогов нижней подсвиты дегибадамской свиты в разрезе Шаргунь 85 м, в Ташкутане и Ханаке – до 40 м, Суфе и Лючобе – до 55 м.

Комплекс ископаемых растений, установленный в горах Мечетли и Южного Гиссара, в рассматриваемой части разреза идентичен байосскому комплексу месторождений юго-западных отрогов Гиссара. Он состоит из следующих растений: *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Eq. lateralis* (Phill.) Phill. (= *Eq. ferganensis* Sew.), *Marattiopsis muensteri* (Goepf.) Schimp., *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Klukia exilis* (Phill.) Racib;

массовость представителей рода *Coniopteris*: *Coniopteris angustiloba* Brick (= *C. minturensis* Brick), *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. spectabilis* Brick, *C. spectabilis* var. *plicata* Brick, *C. pulcherrima* Brick (= *C. karatiubensis* Brick), *C. zindanensis* Brick, *Coniopteris* sp., *Eboracia lobifolia* (Phill.) Thom., *Gonatosorus nathorstii* Racib., *G. sphenopteroides* Brick, *Cladophlebis aktashensis* Tur.-Ket., *C. argutula* (Heer) Font., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. nebbensis* (Brongn.) Nath., *C. sulcata* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *C. whitbiensis* Brongn. var. *punctata* Brick, *Lobifolia lobifolia* Rassakaz. et E. Lebed., *Sagenopteris phillipsii* (Brongn.) Presl, *Otozamites* sp., *Ptilophyllum cutchense* Morr., *P. kazachstanica* Genk., *Nilssonia acuminata* (Presl) Goepf., *N. baisunensis* Iminov, *N. orientalis* Heer, *N. orientalis* var. *minor* Font., *N. polymorpha* Schenk, *N. aff. schmidtii* (Heer) Sew., *N. vittaeformis* Pryn., *Ctenis gigantea* Brick, *C. kirgisisca* Brick, *Taeniopteris asiatica* Brick, *Ginkgo* sp., *Baiera* sp., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Cze-kanowskia rigida* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Braun, *Brachyphyllum mamillare* Brongn., *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew., *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath., *Stachyotaxus* ex gr. *kazachstanica* Tur.-Ket., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath. Кроме того, из этих же отложений в разрезах Ташкутан, Суфа, Ханака, Лючоб выделен спорово-пыльцевой комплекс, интерпретируемый нами тоже как байосский [Алиев и др., 1981].

Установленный соответственно из вышележащей части непрерывного разреза батский флористический комплекс может быть сопоставлен с одновозрастными комплексами юго-западных отрогов Гиссарского хребта и по аналогии со строением разреза последних позволяет выделить на Южном Гиссаре возрастные аналоги верхней дегибадамской подсвиты и тангидувальской свиты: *Annulariopsis simpsonii* (Phill.) Harris, *Marattiopsis muensteri* (Goepf.) Schenk, *Phlebopteris* sp., *Dictyophyllum rugosum* Limdl. et Hutt., *Klukia exilis* Racib., *Coniopteris angustiloba* Brick (= *C. minturensis* Brick), *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *C. spectabilis* var. *plicata* Brick, *Coniopteris* sp., *Eboracia lobifolia* (Phill.) Thom., *Cladophlebis argutula* (Heer) Font., *C. denticulata* (Brongn.) Font., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *C. sulcata* Brick, *C. whitbiensis* (Brongn.) Brongn., *Pachypteris* sp., *Sagenopteris phillipsii* (Brongn.) Presl., *Sagenopteris* sp., *Anomozamites* cf. *nilssonii* (Phill.) Sew., *Otozamites abbreviatus* Feistm., *O. sp.*, *Pterophyllum* (*Tyrnia*) *karatiubensis* (Brick), *Ptilophyllum cutchense* Morr., *Nilssonia mediana* (Leek.) Fox.-Strang. (= *N. tenuicaulis* (Phill.) Fox.-Strangw.), *N. orientalis* Heer, *N. polymorpha* Schenk, *N. serrata* Pryn., *N. vittaeformis* Pryn., *Brachyphyllum mamillare* Brongn., *B. sp.*, *Pagiophyllum peregrinum* (L. et H.) Sew. (много!), *Elatides curvifolia* (Dunk.) Nath. (в разрезе Лючоб – много!), *Elatoclaus* sp., *Pityophyllum angustifolium* (Nath.) Moell., *P. nordenskioldii* (Heer) Nath.

Эта часть разреза охарактеризована также батским комплексом спор и пыльцы (в %): *Equisetites* sp. (1–1,5), *Sphagnumsporites* sp. (0,5–8), *S.* (типа *Cheiropleuria compacta* Bolch.) (0,5), *S. rotundiformis* (К.-М. (единично – 2,5), *Lycopodium subrotundum* К.-М. (0–1,5), *L. intorti-*

vallus Iljina (единично — 2), Marattiaceae (0—4,5), Alsophila arcuata Bolch. (0—3,5), Osmundites angrenicus Sixt. et Kuz. (0—6,5), Osmundopsis minuta Bolch. (0—5), Osmunda jurassica K.-M. (0—1,5), Phlebopteris exornatus Bolch. (0—0,5), Hymenophyllum sp. (0—2), Adiantum glaber Bolch. (0—3,5) cf. Lygodium asperum Bolch. (0—2), Eboracia sp. (0—5,5), Dicksonia sp. (0—1,5), Anemites sp. (0—1,4), Klukisporites sp. (0—8,5), Plicifera sp. (0—5,4%), P. delicata (Bolch.) Bolch. (0—1,5), Gleicheniidites sp. (единично — 4), Leiotriletes (типа Coniopteris) (единично — 42), L. (типа Gonatosorus) (0—2), L. (типа Hausmannia) (0—9), L. (типа Cheilanthes) (0—1), L. gradatus Bolch. (0—4), L. gleicheniiformis Mal. (0—4,5), L. microrugosus Bolch. (0—единично), L. subtilis Bolch. (0—5), Tripartina variabilis Mal. (0—0,5), T. (типа Cibotium junctum K.-M.) (0—2,5), Trachytriletes sp. (0—1), Acanthotriletes pyramidalis Sach. et Iljina (0—1), Duplexisporites sp. (0—4,5), Camptotriletes cerebriformis Naum. (0—1), C. clivosus Naum. (0—1), Stenozonotriletes sp. (0—4,3), Caytoniales (0—1), Ginkgoales (0—14,3), Classopollis (единично — 11,4), Sciadopitys zaueri Rovn. (0—12), S. affluens Rovn. (0—3,5), cf. Cupresacites sp. (0—4,5), Coniferales (0—12), Piceites asiaticus Bolch. (0 — единично), P. mollicelus Bolch. (0—1,5), Pseudopicea variabilis (Mal.) Bolch. (0—1,4), Picea singularae Bolch. (0—0,5), Protopinus subluteus Bolch. (0—0,5), Pinus divulgata Bolch. (0—1), P. pernobilis Bolch. (0—2,5), Podocarpus multesima Bolch. (0—1), P. tricocca Bolch. (0—1,5), P. arcuata Bolch. (0 — единично), P. unica Bolch. (0—0,5), Quadraeculina limbata Mal. (0—1).

Батские отложения в горах Мечетли и на Южном Гиссаре представлены песчаниками разной зернистости, чаще грубозернистыми, с линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников и алевролитов, иногда углистых. В западных разрезах Южного Гиссара (Шаргунь, Ташкутан) в нижней части встречаются углистые алевролиты и глины с маломощными линзовидными прослоями угля. Здесь породы отличаются некоторой известковистостью. В восточных разрезах (Ханака, Лючоб) состав пород более грубозернистый, прослои мелкозернистых образований имеют подчиненное значение. Общая мощность отложений бата в Шаргуне — до 60 м, в Ташкутане — до 20 м, Суфе, Ханаке, Лючобе — 30—40 м [Алиев и др., 1981].

В пределах Бухаро-Хивинской депрессии среднеюрские отложения распространены значительно шире, чем нижнеюрские, и выражены более мощным комплексом терригенных пород (до 500 м в Учкыре и свыше 650 м в Кимереке). Среднеюрские осадки не встречены скважинами в пределах ряда древних палеозойских выступов на Бухарской ступени; не обнаружены они также в сводовых частях отдельных структур на Чарджуоской ступени. Отложения средней юры по объему охватывают среднюю и верхнюю части гурудской свиты, полностью дегибадамскую и тангидувальскую свиты и нижнюю часть байсунской свиты. Гурудская свита имеет наибольшее распространение. Она вскрыта многочисленными скважинами и представлена мощной толщей пород континентального происхождения, сложенной чередующимися между собой разнозернистыми, преимущественно мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргил-

литами и углями. Породы серого и темно-серого цвета обогащены обуглившимся растительным детритом, реже встречаются определяемые остатки растений. Возраст определяется в основном спорово-пыльцевыми комплексами, устанавливающими присутствие в гурудской свите отложений нижней юры, аалена и байоса. Иногда отсутствуют самые низы разреза свиты (нижнеюрские отложения), и тогда описываемая часть разреза гурудской свиты залегает несогласно и с размывом на породах палеозоя, а местами на верхнетриасовых (?) образованиях.

Дегибатамская, тангидувальская и низы байсунской свиты литологически трудно отличимы от отложений гурудской свиты. Они также представлены чередующимися песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами, но обычно несколько обогащены известковистым материалом; участками встречаются прослои углистых глин, а в верхней части — иногда тонкие прослои глинистых известняков. Окраска пород серая, иногда с зеленоватым оттенком. Редко попадающаяся в этой части разреза морская фауна (чаще двусторчатые моллюски и очень редко остатки аммонитов) определяет возраст пород и принадлежность их к морским фациям. В основном же возраст отложений определяется по спорово-пыльцевым комплексам. В средней юре некоторые исследователи выделяют аален-байосский и батский спорово-пыльцевые комплексы. Нами обычно спорово-пыльцевые комплексы средней юры разграничиваются и выделяются комплексы аалена, байоса и бата; каждый из них имеет свои отличительные особенности [Алиев и др., 1981].

На некоторых площадях Бухаро-Хивинской депрессии (Бухарская ступень) осадки дегибатамской и тангидувальской свит не зафиксированы и стратиграфически вышележащие отложения залегают с размывом на гурудской свите. Вообще выделение свит по керновому материалу крайне затруднено, и только установление спорово-пыльцевых комплексов определяет присутствие в разрезе возрастных нерасчлененных аналогов гурудской, дегибатамской и тангидувальской свит.

Граница между отложениями нижней и средней юры на закрытой территории Бухаро-Хивинской депрессии проводится обычно по смене спорово-пыльцевых комплексов; соответственно, она бывает скоррелирована с данными электрокаротажа. На электрокаротажных диаграммах породы нижнего отдела юры характеризуются сильно дифференцированными кривыми КС и ПС. Значение КС составляет 10–15 ом·м. Породы средней юры характеризуют более повышенные значения КС — до 40 ом·м, причем кривые удельного сопротивления и естественной поляризации слабо дифференцированы [Объяснительная записка... , 1970].

Верхнебатские—нижнекелловейские отложения

Байсунская свита широко распространена в юго-западных отрогах Гиссарского хребта и его южном склоне. В разрезах Кугитангтау и Байсунтау — это глинисто-карбонатная толща, представленная чередованием известковистых алевролитов и аргиллитов с прослоями мергелей и известняков; количество последних увеличивается в верхней части разреза.

Нижняя часть байсунской свиты датируется поздним батом по при-

сутствию в ней *Oppelia aspidoides* Opp. и *Clydoniceras discus* Sow. — зональных видов обеих зон верхнего бата. Кроме зональных видов, в низах байсунской свиты совместно с *Oppelia aspidoides* Opp. встречены фораминиферы *Lenticulina evolata* Kurb., *L. simplex* Kübl. et Zw., *Spirellina kübleri* Mjatl., *Epistomina* ex gr. *peregrina* Kapt.-Tsch., а совместно с *Clydoniceras discus* Sow. — встречены и другие аммониты: *Siemiradzka* sp., *Choffatia* sp., а также брахиоподы *Sphaeroidothyris globata* Sow., *Lophrothyris euryptycha* Kitch., *Aulacothyris arlanensis* E. Prosor.

В верхней части байсунской свиты установлены раннекембрийские аммониты: *Macrocephalites macrocephalus*, M. ex gr. *tumidus* Rein., *Sigaloceras* (*Keplerites*) *calloviensis* Sow., *Proplanulites koenigi* Sow., *Dolikephalites compressus* Quenst. и другие, определяющие в целом раннекембрийский возраст отложений и соответственно фиксирующие наличие двух зон. Однако аммониты встречаются в редких разрезах, главным образом в разрезах Кугитангтау. Наиболее многочисленны двустворчатые моллюски *Parallelodon giganteum* Sibir., *Pinna cuneata* Phill., *Chlamys subinaequicostatus* Kas., *Astarte incerta* Pčěl., *Pleuromya* spp., комплекс брахиопод: *Burmihynchia rotunda* Buckm., *Septaliphoria levizkii* Moiss. и др., а также комплекс фораминифер: *Cribrostomoides* (?) *kysyltamicus* Kurb., *Ophtalmidium mubarekensis* Kurb., *Sigmoilinita costata* (Antonova) и др. [Курбатов, 1971; Объяснительная записка..., 1970; Опорные разрезы..., 1969; Решения..., 1977].

Нижняя граница байсунской свиты проводится в подошве известковистой аргиллито-алевролитовой толщи по появлению позднебабских аммонитов. Мощность отложений в Кугитангтау и Байсунтау не превышает 180 м.

В восточном направлении, в Сурхантау, мощность байсунской свиты уменьшается до 55–60 м. Здесь в низах свиты известны позднебабские двустворчатые моллюски *Pholadomya murchisoni* Sow., *Meleagrinea echinata* Smith. и фораминиферы: *Cribrostomoides* (?) *gusarensis* Kurb., *Lenticulina evolata* Kurb., *Epistomina* ex gr. *peregrina* Kapt.-Tsch., а в верхней части свиты — раннекембрийские двустворчатые моллюски *Modiolus* cf. *subaequiplacatus* Sow., M. cf. *rocetus* Rep., *Posidonia buchi* Roem., *Pteria inornata* Rep., *Inoperna* cf. *soverbyi* Orb., *Limatula gibbosa* Sow., *Protocardia borissjaki* Pčěl. и др.; брахиоподы *Burmihynchia rotunda* Buckm.; фораминиферы: *Lenticulina* ex gr. *evolata* Kurb., *Sigmoilinita costata* (Antonova) и др. [Курбатов, 1968, 1971; Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977].

Из верхов байсунской и нижней половины кугитангской свит в Сурхантау (Фангарт, Дибодом, Гуруд) нами выделен кембрийский комплекс спор и пыльцы (в %): *Equisetites* sp. (0–2,2), *Sphagnumsporites* (типа *S. congregata* Bolch.) (0–1,5), *Selaginella velata* Krasn. (0–1), *Lycopodium subtrotundum* K.-M. (0–1), *Marattiaceae* (0–6), *Osmunda jurassica* K.-M. (0–1,5), *Matonia* sp. (0–2,7), *Matonisporites phlebopteroides* Bolch. (0–4), *Adiantum glaber* Bolch. (0–0,5), *Eboracia* sp. (0–1), *Dicksonia* sp. (0–1), cf. *Anemia* sp. (0–0,5), *Lygodium subsimplex* (0–0,5), *Klukisporites* sp. (0–1,6), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (0–10), *Gleicheniidites* sp. (0–3,2), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (6–17,5), L. (типа *Gonatosorus*) (0,5–8), L. (типа *Onychiopsis*) (0–0,5), L. *microrugosus* Bolch. (0–1), L. *gradatus* Bolch. (0–5), L. *subtilis* Bolch.

(0–2,7), *L. convexus* Bolch. (0–0,5), *Tripartina variabilis* Mal. (0–4), *T.* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0–1,5), *Acanthotriletes* sp. (0–0,5), *A. cf. pyramidalis* Sach. et Pjina (0–1), *Duplexisporites* sp. (0–2), *Camptotriletes clivus* Bolch. (0–0,5), *C. cerebriformis* Naum. (0–2), *Chomotriletes* sp. (0,5), cf. *Bennettiales* (0–0,5), *Cycadales* (0–8), *Ginkgoales* (1,6–9), cf. *Eucommiidites* sp. (0–2), *Classopollis* sp. (4–5 – Фангарт, 54,4–59,5 – Дибодом, 38 – Гуруд), cf. *Cupressacites* sp. (0–1), *Sciadopitys zaueri* Rovn. (0–1), *Coniferales* (0–29), *Paleoconiferus assaccatus* Bolch. (0–4), *Protoconiferus funarius* Bolch. (0–1), *Protopicea cerina* Bolch. (0–1), *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) (0–1), *Piceites podocarpoides* Bolch. (0–1), *P. mollicellus* Bolch. (0–1), *Picea cf. mesophytica* Pokr. (0–2), *Podocarpaceae* (0–3), *Podocarpus cf. multiformis* Bolch. (0–2), *P. andiniformis* Bolch. (0–2), переотложенные формы (0–0,5); водорослеподобные формы (4–35); споры грибов (?) (0–8,5).

На южном склоне Гиссарского хребта (разрезы Шаргунь, Ташкутан) байсунская свита представлена чередованием известковистых песчаников, аргиллитов с прослоями мергелей и известняков в верхней части. В основании свиты встречаются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Мощность свиты в Шаргуне 50 м, в Ташкутане – до 20 м. Из низов разреза отсюда известны позднебатские двустворчатые моллюски *Meleagrinea echinata* Smith., *Leda lacryma* Sow., *Astarte pulla* Roem., *Entolium demissum* Phill., *E. ivanovi* Pčěl., *Cucullaea concinna* Phill., *Pteris inornata* Rep. и фораминиферы *Epistomina* ex gr. *peregrina* Kapt.-Tscher. Из верхов разреза указываются раннекеловейские фораминиферы: *Palaeomiliolina* (?) *costata* Ant., *Lenticulina sphaerica* Kübl. et Zw., *L. evolata* Kurb., *Citharina* sp., *Dentalina* sp., *Nodozaria* sp. [Объяснительная записка... , 1970; Решения... , 1977].

Из байсунской свиты Ташкутана известен келловейский флористический комплекс [Вахрамеев, 1964; по данным Т.А. Сикстель]. Нами из прослоев мергелей верхов байсунской свиты в разрезе Шаргунь установлен келловейский спорово-пыльцевой спектр (в %): *Lycopodium* sp. (0,9), *Matonisporites phleboteroides* Bolch. (0,9), *Klukisporites* sp. (0,9), *Gleicheniidites* sp. (3,6), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (0,1), *L.* (типа *L. microrugosus* Bolch.) (0,9), *Tripartina variabilis* Mal. (5,4), *Ginkgoales* (2,7), *Classopollis* sp. (41,9), *Coniferales* (1,8), *Podocarpus cf. unica* Bolch. (0,9); водорослеподобные формы (2).

В самых восточных разрезах южного склона Гиссарского хребта (р. Лючоб) морские отложения байсунской свиты отсутствуют. Синхронные отложения представлены здесь возрастными аналогами байсунской свиты, сложенные несколько известковистыми пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями гравелитов, мощностью до 20–25 м. Из верхней части этой пачки пород нами выделен келловейский спорово-пыльцевой спектр (в %): *Sphagnumsporites* sp. (1), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (1), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (2), *Acanthotriletes* sp. (1), *Ginkgoales* (29,5), *Classopollis* sp. (58,5), *Coniferales* (4), *Pinus divulgata* Bolch. (1), *Podocarpus tricocca* Bolch. (2). По содержанию в нем пыльцы *Classopollis* (58,5) лючобский спорово-пыльцевой спектр сходен с келловейским комплексом из верхов байсунской свиты в разрезах Шаргунь и Дибодом.

Среднекелловой-оксфордские отложения

Кугитангская свита в нижней части представлена чередованием тонко- и толстоплитчатых массивных микрозернистых пелитоморфных известняков с прослоями детритовых, оолитовых обломочных, включающих пласти и линзы брахиоподовых, гастроподовых и коралловых известняков. Верхняя часть свиты сложена чередованием темно-серых, тонко- и толстоплитчатых пелитоморфных известняков, иногда включающих доломитизированные и слабоглинистые известняки, с отдельными прослоями детритовых. Для верхней части характерно присутствие участков доломитизированных известняков, включающих кораллово-водорослевые биогермные массивы.

Подобный обобщающий тип разреза отмечается на большей части территории юго-западных отрогов Гиссара. Изменяются лишь вариации и соотношения различных генетических типов пород, состоящих в основном из карбонатных разностей.

Нижняя граница свиты повсеместно проводится по подошве толщи пелитоморфных глинистых темно-серых известняков. Мощность кугитангской свиты в Кугитангтау и Байсунтау составляет более 600 м, в Сурхантау и Шаргуне — до 200 м.

На Южном Гиссаре в средней части кугитангской свиты появляются прослои известковистых песчаников и алевролитов, мощность свиты уменьшается: в Ташкутане — до 85 м, в более восточных разрезах — до 55—60 м. По р. Лючоб синхронные отложения — аналоги кугитангской свиты — представлены известковистыми пестроокрашенными песчаниками и алевролитами. В кровле разреза встречаются желваковидные известняки и мергели. Мощность аналогов кугитангской свиты достигает здесь 40 м. Возраст кугитангской свиты на основании находок аммонитов и других органических остатков для нижней части определен средним и поздним келловеем, а верхней — оксфордом.

В разрезах Кугитангтау в среднем келловее намечены зоны *Kosmoceras jason* и *Erymnoceras coronatum*, а в верхнекелловейском подъярусе — зоны *Peltoceras athleta* и *Quenstedtoceras lamberti*. Каждая из намеченных зон, кроме видов-индексов, охарактеризована комплексом сопутствующих видов, а также включает разнообразные двустворчатые моллюски. Так, по данным В.В. Курбатова и др. [Объяснительная записка. . . , 1970], зона *Kosmoceras jason*, кроме вида-индекса, включает остатки *K. castor* Rein, *Reineckea anceps* Rein, *Grossouvria nurthaensis* Spath., *G. curvicostata* Opp., в комплексе зоны *Erymnoceras coronatum* присутствуют также *E. banksi* Sow., *E. turmanensis* Amann., *Binatisphinctes binatus* Leck. и др.

Для обеих среднекелловейских зон характерны двустворчатые моллюски *Entolium ivanovi* Pécél., *Camptonectes kysyltanensis* Rep., *C. gissarensis* Rep., *Chlamys subinaequeicostatum* Kas., *Goniomya bajsunensis* Boris., *Ceratomya caleoviensis* Kas., *Pholadomya murchisoni* Sow., *Modiolus gibbosus* Sow. и др., а также брахиоподы *Septaliphoria guldaensis* Moiss., *S. jamudica* Moiss., *S. lamelliformis* E. Prozor., *Zeilleria balkarensis* Moiss., *Gusarella gusarensis* (Moiss.), *Loboidothyris kabardinensis* (Moiss.) и др.

Верхнекелловейский подъярус в Кугитангтау охарактеризован комплексом аммонитов: *Peltoceras athleta* Phill., *P. diversiforme* Spath., *Kosmoceras compressum* Quenst., *K. duncani* Sow., *K. spinosum* Sow., *K. theodori* Opp., *Quenstedtoceras cf. lamberti* Sow., *Hecticoceras trilineatum* Waag., *H. metomphalum* Bon., *Klematosphinctes perisphinctoides* Sinz. и др. Кроме аммонитов, здесь встречены двустворчатые моллюски *Gervillia aviculoides* Sow., *Isognomon promytiloides* Ark., *Aequipecten subnaequeicostata* Kas., *Chlamys borissjaki* Pčěl., *Camptonectes annulatus* Sow., *Ceratomya bucharica* (Boriss.), *C. calloviensis* Kas. и др.; брахиоподы *Loboidothyris beinezensis* Moiss., *L. kysylkyrensis* E. Prosor., *Gusarella gusarensis* Moiss.

Граница между подъярусами даже в Кугитангтау на местности не выделяется, так как проходит среди известняков. На остальной территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта и на его южном склоне по остаткам двустворок в кугитангской свите выделяются нерасчлененные отложения среднего и верхнего келловея.

Верхняя часть разреза кугитангской свиты (оксфорд) в Кугитангтау по находкам аммонитов делится на нижний и средне-верхнеоксфордский подъярус. В нижнеоксфордском намечаются зоны *Quenstedtoceras mariae* и *Cardioceras cordatum*, которые охарактеризованы общим комплексом аммонитов: *Quenstedtoceras mariae* Orb., *Cardioceras cordatum* Sow., *C. ex gr. praecordatum* Douv., *C. lahuseni* Maire, *C. costicardia* Buckm., *Perisphinctes orbignyi* Lor.; здесь же отмечены брахиоподы — *Kallirhynchia kiarisensis* E. Prozor.

Средне-верхнеоксфордские отложения охарактеризованы в Кугитангтау наиболее полно; там установлены виды зоны *Perisphinctes plicatilis* (эта зона в "Постановлениях Межведомственного стратиграфического комитета..." [1978] относится теперь к среднему оксфорду). Здесь для этой части разреза приводятся аммониты *Perisphinctes plicatilis* Sow., *P. biplex* Sow., *P. bakeriae* Sow., *P. lucingensis* Favre, *P. bernensis* Lor., *Euaspidoceras perarmatum* Sow., а также комплекс фораминифер *Cribrostomoides sangmilensis* Kurb., *Karaisella uzbekistanica* Kurb., *Lenticulina dubiaformis* Kurb., *Trocholina karastaensis* Kurb. (в верхней части разреза).

Кроме того, оксфордский ярус в Кугитангтау охарактеризован комплексом двустворчатых моллюсков: *Chlamys caucasica* Pčěl., *Ch. borissjaki* Pčěl., *Camptonectes normalicus* Rep., *C. kurganchensis* Rep., *Myophorella gissarensis* Rep., *Lima subgigantea* Rep., *Plesiocyprina gissarensis* Rep., *Modiolus hannoveranus* Str., *M. asperus* Rep., *Pteria schundarensis* Rep. [Объяснительная записка... , 1970; Лучников, 1972; Решения... , 1977].

Для верхней части кугитангской свиты в Кугитангтау и Байсунтау характерно наличие кустистых и ветвистых форм кораллов, которые вместе с другими органическими остатками (губки, криноидеи, брахиоподы и др.) образуют биогермы. Литологический состав верхней половины кугитангской свиты на остальной части юго-западных отрогов Гиссарского хребта сохраняется, но терригенная примесь в известняках увеличивается, а на южном склоне Гиссарского хребта возрастает число терригенных слоев.

На Южном Гиссаре (разрез Шаргунь) из тонких прослоев мергелей верхней части кугитангской свиты нами выделен оксфордский спорово-пыльцевой комплекс (в %), в котором отмечается высокий процент пыльцы *Classopollis* (74,5–98), *Sphagnumsporites* sp. (0–0,5), *Selaginella velata* Krasn. (0–1,5), *Lycopodium* sp. (0–0,5), *Osmunda* sp. (единично), *Matonia* sp. (0–10), *Adiantum glaber* Bolch. (0–0,5), *Dicksonia* sp. (0–2), *Klukisporites* sp. (0–0,5), *Plicifera* sp. (0–0,5), *P. delicata* (Bolch.) Bolch. (0,5–1), *Gleicheniidites* sp. (0–1,5), *G. laetus* (Bolch.) Bolch. (0–1), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (1,5–4), *L.* (типа *Gonatosorus*) (0–0,5), *L. typicus* (Mal.) Bolch. (0–2), *Tripartina variabilis* Mal. (0–0,5), *Triletesporites variverrucatus* Cook. (0–0,5), *Ginkgoales* (0–1), cf. *Gnetaceapollenites* sp. (0–0,5%), *Classopollis* sp. (74,5–98), *Picea* cf. *mesophytica* Pokr. (0–0,5), *Pinus divulgata* Bolch. (0–1); водорослеподобные формы (0,5–2%); споры грибов (?) (0–2).

Отложения кимериджа—среднего титона

Гаурдакская свита распространена широко, согласно залегает на кугитангской свите и характеризуется значительными мощностями. В нижней части она представлена солями, ангидритами (гипсами) и толщей переслаивания гипсов, известняков и доломитов. В верхней части свиты в юго-западных отрогах Гиссара (Кугитангтау и Байсунтау) развит "покровный ангидрит" — ангидриты с прослоями известняков, доломитов, красноцветных песчаников и глин. Мощность гаурдакской свиты изменяется от 1000 м в Кугитангтау и Байсунтау до 200 м в Сурхантау и до 70 м в западной части южного склона Гиссара.

Пачка "покровных ангидритов" на западе региона (Бухаро-Хивинской области) и в смежных районах Туркмении (Восточные Каракумы) выделяется в самостоятельную "шараплинскую" свиту (или "шараплинский" горизонт), сложенную ангидритами с прослоями известняков, доломитов, красноцветных песчаников и глин. На востоке "покровные" ангидриты, по-видимому, постепенно замещаются глинами, а в Сурхантау и на южном склоне Гиссарского хребта неотделимы от глин карабильской свиты, составляя часть этого стратиграфического подразделения.

Возраст гаурдакской свиты обосновывается комплексом двустворчатых моллюсков, установленным в некоторых разрезах Кугитангтау и Байсунтау. Здесь в нижней части свиты из прослоев известняков и доломитов, залегающих среди гипсов, встречаются кимериджские двустворчатые моллюски [Лучников, 1972; Решения... , 1977]: *Camptonectes normalicus* Rep., *C. gremieri* Contej, *Plesiocyprina gissarensis* Rep., *Chlamys duabensis* Rep., *Astarte carinata* Rep., *Modiolus* aff. *hannoveranus* Str., *Isognomon caucasicus* Pcel. В верхней части свиты в карбонатных прослоях среди покровных ангидритов отмечаются титонские двустворки: *Paralalodon lutugini* Pcel., *Modiolus subhannoveranus* Pcel., *M.* cf. *bipartitus* Sow., *Chlamys mantochensis* Etall.

В горах Мечетли и в западной части Южного Гиссара из карбонатных прослоев гаурдакской свиты указываются двустворки *Pinna lanceolata* Sow., *Camptonectes duabensis* Rep., *C. normalicus* Rep., *Astarte* cf. *carinata*

Rep., *Plesiocyprina gissarensis* Rep.; брахиолоды *Zeilleria bucculenta* Sow., *Ornitella depressa* Sahni [Решения... , 1977].

В последнее время высказывается предположение, что какая-то часть низов гаурдакской свиты может соответствовать еще оксфорду (что и отражено на приведенной нами схеме — см. рис. 2). Это базируется на следующем: в Гаурдаке, Тюбегатане и других районах из кровли кугитангской свиты обнаружены двустворчатые моллюски *Entolium ivanovi* Pčěl., *E. solidum* (Roem.), *Camptonectes normalicus* Rep., *Aequipecten hemicosmata* Mar. et Lys. и другие, широко распространенные в достоверно верхнеоксфордских отложениях [Репман, 1964; Пожариская, 1966; Прозоровская, 1972]. Однако присутствие в них остатков аммонитов, таких, как *Perisphinctes* (*Arisphinctes*) *plicatilis* Sow., *P. (A.) cowleyensis* Buck., *Grigoriceras* sp. и др. (данные Е.А. Репман), свидетельствуют о том, что формирование этих отложений связано с низкими горизонтами позднего оксфорда (в настоящее время зона *Perisphinctes plicatilis* отнесена к среднему оксфорду [Постановления... , 1978]). На этом основании были сделаны выводы, что к оксфорду может относиться еще какая-то часть отложений гаурдакской свиты, согласно перекрывающей карбонатную свиту [Прозоровская, 1972]. Это подтверждалось еще и тем, что в различных районах из прослоев известняков нижних горизонтов гаурдакской свиты Е.А. Репман определила большой комплекс двустворчатых моллюсков: *Camptonectes* cf. *normalicus* Rep., *Aequipecten* cf. *caucasica* Pčěl., *Plesiocyprina* cf. *gissarensis* Rep., сходный с комплексами, характерными для верхов кугитангской свиты.

В последующем из переходных слоев (пачка переслаивающихся сульфатных и карбонатных пород или пачка терригенно-карбонатных пород), пластов мергелей и известняков были обнаружены остатки аммонитов, включающие разнообразные формы: *Ataxioceras* sp., *Lithacoceras* spp. indet., *Lithoceras* sp., *Ochetoceras* sp. indet., возраст которых в целом Н.В. Безносовым [Ильин и др., 1976] определяется как позднеоксфордский—кимериджский. Мощность переходных слоев, по данным В.В. Курбатова [1971], изменяется от 12 м (Тюбегатан) до 100 м и более в Иргайли (Байсунгау).

Таким образом, граница оксфорда в одних случаях проходит по рубежу разнофациальных толщ (по кровле карбонатной формации кугитангской свиты), в других — на разных уровнях внутри нижних горизонтов соляно-ангидритовой толщи гаурдакской свиты. В последнем случае отделить оксфорд от кимериджа не представляется возможным, и граница между кугитангской и гаурдакской свитами проходит в интервале от верхней части оксфордского и до нижней части кимериджского яруса.

Отложения верхнего титона

Карабильская свита согласно залегает на подстилающей ее гаурдакской и представлена терригенными красноцветными осадками — чередованием глин, алевролитов и песчаников красных и малиново-лиловых тонов, иногда с прослоями катунных гравелитов и конгломератов. Свита имеет двучленное строение. В нижней части преобладают глины

и алевролиты, в верхней — песчаники, а в разрезах, расположенных вблизи от областей сноса, присутствуют и конгломераты.

Объем нижней подсвиты различен. На западе выделяется самостоятельная шараплинская свита, переходящая восточнее в "покровные ангидриты", в свою очередь, по-видимому, замещающиеся глинами нижних горизонтов карабильской свиты [Решения... , 1977]. С этим предположением не все исследователи согласны. Характерным для всей свиты в целом является невыдержанность состава и мощности по площади ее распространения: в юго-западных отрогах Гиссара ее максимальная мощность не превышает 200 м, в Сурхантау — 100 м. На южном склоне Гиссара происходит постепенное сокращение мощности: в Шаргуне — Ташкутане — до 60 м, а в восточной части (Лючобе) — до 5–10 м за счет размыва верхних горизонтов толщи до полного ее исчезновения (Санг-Миля). Выше трансгрессивно с размывом и несогласием залегает уьмурадская свита берриас-валанжинского возраста. Карабильская свита палеонтологически не охарактеризована. Возраст свиты устанавливается по ее положению в разрезе.

Вопрос о границе между юрской и меловой системами в настоящее время остается нерешенным и дискуссионным из-за отсутствия в карабильской свите характерных органических остатков. Некоторые исследователи относят ее к нижнему мелу, хотя новых палеонтологических данных для решения этого вопроса нет [Путеводитель... , 1968].

На закрытой территории Бухаро-Хивинской депрессии отложения верхней юры сложены теми же генетическими породами, расположенными в той же последовательности, соответственно которым здесь выделяются те же местные стратиграфические подразделения, что и в юго-западных отрогах Гиссарского хребта. Верхнеюрский отдел охватывает верхнюю часть байсунской свиты, кугитангскую, гаурдакскую и карабильскую свиты.

Возрастное расчленение отложений более или менее достоверно проводится пока лишь в рамках двух нерасчлененных стратиграфических толщ: келловей—оксфорда и кимериджа—титона. Только в нижней толще условно удается выделить отложения нижнего келловей, верхняя граница которой совмещается с подошвой кугитангской свиты.

Келловей—оксфорд в нижней части, соответствующей верхней половине байсунской свиты, представлен чередованием плотных темно-серых известняков, глин, алевролитов и песчаников. Такое строение разрез имеет в основном по разведочным площадям Чарджоуской ступени. В северном направлении к Бухарской ступени в карбонатной толще все чаще начинают встречаться известняки с примесью песчанистого и алевролитистого материала, а в юго-восточной части ступени на отдельных участках характерно появление высокопористых органогенных известняков, сложенных преимущественно органогенно-обломочными породами водорослево-кораллового состава, выделяемых иногда в качестве рифогенных образований (Каракум, Карим). Венчается разрез кугитангской карбонатной толщи пачкой темно-серых пелитоморфных, доломитизированных и глинистых известняков, иногда включающих пласты и гнезда ангидритов.

Из разрезов скважин многих площадей Бухарской и Чарджоуской

ступеней обнаружены различные органические остатки (очень редко аммониты, довольно часто двустворчатые моллюски, реже фораминиферы и кораллы); из некоторых интервалов карбонатной толщи иногда удается выделить комплекс спор и пыльцы, определяющий возраст вмещающих отложений лишь в рамках поздней юры.

Общая наибольшая мощность карбонатных отложений келловей—оксфорда фиксируется в юго-восточной части Чарджоуской ступени (до 535 м). В сторону Бухарской ступени она постепенно уменьшается (300—30 м) до полного выклинивания на сводах поднятий (Каганском, Мубарекском, Газлинском и др.).

Возраст карбонатной формации на закрытых площадях — келловей—оксфорд — и условное хроностратиграфическое соотношение горизонтов определяются путем прослеживания отдельных литологических и геофизических реперов от обнажений юго-западных отрогов Гиссарского хребта и пробуренных там же скважин (Адамташ, Гумбулак) к разрезам Бухаро-Хивинской области и интерпретации встреченных скудных палеонтологических данных.

Гаурдакская свита (кимеридж—титон) представлена толщей соляно-ангидритовых пород, в составе которой широко развиты ангидриты, гипсы, каменная соль, в той или иной мере обогащенные карбонатной и терригенной примесью. Строение разрезов в различных районах Бухаро-Хивинской области неоднотипно. Наиболее полные разрезы гаурдакской свиты распространены в юго-восточной части Чарджоуской ступени, где отчетливо устанавливается последовательность определенных генетических типов пород. Здесь верхняя часть гаурдакской свиты выделена в самостоятельную шараплинскую свиту, которая стратиграфически соответствует толще, именуемой "покровным ангидритом", выделяемой в разрезах в Кугитангтау. Шараплинская свита представлена ангидритами с прослоями известняков, доломитов, красноцветных песчаников и глин. Общая мощность соляно-ангидритовой толщи на Бухарской и Чарджоуской ступенях Бухаро-Хивинской области до 400 м; максимальная мощность ее на Тюбегатане, Гаурдаке 800—1000 м.

К северу и северо-западу состав, строение и мощность толщи постепенно изменяются. С юга на север происходит сокращение каждой свиты и постепенное их выклинивание. В пределах Бухарской ступени вся соляно-ангидритовая толща представлена либо чистыми ангидритами, либо ангидритами с прослоями известняков и терригенных пород, общая мощность которых не превышает 90 м (чистые ангидриты 5—50 м). Верхняя граница соляно-ангидритовой толщи проводится по подошве красноцветной толщи карабильской свиты (условно — верхний титон). Карабильская свита представлена чередующимися глинами, алевролитами и песчаниками малиновых тонов, иногда с прослоями катунных гравелито-конгломератов. В нижней части свиты преобладают глины и алевролиты, в верхней — песчаники. Для свиты характерна невыдержанность состава и мощности. Наибольшая мощность — до 200 м — зафиксирована в Чарджоуской ступени. В пределах Бухарской ступени свита имеет ограниченное распространение, ее мощность не превышает 15—20 м. Свита палеонтологически не охарактеризована и возраст ее условен.

ЗЕРАВШАНО-ГИССАРСКАЯ ГОРНАЯ ОБЛАСТЬ

В Зеравшано-Гиссарской горной области юрские отложения сохранились от эрозии на разобщенных участках, приуроченных к тектоническим депрессиям, которые могут быть сгруппированы в три прерывистые, широтного простирания полосы: северную, центральную и южную. Наибольшей мощности (свыше 1000 м) юрские отложения достигают в средней полосе своего распространения, к которой приурочены выходы на поверхность юрских угленосных отложений в бассейнах рек Ягноб, Фандарья, Пасруд и Шоме. Здесь она прослеживается в виде широко вытянутой полосы в бассейне рек Ягноб и Фандарья от долины рек Пасруд и Шоме на западе, через верхнее течение р. Фандарья, устье р. Габеруд и среднее течение р. Хшерг на востоке. Далее к востоку юрские отложения встречаются лишь в виде отдельных небольших выходов, зажатых в тектонических разрывах.

При описании стратиграфии Зеравшано-Гиссарской горной области авторы придерживаются местной стратиграфической схемы, утвержденной МСК [Решения... 1977], но трактовка возраста свит на основании полученных ими новых данных (листовая флора и спорово-пыльцевые комплексы) в значительной мере изменена. К нижней юре отнесены раватская, фанская и кухираатская свиты; к средней юре (в объеме аалена и байоса) — отложения габирутской и джжикрутской свит; к верхам средней юры—бату отнесена нижняя часть кухималекской свиты, выделенная нами в нижнюю подсвиту, и к верхней юре—келловею — верхняя часть кухималекской свиты (верхняя подсвита) [Генкина, Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981]. В.С. Лучников [1979] приводит новые данные о развитии в Зеравшано-Гиссарской горной области морских отложений оксфорда, охарактеризованных двустворчатыми моллюсками; в разрезе верхней юры он здесь выделяет суффинскую свиту келловейского возраста, исхандерскую свиту оксфорд—кимериджа и карабельскую свиту титона.

Нижняя юра

Нижний лейас — нерасчлененные геттанг—синемюр

Раватская свита выделяется в основании мезозойского разреза Зеравшано-Гиссарской горной области, имеет ограниченное распространение и изменчивую мощность от 1,5 до 10 м. По левому берегу р. Ягноб и в бассейне р. Шоме непосредственно под базальными конгломератами стратиграфически вышележащей фанской свиты на породах палеозоя залегают отдельные линзы, сложенные мелкозернистыми и алевритистыми песчаниками, алевролитами и сажистыми прослоями и прослойками углистых пород, содержащими большое количество отпечатков растений.

Фанская свита распространена шире, чем подстилающая ее раватская свита, и представлена толщей конгломератов с подчиненными линзовидными прослоями грубозернистых песчаников, количество которых возрастает к верхам разреза толщи. Реже встречаются линзовидные прослои более мелкозернистых песчаников и даже алевролитов, переполненных

растительных детритом, а иногда включающих определяемые остатки растений. Контакт конгломератовой толщи с подстилающими породами раватской свиты неровный, со следами размыва. Там, где конгломераты ложатся непосредственно на палеозойские породы, контакт выражен очень резко. Мощность фанской свиты 50–70 м. Из пород раватской и фанской свит, кроме ранней лейасовой комплекса листовой флоры, выделены два ранней лейасовых спорово-пыльцевых комплекса, причем комплекс из раватской свиты несколько древнее и может быть датирован рэтом–ранним лейасом [Генкина, Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981].

Средне-верхней лейасовые (плинсбах–тоар) отложения

Кухираатская свита представлена преимущественно аргиллитами и алевролитами и подчиненными прослоями мелкозернистых песчаников и углистых аргиллитов. Нижняя часть свиты сложена в основном алевролитами, аргиллитами и углистыми аргиллитами. В верхней части наблюдается частое переслаивание углистых аргиллитов, аргиллитов, алевролитов и песчаников, причем количество последних заметно увеличивается к верхам свиты. Мощность отложений кухираатской свиты 180–200 м. Определимые растительные макрофоссилии встречены только из самых верхов кухираатской свиты (комплекс интерпретируется нами как поздней лейасовый), тогда как споры и пыльца установлены по всему разрезу свиты. Здесь удалось выделить два спорово-пыльцевых комплекса: из нижней части свиты мощностью до 100 м – средне лейасовый (плинсбахский), из верхней части – поздней лейасовый (тоарский) [Генкина, Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981].

Средняя и верхняя юра

Ааленские отложения

Габирутская свита представлена ритмичным чередованием песчаников крупно- и мелкозернистых, алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и прослоев угля. Встречаются также линзовидные прослои гравелитов, приуроченные к слоям песчаников и часто переходящие по простиранию в грубозернистые песчаники. Контакт с отложениями подстилающей кухираатской свиты резкий. В основании свиты залегают грубообломочные породы – крупнозернистые песчаники, которые перекрываются и фациально замещаются гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность отложений габирутской свиты 180–200 м.

Байосские отложения

Джижикрутская свита залегает согласно на подстилающей габирутской и представлена многократным чередованием песчаников разной зернистости (преимущественно мелкозернистых), алевролитов, аргиллитов, углистых аргиллитов и пластов угля. Преобладают алевролиты и аргиллиты. Очень редко и на разных уровнях встречаются маломощные

линзовидные прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Цвет пород всей толщи темно-серый до черного из-за большого количества тонко рассеянного углистого детрита на плоскостях слоистости пород и из-за многочисленных прослоев углистых пород и пластов угля. Для свиты характерно наличие минерализованных стволов деревьев с их корневой системой, встречающихся в различных горизонтах свиты и занимающих различное положение по отношению к напластованию слоев. Мощность отложений джижикрутской свиты 380–400 м.

Батские и келловейские отложения

Кухималекская свита представлена преимущественно грубозернистыми породами. В ее основании залегает мелкогалечный конгломерат мощностью 2,5–3 м. Выше наблюдается переслаивание грубозернистых песчаников, грубокослоистых с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами, иногда углистыми, сильно ожелезненными. Алевролитистые и углистые разности тяготеют к низам разреза. Цвет всей толщи темно-серый, коричневатый с горчично-розоватым оттенком. Эта часть разреза выделена нами в нижнюю подсвиту кухималекской свиты (бат). Мощность ее 90–100 м.

Верхняя подсвита кухималекской свиты (келловей) отличается более яркой полосчатой окраской и представлена чередованием разнородных, преимущественно грубозернистых песчаников розовато- и красновато-серых тонов, по разрезу и площади часто сменяющихся гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность верхней подсвиты до 60 м.

Отложения габирутской, джижикрутской свит и нижней подсвиты кухималекской свиты содержат многочисленные и прекрасной сохранности отпечатки растений, позволяющие обосновать их среднеюрский возраст. Проведенный анализ состава флористических комплексов из разных частей разреза и выявленные характерные особенности этих комплексов дали возможность выделить отложения аалена, байоса и бата. Описанные отложения оказались также хорошо охарактеризованными растительными микрофоссилиями. Соответственно из пород габирутской, джижикрутской свит и нижней подсвиты кухималекской свиты установлены три спорово-пыльцевых комплекса: ааленский, байосский и батский [Генкина, Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981].

В верхней подсвите кухималекской свиты макроскопические остатки растений встречаются крайне редко, да и те плохой сохранности. Из этой части разреза нами выделен спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий отнести отложения верхней подсвиты кухималекской свиты к верхней юре–келловей. Комплекс имеет следующий состав (в %): *Equisetites* sp. (0–0,5), *Sphagnumsporites* sp. (0–0,5), *S.* (типа *Leiotriletes incertus* Bolch.) (0–0,5), *Selaginella* sp. (0–0,5), *Lycopodium subrotundum* K.-M. (0–1), *Marattiaceae* (0–0,5), *Clathropteris* sp. (0–1,6), *Osmunda jurassica* K.-M. (0,5–4,5), *Eboracia* sp. (0–0,5), cf. *Anemia* sp. (0–1), *Klukisporites* (0–0,8), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (0–5,9), *Gleicheniidites* sp. (0–2,5), *G. laetus* (Bolch.) Bolch. (0–1,5), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (6–13%), *L.* (типа *Gonatosorus*) (8,5–18), *L. gradatus* Bolch. (0–1,6), *L.*

minor Mal. (2,5–9,4), *Tripartina variabilis* Mal. (0–2), *T. variabilis* Mal. f. minor Mal. (0–3,3), *T.* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0–0,5), *Triletoporites variverrucatus* Cook. (0–2), *Caytoniales* (0–0,5), *Cycadales* (0–0,8), *Ginkgoales* (9,9–38), *Classopollis* (19,5–30,3), *Sciadopitys zaueri* Rovn. (0–0,5), *Coniferales* (2,5–18,7), *Piceites asiaticus* Bolch. (0–0,5), *Picea singularae* Bolch. (0–1), *Pseudopinus oblatinoides* Bolch. (0–0,5), *P. pectinella* Bolch (0–5,9), *Pinus divulgata* Bolch. (0,5–1), *P. pernobilis* Bolch. (0–0,5), *Podocarpus* cf. *unica* Bolch. (0–0,8), *Quadraeculina limbata* Mal. (0–0,5); водорослеподобные формы (0–4).

Келловейские отложения

Суффинская свита выделяется по данным В.С. Лучникова [1979]. Она согласно перекрывает пачку полосчатых песчаников (верхнюю подсвиту кухималекской свиты). В разрезе рассматриваемая толща выделяется пестрой окраской (фиолетовой, буровато-розовой, лиловой, коричневой, серовато-зеленой, редко голубовато-серой) и представлена неравномерным переслаиванием гравелитов, песчаников, алевролитов и редких маломощных глин. Все литологические разности пестроцветной толщи обогащены карбонатным материалом. Органические остатки в этой толще не встречены. Мощность свиты до 75,5 м.

Нерасчлененные оксфордские и кимериджские отложения

По данным В.С. Лучникова [1979], отложения и скандерской свиты согласно перекрывают отложения суффинской и выделяются в разрезе характерным строением и составом пород. В целом толща имеет буровато-коричневатую-красную окраску. Она представлена чередованием известковых песчаников, алевролитов, мергелистых глин, гравелитов и известняков. Выделяются пачки гравелитов розовато-серого цвета, а в верхней части — горизонты карбонатных светлых розовато- и коричневатых пород. В разрезе преобладают разнообразные песчаники, в верхней же половине толщи они находятся в равном соотношении с известняками.

В низах искиандерской свиты В.С. Лучниковым были обнаружены редкие двустворчатые моллюски: *Cyprina tachtensis* Rep., *Plesiocyprina gissarensis* Rep., *Protocardia* cf. *concinna* (Buch.), *Modiolus* sp., *Camptonectes* sp. На основании присутствия *Cyprina tachtensis* и *Plesiocyprina gissarensis*, встречающихся в оксфордских отложениях Юго-Западного и Южного Гиссара, возраст низов искиандерской свиты устанавливается оксфордским. В вышележащих слоях известняков встречаются единичные окаменелости плохой сохранности. Проведенное В.С. Лучниковым сопоставление выделенных им верхнеюрских свит в Зеравшано-Гиссарской горной области и восточной части южного склона Гиссарского хребта позволило ему датировать суффинскую свиту келловеем, а искиандерскую — оксфорд-кимериджем.

Титонские отложения

Карабильская свита так же, как и на южном склоне Гиссарского хребта, представлена красноцветными глинами и песчаниками и твердого палеонтологического обоснования возраста не имеет. Так же как и на Южном Гиссаре, титонские отложения с глубоким размывом и перерывом в осадконакоплении перекрываются грубообломочными породами ширкентской свиты нижнего мела [Лучников, 1979].

ЮГО-ЗАПАДНЫЙ ДАРВАЗ

Территория Дарваза расположена на стыке двух крупнейших горных систем — Памира и Тянь-Шаня. Юрские отложения выходят здесь на поверхность в виде узких полос субмеридионального простирания в бассейне р. Обиниоу и в районе хребтов Васмикух и Хозретиш. Представлены они разнообразными породами континентального, дельтового, прибрежно-морского и лагунного происхождения. Их общая мощность, по данным В.С. Лучникова, колеблется от 720 (р. Йокуньян) до 2100 м (бассейн р. Обиниоу).

Весь разрез юрских отложений В.С. Лучников [1973] подразделил снизу вверх на пять свит: грингскую (нижняя—средняя юра, в объеме аалена и байоса), шкельдаринскую (средняя юра, бат), зарбузскую (верхняя юра, келловей—оксфорд), сарынамакскую (верхняя юра, условно кимеридж—титон) и карабильскую (верхняя юра, условно титон).

Нижняя и средняя юра

Нижне-среднеюрские отложения (в объеме аалена и байоса)

Грингская свита широко развита на рассматриваемой территории. Ее нижняя часть наиболее распространена в бассейне р. Обиниоу (междуречье Шкель-Дара—Гринг) и в районе горы Хозретиш (угольное месторождение Равноу), где характер разреза фашиально различен. По данным В.С. Лучникова [1973], в бассейне р. Обиниоу разрез нижней части грингской свиты, отвечающей нижней юре, имеет двучленное строение.

Нижняя базальная пачка мощностью 4–57 м сложена линзовидно переслаивающимися грубозернистыми образованиями с редкими маломощными линзами алевролитов.

Верхняя—угленосная — толща нижней юры представлена линзовидными слоями разнозернистых песчаников, реже — гравелитов и глин и маломощных пластов углистых пород.

В хребтах Хозретиш и Васмикух в районе Равноуского каменноугольного месторождения низы разреза грингской свиты представлены в основном бокситовидными глинами и аллитами, переходящими вверх по разрезу в "бобовую руду". Мощность толщи 1,7–7,5 м.

Выше располагаются угленосные породы с двумя пластами угля (мощностью соответственно 5,6 и 6,0 м), генетически связанными с подстилающими бокситоносными образованиями (по составу и строению эта пачка,

по данным В.С. Лучникова, аналогична породам ташкутанской свиты южного склона Гиссарского хребта).

Еще выше по разрезу отмечаются часто чередующиеся песчаники, алевролиты и глины с линзами углистых пород. Мощность нижней части грингской свиты без базальных слоев 15–160 м. В.С. Лучниковым [1973] в нижней части разреза грингской свиты установлены два флористических комплекса, которые датируют вмещающие отложения ранней юрой, соответственно выделяя нижнелейасовые (геттанг—синемюр) и средне-верхнелейасовые (плинсбах—тоар) отложения.

Средняя часть грингской свиты мощностью 15–160 м по комплексу ископаемых растений отнесена В.С. Лучниковым к аалену. Она представлена линзовидно переслаивающимися песчаниками, алевролитами, глинами, углистыми породами и пластами угля (Обиниоу). В районе хребтов Васмикух и Хозретиш средняя часть грингской свиты сложена чередующимися слоями песчаников и алевролитов. Угленосность здесь значительно сокращается.

Верхняя часть свиты мощностью 35–200 м по комплексу ископаемых растений относится В.С. Лучниковым к байосу. Она повсеместно представлена цикличной толщей песчано-глинистых пород. Самые верхи грингской свиты сложены пачкой хорошо отсортированных мелкозернистых известковистых песчаников.

Батские отложения

Шкельдаринская свита повсеместно распространена в виде мощной толщи пестроцветных известковистых глин и алевролитов. В верхней части встречаются прослои известковых песчаников мощностью 3,5–8 м. Мощность отложений шкельдаринской свиты 95–240 м. Свита охарактеризована комплексом листовой флоры, обнаруживающим, по мнению В.С. Лучникова [1973], удивительное сходство с батской флорой Западной Грузии и Ирана, возраст которой контролируется фауной.

Верхняя юра

Отложения, относимые к верхней юре по данным В.С. Лучникова [1973], широко развиты на территории Дарваза. Преобладают красноцветные, реже пестроокрашенные породы. Нижняя и верхняя границы верхней юры условны ввиду отсутствия в пограничных слоях разреза органических остатков. В составе верхнеюрских отложений снизу вверх выделяются три свиты: зарбузская, сарынамакская и карабельская.

Келловой-оксфордские отложения

Зарбузская свита представлена в нижней части толщей хорошо отсортированных мелкозернистых известковых песчаников. Мощность свиты 210–450 м. Келловой-оксфордский возраст устанавливается по спорово-пыльцевому комплексу [Сушкова, 1969], основу которого составляет пыльца *Classopollis* (93–97%).

Кимеридж-титонские отложения

Сарынамакская свита сложена красноцветными аргиллитоподобными глинами и алевролитами, чередующимися с горизонтами гипсов и маломощных песчаников. Кимеридж-титонский возраст их принимается условно (органические остатки отсутствуют) по сопоставлению с гаурдакской свитой юго-западных отрогов Гиссара. Мощность отложений сарынамакской свиты 150—800 м и более.

Титонские отложения

Карабильская свита, условно относимая к титону, представлена фиолетовыми и розовато-красными песчаниками, преимущественно мелкозернистыми. Контакт между глинами и алевролитами сарынамакской свиты и песчаниками карабильской, по данным В.С. Лучникова [1973], постепенный, без следов размыва. Мощность отложений карабильской свиты до 220 м. Песчанниковая фиолетовая толща карабильской свиты с размывом перекрывается мелкогалечными конгломератами, причисляемыми к мелу.

ФЕРГАНСКАЯ ДЕПРЕССИЯ

Ферганская впадина является одной из крупных межгорных депрессий Тянь-Шаня. С юга она ограничена Алайским, с востока — Ферганским и с северо-запада — Чаткальским горными сооружениями. Юрские отложения здесь широко распространены. Их выходы на дневную поверхность располагаются на крыльях антиклинальных и брахиантиклинальных складок и приурочены главным образом к бортам депрессии, долинам рек и склонам горных хребтов. На остальной части депрессии они залегают под более молодыми образованиями и во многих участках вскрываются буровыми скважинами.

Отложения юры в Ферганской депрессии представлены различными обломочными образованиями континентального генезиса, отличающимися значительным разнообразием литологического состава, изменяющимся как по разрезу, так и по площади, мощностями, отсутствием выдержанных горизонтов и слабой палеонтологической охарактеризованностью. Все это затрудняет разработку единой стратиграфической схемы юрских отложений для всей территории депрессии. Нами стратиграфия юрских отложений Ферганской впадины рассматривается порайонно. В каждом районе выходы юрских отложений на дневную поверхность подразделяются на местные стратиграфические подразделения — свиты, которые хорошо распознаются в разрезе и прослеживаются по площади в пределах выделенной геологической структуры [Решения..., 1977]. Возраст отложений обосновывается в основном палеофитологическим материалом (данными листовой флоры и спорово-пыльцевыми комплексами). Пресноводные двустворчатые моллюски встречаются в разрезе крайне редко и спорадически. В стратиграфическом отношении они еще недостаточно изучены.

Южная Фергана

На территории Южной Ферганы континентальные отложения юры имеют широкое распространение. Они выходят на поверхность вдоль южного борта впадины в виде отдельных разрозненных участков и достигают максимальной мощности (до 900 м) в разрезе Шурабской группы угольных месторождений.

По литологическому составу юрские отложения Южной Ферганы расчленяются снизу вверх на следующие свиты: согульскую (нижняя юра), самаркандекскую и аналоги игрысайской (средняя юра) и балабансайскую, относимую к низам верхней юры (келловей).

Нижняя юра

Нижнеюрские отложения (в объеме нижнего, среднего и верхнего лейаса)

Согульская свита распространена в западной части южного борта Ферганской впадины и по объему соответствует нижней части бывшей "сулюктинской" свиты [Стратиграфия юрских отложений..., 1971; Решения..., 1977]. Верхняя часть последней в настоящее время также выделяется в самостоятельную самаркандекскую свиту (ранее употреблявшееся наименование "сулюктинская" свита, как установил М.В. Микулин, неправомочно, так как под этим названием Б.А. Петрушевским и Т.К. Чихачевым в 1964 г. описаны отложения миоцена [Стратиграфия юрских отложений..., 1971]).

Согульская свита с резким угловым несогласием залегает на размьтой поверхности пород палеозоя. В Шурабском разрезе по саю Согуль (стратотип свиты) в основании согульской свиты выделяется пачка пестроокрашенных глин и гравелитов с прослоями песчаников и бокситоподобных пород. Синхронные образования в основании согульской свиты прослеживаются также и на площади Шураба II ("промежуточное поле"), где они представлены слоем красноцветной "мусорной" породы мощностью 6—15 м. Эта пачка прослежена нами и в шахте 8, где она представлена пестрыми пятнистыми глинами. Выше согульская свита сложена грубозернистыми породами серого цвета, представленными чередованием гравелитов, песчаников, а в верхней части — алевроитов с редкими прослоями коричнево-серых глин, иногда несколько углистых. Мощность согульской свиты в Шурабском разрезе свыше 150 м.

Отложения согульской свиты содержат растительные макро- и микрофоссилии, позволившие выделить в ее составе отложения нижнего, среднего и верхнего лейаса, охарактеризованные соответственно раннелейасовым (геттанг—синемюр) и среднелейасовым (плинсбах) спорово-пыльцевыми комплексами, а также позднелейасовым (тоарским) комплексом листовой флоры [Алиев и др., 1981]. В районе Шураба из этой части разреза известны двустворчатые моллюски *Ferganocoeloceras cf. scharbarovi* Tschern., *Sibireconcha anodontoides* Tschern. [Кутузова, Розанов, 1961].

Среднеюрские отложения
(в объеме аалена и байоса)

Самаркандекская свита выделена из состава бывшей сулюктинской свиты [Стратиграфия юрских отложений..., 1971], составляя верхнюю, большую ее часть (наименование "сулюктинская" свита преокупировано).

Самаркандекская свита по площади распространена там же, где и подстилающая ее согульская свита, и сменяет ее вверх по разрезу без резко выраженного контакта. Представлена она чередованием алевролитов, песчаников, гравелитов, конгломератов, углей. В нижней части самаркандекской свиты преобладают более грубозернистые породы, характеризующиеся кривой слоистостью потокового типа и часто замещающие друг друга по разрезу и площади, тогда как в верхней части свиты преобладают более мелкозернистые разности и разрез отличается ритмичностью строения.

Самаркандекская свита является угленосной и включает в себя пласты угля рабочей мощности. Общая мощность свиты в разрезе Шураб максимальная и составляет свыше 350 м. По всему разрезу свиты отмечается большое количество отпечатков ископаемых растений. Нами в ее составе установлены два флористических комплекса: первый — в нижней части (мощностью 135 м), относимый нами к низам средней юры (аалену), а второй — в верхней части (мощностью до 215 м); по своему составу он может соответствовать байосу [Алиев и др., 1981].

Батские отложения

Аналоги игрсайской свиты в пределах Южной Ферганы выделяются нами из состава бывшей "шурабской" свиты (решением совещания в Самарканде она названа балабансайской, так как название "шурабская" преокупировано) [Решения..., 1977]. К аналогам игрсайской свиты отнесена нижняя часть разреза мощностью до 220 м (в объеме свит R₁—R₇ Н.В. Шабарова или нижней части верхнего шурабского горизонта М.И. Брик). По литологическому составу, интенсивности окраски и положению в разрезах эта часть разреза в Шурабе сходна как с игрсайской свитой в разрезе Ташкумыр (стратотипе), так и с ее возрастным аналогом — куденбулакской свитой в разрезе Алдыяр. Повсюду эти свиты имеют переходный характер от угленосных отложений к типично пестроцветным. Кроме того, комплекс флоры из этой части разреза в Шурабе [Савицкая, 1969] еще типично среднеюрский. Характерно также, что во всех юрских разрезах Ферганы, включая и Ферганский хребет (зинданская свита), на этом стратиграфическом уровне встречаются пресноводные двустворки.

Выделение нижней части разреза в Шурабе в самостоятельную стратиграфическую единицу целесообразно и потому, что отпадает необходимость термина "бат-келлоей" для датировки юрского разреза Шураба и других разрезов рассматриваемой территории, так как по объему быв-

шая "шурабская" свита не соответствует балабансайской свите [Стратиграфия юрских отложений..., 1971] ни в стратотипе, ни в других разрезах, где выделяются ее аналоги и где они по комплексу спор и пыльцы имеют позднеюрский возраст.

Аналоги игрысайской свиты в разрезе Шураб представлены мягкими, местами каолинизированными глинами или плотными алевролитами серого или коричневого цвета, иногда с углистыми примазками, с фиолетовыми или розовыми пятнами, с прослоями ожелезненных разнозернистых песчаников и гравелитов. Батский возраст обосновывается комплексом листовой флоры, установленным в этой части разреза [Савицкая, 1966; Генкина и др., 1980; Алиев и др., 1981]. Из этой части разреза в Шурабе известны двустворчатые моллюски *Kija tjazchinensis* Leb., *Fergonosonche subcentralis* Tschesn., *F. asiatica* Mart. [Опорные разрезы..., 1969].

Верхняя юра

Келловейские отложения

Балабансайской свите (в ее объеме в стратотипическом разрезе в Ташкумыре) в разрезе Шураб соответствует только верхняя часть выделяемой здесь свиты [Стратиграфия юрских отложений..., 1971; Решения..., 1977; Генкина и др., 1980], т.е. верхняя часть бывшей "шурабской" свиты (свиты R₈–R₁₂ Н.В. Шабарова), мощностью до 180 м. Балабансайская свита представлена пестроцветными гравелитами, конгломератами и грубозернистыми песчаниками, чередующимися с прослоями пестроокрашенных в красные, сиреневые, розовато-бурые, ярко-желтые тона алевролитов и глин.

В верхней части разреза балабансайской свиты преобладают грубозернистые образования — гравелиты и крупногалечные конгломераты с линзами пестрых глин и песчаников. В свите встречается большое количество окремнелых стволов деревьев [Худайбердыев, 1966; Худайбердыев и др., 1971]. Позднеюрский (келловейский) возраст балабансайской свиты в разрезе Шураб обосновывается положением в разрезе, а также сравнением с синхронными отложениями других разрезов рассматриваемой территории, где выделен позднеюрский (келловейский) спорово-пыльцевой комплекс [Алиев и др., 1981].

Северная Фергана

Разрез Аркит

Наибольшая мощность юрских отложений установлена в пределах северного борта Ферганской депрессии в урочище Аркит, где они достигают около 1500 м. По литологическим особенностям строения разреза юрские отложения здесь подразделяются снизу вверх на четыре свиты: сарыкамьшскую (раннеюрского возраста), кичильскую и туманьякскую (средней юры) и балабансайскую (поздней юры).

Нижняя юра

Нижнеюрские отложения (в объеме нижнего, среднего и верхнего лейаса)

С а р ы к а м ы ш с к а я с в и т а залегает резко несогласно на породах палеозоя. В нижней части она представлена разнозернистыми кварцевыми песчаниками, переходящими по простиранию в гравелиты и грубозернистые песчаники. Выше свита сложена мощной однообразной толщей зеленовато-серых скорлуповатых алевролитов, переслаивающихся с аргиллитами; в нижней части толщи встречаются прослои углистых аргиллитов, иногда маломощные линзочки угля. Мощность сарыкамьшской свиты вместе с ее базальными слоями свыше 615 м. Свита охарактеризована растительными макро- и микрофоссилиями, позволяющими обосновать ее раннеюрский возраст. Макроскопические остатки растений определены нами из низов сарыкамьшской свиты, а также из ее верхней половины. Споры и пыльца встречаются по всему разрезу свиты. Нами установлены три спорово-пыльцевых комплекса, позволивших выделить в составе свиты отложения нижнего лейаса (геттанг—синемюр), среднего (плинсбах) и верхнего лейаса (тоар) [Алиев и др., 1981]. Из верхней половины сарыкамьшской свиты известны пресноводные двустворчатые моллюски *Unio cf. uzbekistanica* Rep., *Kija sp.*, *Ferganoconcha cf. anodontoides* Tschern., *F. cf. subcentralis* Tschern.

Средняя юра

Ааленские отложения

К и ч к и л ь с к а я с в и т а залегает согласно на подстилающей ее сарыкамьшской свите и почти целиком сложена массивными или грубослоистыми зеленовато-серыми песчаниками с редкими линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность свиты 175—200 м. Макроскопические остатки растений в отложениях кичкильской свиты отличаются значительной фрагментарностью, тогда как споры и пыльца имеют прекрасную сохранность. Из отложений кичкильской свиты установлен ааленский спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий обосновать возраст свиты [Алиев и др., 1981].

Байосские и батские отложения

Т у м а н ь я к с к а я с в и т а согласно залегает на подстилающей ее кичкильской свите и представлена однообразной по литологическому составу толщей чередующихся слоев алевролитистых песчаников, уплотненных зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов, линзами и пропластками угля, мергелей и ракушнякав. Нижняя часть свиты отличается большей угленасыщенностью, в ее составе преобладают мелкозернистые песчаники и алевролиты, встречаются прослои углистых аргиллитов, много прослоев ракушнякав. Верхняя часть представлена чередованием алевролитистых песчаников, алевролитов с подчиненными прослоями аргиллитов и мергелей-ракушнякав. Угленосность пород здесь заметно ослабевает. Общая мощность отло-

жений туманьякской свиты в урочище Аркит достигает 420 м. Отложения туманьякской свиты относительно хорошо охарактеризованы растительными макро- и микрофоссилиями, а также пресноводными двустворчатыми моллюсками. Из пород туманьякской свиты нами установлено два спорово-пыльцевых комплекса: байосский, характеризующий нижнюю часть туманьякской свиты (мощностью до 230 м), и батский для верхней части (мощностью до 190 м) [Алиев и др., 1981].

Из верхней части свиты нами собрана коллекция пресноводных двустворчатых моллюсков. По определению Ч.М. Колесникова (Институт лимнологии АН СССР), в ней присутствуют следующие формы: *Hermicorbula ovalus* (Rag.) Kol., *Subcardinia angreensis* (Mart.) Kol., *S. itakensis* (Leb.) Kol., *S. lanceolata* (Mart.) Kol., *Pseudocardinia asiatica* (Tschern.) Mart., *P. kysyltalaensis* (Tschern.) Mart., *Pseudocardinia* sp., *Cariniconcha* sp., *Arkitella* sp. Приведенные формы, по заключению Ч.М. Колесникова, указывают на среднеюрский возраст вмещающих пород.

Верхняя юра

Келловейские отложения

Балабансайская свита ("свита белых песчаников") согласно залегает на подстилающей туманьякской свите и представлена белыми со стальным и слегка розоватым оттенком слабо сцементированными кварцевыми песчаниками с линзовидными прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. В нижней части встречаются маломощные прослои алевролитов, иногда углистых. Мощность балабансайской свиты до 255 м. Макроскопические остатки растений в отложениях свиты практически отсутствуют (встречены лишь единичные обрывки *Cladophlebis* sp. и *Podozamites* sp.).

Из пород нижней части балабансайской свиты (мощностью до 150 м) нами установлен позднеюрский (келловейский) спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Equisetites* sp. (0–0,5), *Sphagnumsporites* sp. (0,5–3,5), *S.* (типа *Cheiropleuria compacta* Bolch.) (1–3), *S.* (типа *C. congregata* Bolch.) (0–1), *S.* (типа *Leiotriletes incertus* Bolch.) (0,5–1,5), *S.* (типа *L. bujargiensis* Bolch.) (0–0,5), *Selaginella* sp. (0,5–0,9), *S. velata* Krasn. (0–1,1), *S. zanguinolentiformis* Sach. et Iljina (0–0,5), *S. rotundiformis* K.-M. (0–1,5), *Lycopodium perplicatum* K.-M. (0–0,5), *L. subrotundum* K.-M. (0,5–2,6), *Osmundites plicatus* Bolch. (0–1,5), *Osmunda jurassica* K.-M. (0,9–7,4), *Adiantum glaber* Bolch. (0–0,5), *Eboracia* sp. (0–1), *Dicksonia* sp. (0–1,8), *Lygodium subsimplex* Bolch. (0–0,5), *Klukisporites* sp. (0–0,9), *Leiotriletes* sp. (0–0,5), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (0,5–2,5), *Gleicheniidites* sp. (0,5–5), *G. laetus* (Bolch.) Bolch. (0–1,5), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (28,5–57,3), *L.* (типа *Gonatosorus*) (0–0,9), *L.* (типа *L. microrugosus* Bolch.) (0–2,5), *L. subtilis* Bolch. (1–7,3), *L. convexus* Bolch. (0–0,5), *L. minor* Mal. (0–1,5), *Tripartina variabilis* Mal. (0,5–8,5), *T. variabilis* Mal. f. *minor* (0–1), *T.* (типа *Cibotium junctum* K.-M.) (0–6,5), *Trachytriletes* sp. (0–0,5), *Duplexisporites* sp. (0,5–2), *Campotrietes cerebriformis* Naum. (0–0,5), cf. *Bennettitales* (0–1), *Cycadales* (0–1), *Ginkgoales* (4–27,5), *Classopollis* sp. (1,5–5,5),

cf. Cupressacites sp. (0-0,9), Sciadopitys affluens Royn. (0-0,5), Coniferales (4,8-6,5), Pseudowalchia biangulina Bolch. (0-0,5), Pseudopicea variabiliformis (Mal.) Bolch. (0-2), P. monstrosa Bolch. (0-0,5), Piceites podocarpoides Bolch. (0-2), P. asiaticus Bolch. (0-1), P. latens Bolch. (0-2), P. expositus Bolch. (0-0,5), Picea sp.₁ (0-1), P. sp.₂ (0-1), P. singularae Bolch. (0-1,5), P. spirellaeformis Bolch. (0-0,5), P. exilioides Bolch. (0-3), Protopinus latebrosa Bolch. (0-2), P. subluteus Bolch. (0-0,5), Pseudopinus sp. (0,5-1), P. oblatinoides Bolch. (0-2), P. pectinella Bolch. (0-2,5), Pinus divulgata Bolch. (0-2), P. pernobiliis Bolch. (0-2), P. strobiliatus Royn. (0-1), Podocarpaceae (0-0,5), Podocarpus sp. (0-1,5), P. cf. multiformis Bolch. (0-0,5), P. cf. unica Bolch. (0-2,5), P. triccocca Bolch. (0-1), P. spicatiformis Mal. (0-0,5), P. arcuata Bolch. (0-1,5), P. patula Bolch. (0-1), P. horrida Bolch. (0-0,5), Quadraeculina limbata Mal. (0-0,5); переотложенные формы (0-0,5); водорослеподобные формы (0-2); споры грибов (?) (0-1).

Так как спорово-пыльцевым комплексом охарактеризована только нижняя часть разреза балабансайской свиты (до 150 м), не исключена возможность присутствия в ее составе и отложений оксфорда.

Разрез Ташкумыр

В юго-западном направлении от Аркита мощность юрских отложений в пределах северного борта Ферганской впадины резко уменьшается, и в бассейне р. Нарын (разрез Ташкумыр) она составляет всего 290-415 м. В Ташкумыре юрские отложения по литологическому составу расчленяются (снизу вверх) на три свиты: ташкумырскую (верхний лейас-средняя юра в объеме аалена и байоса), игрысайскую (средняя юра, бат) и балабансайскую (верхняя юра, келловей).

Нижняя и средняя юра

Отложения верхнего лейаса-средней юры
(в объеме аалена и байоса)

Ташкумырская свита залегает несогласно на сильновыветрелых породах палеозоя. В нижней части свита сложена разнозернистыми, преимущественно грубозернистыми песчаниками, линзовидно-косослоистыми белого и светло-серого цвета, с линзами мелкозернистых песчаников, включающих отпечатки растений. Мощность этой части разреза 10-30 м. Средняя часть свиты представлена чередованием алевролитов, глин, мелкозернистых, иногда сильно ожелезненных песчаников, углистых аргиллитов и пластов угля рабочей мощности. Эта часть разреза хорошо охарактеризована растительными макрофоссилиями. Мощность ее до 35 м. Верхняя часть свиты мощностью 50-60 м сложена переслаивающимися мелкозернистыми плитчатыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, с подчиненными маломощными прослоями углей и углистых глин. Породы включают обильные остатки растений. Общая мощность ташкумырской свиты достигает 145 м.

По всему разрезу породы ташкумырской свиты, кроме обильных макроскопических остатков растений, содержат также споры и пыльцу. Анализ

данных, полученных на основании комплексного изучения растительных макро- и микрофоссилий, позволил нам следующим образом трактовать возраст ташкумырской свиты: нижняя часть разреза (10–30 м) – верхний лейас (тоар), средняя часть (до 35 м) – аален, верхняя часть (60–80 м) – байос [Алиев и др., 1981].

Батские отложения

Игрысайская свита согласно залегает на подстилающей ее ташкумырской, отличается однородной зеленоватой окраской пород и почти полным отсутствием углистых прослоев в разрезе. Игрысайская свита сложена зеленовато-серыми песчаниками, иногда содержащими конкреции сидерита, алевролитами с прослоями глинистых скорлуповатых аргиллитов характерного бутыльно-зеленого цвета. В верхней части свиты появляются линзовидные прослои розоватых и сиреневатых алевролитов. Мощность игрысайской свиты 150–180 м.

Игрысайская свита прекрасно охарактеризована спорами и пылью, тогда как комплекс растительных макрофоссилий не богат по составу [Алиев и др., 1981]. Отсюда определены также пресноводные двустворчатые моллюски [Решения..., 1977] *Unio schurabensis* Tschern., *Pseudocardinia lanceolata* Tschern., *P. chodgakelenica* Mikulin., *P. crista* (*cristata*) Mikulin. Весь комплекс органических остатков позволяет отложения игрысайской свиты отнести к бату.

Верхняя юра

Келловейские отложения

Балабансайская свита (стратотип расположен в разрезе Ташкумыр в бассейне р. Нарын) согласно залегает на подстилающей ее игрысайской свите и представлена глинами синевато-зеленого и коричневатокрасного цвета с прослоями сидеритизированных мелкозернистых песчаников ее мощность 80–185 м.

Позднеюрский (келловейский) возраст балабансайской свиты в типовом разрезе установлен на основании комплекса найденных в ней органических остатков [Стратиграфия СССР..., 1972]: двустворчатые моллюски – *Yeniella asiatica* Martins., *Y. sculpturata* Martins., *Praparresia taschkumirica* Rep., *Ferganella taschkumirica* Martins., *Cuneopsis convexus* Rep., *C. babadaglensis* Rep., *Isfariopsis liverowskajae* Martins., *I. elongata* Rep., *Leptestes turkestanica* Rep., *Unio balabansaicus* Martins., *Contradens ferganensis* Martins., *Kija* (?) *ferganensis* Martins., *Margaritifera* sp.; щитки черепax – *Amphchelydia*, *Plesiochelyidae*; фрагменты костей динозавров – *Sauropoda*; зубы и плавниковые шипы акулы – *Hybodontidae*.

Нами из нижней части балабансайской свиты установлен келловейский спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Sphagnumporites* sp. (2,5–3), *Selaginella granata* Bolch. (0,5), *Osmunda jurassica* K.-M. (3–3,5), *Eboracia* sp. 1 (1,5), cf. *Anemia* sp. (0,5), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (3–5), *Gleicheniidites* sp. (0,5), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (6–17), *L. convexus* Bolch. (2–4), *Ginkgoales* (19–23), *Classopollis* sp. (3–6), cf. *Cupres-*

sacites sp. (2-3,5), *Paleoconiferus assaccatus* Bolch. (0,5-1), *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch. (2-4), *Piceites podocarpoides* Bolch. (0-2), *P. asiaticus* Bolch. (1-3), *Picea singularae* Bolch. (1-4), *Pseudopinus oblatinoides* Bolch. (1-3,5), *Pinus divulgata* Bolch. (2-3), *Podocarpus* cf. *unica* Bolch. (1-2), *P. tricocca* Bolch. (0,5-1,5), *P. arcuata* Bolch. (0,5-2), *Cedrus* sp. (1); водорослеподобные формы (2,5-3).

Восточная Фергана

Юрские отложения в пределах Восточной Ферганы развиты в Куршабской впадине (разрез Алдыяр) и на юго-западном склоне Ферганского хребта (разрезы бассейна р. Яссы). В разрезе Алдыяр (среднее течение р. Ирису, ущелье Донга) юрские отложения подразделяются (снизу вверх) на три свиты: алдыярскую (нижняя—средняя юра, в объеме аалена и байоса), куденбулакскую (средняя юра, бат) и карабулакскую (верхняя юра, келловей).

Нижняя и средняя юра

Отложения верхнего лейаса—средней юры
(в объеме аалена и байоса)

Алдыярская свита залегает несогласно на породах палеозоя. Она выделена К.А. Алимовым, В.А. Капаевым и другими в 1962 г. в юго-западной части Восточной Ферганы, по урочищу Алдыяр, где и расположен стратотип свиты. В нижней части свита представлена темными ожелезненными разногалечными конгломератами с линзами плотных алевролитов, включающих отпечатки растений. Из этих же отложений нами выделен позднелейасовый (тоарский) спорово-пыльцевой комплекс. Мощность этой части разреза до 25 м.

Средняя часть алдыярской свиты мощностью до 140 м сложена темно-серыми углистыми алевролитами с прослоями скорлуповатых темно-зеленых глин и серых мелкозернистых песчаников. Выше залегают конгломераты, переходящие по простираанию то в гравелиты, то в крупнозернистые песчаники с прослоями углистых слюдястых алевролитов и маломощных прослоев углей. В песчаниках и алевролитах содержатся остатки растений. Состав комплекса интерпретируется нами как ааленский. Из этой части разреза нами установлен также и ааленский спорово-пыльцевой комплекс.

Верхняя часть разреза свиты мощностью до 70 м сложена углистыми алевролитами, глинами с маломощными углистыми алевролитами, глинами с маломощными углистыми прослоями. Из углистых глин определены ископаемые растения и выделен комплекс спор и пыльцы. Общая мощность отложений алдыярской свиты в разрезе Алдыяр 220-235 м.

Состав последовательных комплексов макро- и микрофоссилий, установленных нами в отложениях алдыярской свиты, позволяет предположить в ее составе отложения верхнего лейаса (тоар), аалена и байоса [Алиев и др., 1981].

Батские отложения

Куденбулакская свита залегает согласно на подстилающей алдыярской свите и связана с ней постепенным переходом. Представлена чередованием слюдястых алевролитов, алевролитистых и мелкозернистых песчаников бутылочно-зеленого цвета с включением растительного детрита. Мощность свиты 100 м. Из отложений куденбулакской свиты нами выделен батский спорово-пыльцевой комплекс (в %): *Equisetites* sp. (0–0,5), *Sphagnumsporites* sp. (1,5–2), *S.* (типа *Leiotriletes incertus* Boich.) (0–0,5), *Lycopodium subtrotundum* K.-M. (0,5), *Marattiaceae* (0–1), *Alsophiia arcuata* Bolch. (0,5–1), *Osmundites angrenicus* Sixt. et Kuz. (1–4), *Osmunda jurassica* K.-M. (1), *Clathropteris* sp. (0,5–1,5), *Adiantum glaber* Bolch. (1), cf. *Lygodium asperum* Bolch. (0–1), *Eboracia* sp. (1–5), *Salvinia* sp. (0–2,5), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (1–1,5), *Gleicheniidites* sp. (0–2), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (18–29), *L. typicus* (Mal.) Bolch. (3–5), *L. subtilis* Bolch. (4–4,5), *L. romboideus* Bolch. (0–1,5), *Tripartina variabilis* Mal. (10,5), *Trachytriletes* sp. (1–1,5), *Duplexisporites* sp. (0–0,5), *Caytoniales* (0–0,5), *Ginkgoales* (17–46), *Classopollis* sp. (1–4), *Sciadopitys affluens* Rovn. (1,5–3), cf. *Cupressacites* sp. (0–2,5), *Coniferales* (4,5–9,5), *Paleoconiferus pseudostriata* Fadd. (0,5), *Piceites podocarpoides* Bolch. (0–1), *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch. (0,5), *Picea singularae* Bolch. (0,5), *Podocarpaceae* (1), *Abietites* sp. (0–1), cf. *Cedrus* (0–0,5), *Quadraeculina limbata* Mal. (1–3); водорослеподобные формы (0,5–4). Из отложений куденбулакской свиты определены двусторчатые моллюски [Кутузова, Розанов, 1961]: *Cyrena jurassica* Martins., *C. turkmenica* Martins., *Byttinia* sp., *Sibireconcha lancoviensis* Leb., *S. anodontoides* Leb., *Pseudocardinia* cf. *jeniseica* Leb., *P.* cf. *kysyltalaensis* var. *tschatkalensis* (Tschern.), *P. elongata* Martins., *Kija* cf. *tjazchinensis* Leb.

Верхняя юра

Келловейские отложения

Балабансайская свита залегает согласно на подстилающей ее куденбулакской и связана с ней постепенными переходами (прежнее название "карабулакская" упразднено) [Решения..., 1977]. Представлена розовыми и зеленовато-серыми алевролитами и глинами с прослоями мелкозернистых песчаников. Мощность свиты в разрезе Алдыяр 100 м.

Из отложений этой свиты нами установлен позднеюрский (келловейский) спорово-пыльцевой спектр, (в %), обосновывающий ее возраст: *Selaginella velata* Krasn. (1,2), *S. rotundiformis* K.-M. (2,3), *Osmunda jurassica* K.-M. (2,3), *Plicifera* sp. (2,3), *P. delicata* (Bolch.) Bolch. (2,3), *Gleicheniidites* sp. (1,2), *Leiotriletes* (типа *Coniopteris*) (4,6), *L.* (типа *Gonatosorus*) (8), *L.* (типа *Onychiopsis*) (3,4), *L. microrugosus* Bolch. (4,6), *Tripartina variabilis* Mal. (3,4), *Cycadales* (1,2), *Ginkgoales* (8), *Classopollis* sp. (2,3), *Sciadopitys affluens* Rovn. (1,2), *Coniferales* (22,9), *Picea* sp.₁ (4,6), *P. singularae* Bolch. (6,9), *Pseudopinus oblatinoides* Bolch. (2,3), *Pinus* sp. (1,2), *P. divulgata* Bolch. (3,4), *Podocarpus* sp. (4,6), *P. tetrosaccata* (Mal.) (1,2), *Cedrus* sp. (2,3); переотложенные формы (2,3); водорослеподобные формы (2,3).

Закрытые территории Ферганской впадины

На значительной части Ферганской впадины юрские отложения погружены на большую глубину и вскрываются глубокими разведочными скважинами. Стратиграфическое расчленение разрезов закрытых территорий Ферганской впадины базируется главным образом на палинологических данных с учетом литологических, ритмостратиграфических и электрокаротажных особенностей пород. Согласно данным К.А. Алимова [Симоненко, 1976], скважинами в различных погруженных частях депрессии вскрывается разрез юры, представленный всеми тремя отделами.

Нижняя юра

Как показывает бурение глубоких скважин, отложения нижней юры в пределах Ферганской депрессии распространены не повсеместно. На многих разведочных площадях разрез юры имеет сокращенный стратиграфический объем. Однако данные спорово-пыльцевого анализа обосновывают наличие нижнеюрских образований на значительной части разбуриваемых площадей. Наиболее полный разрез нижней юры зафиксирован в Наймано-Ачисайской зоне на площади Сузак, где он вскрыт скв. 4, 5 и 9 (данные Алимова, по Симоненко [1976]). Здесь нижнеюрские образования представлены ритмичным чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и прослоек гравелитов. Породы содержат обильное включение обуглившихся растительных остатков. Окраска пород темно-серая. Из этой части разреза Ю.М. Кузичкиной выделены два раннейасовых спорово-пыльцевых комплекса: наиболее древний комплекс выделен в скв. 4 (интервал 3296–3303 м), в составе которого установлено 30% форм, известных из рэт-лейаса Австралии и ГДР, рэта и нижнего лейаса Швеции.

В комплексе присутствуют (в %): *Thrugiasporites microreticulatus* (Reinsh.) E. Schulz (1,5), *Anoplanisporites protumulosus* (Reinsh.) E. Schulz (0,8), *Chasmatisporites major* Nilsson (2,5), *Ch. minor* Nilsson (1,5), *Alisporites parvus* Jersey (7), *Pityosporites scaurus* (Nilsson) E. Schulz (11), *Schismatisporites ovalis* Nilsson (7), *Protopinus scanicus* Nilsson (2), *Quadraeculina annalaeformis* Mal. (16). Кроме этих форм, встречены более молодые *Cyathidites minor* Couper (5), *Quadraeculina limbata* Mal. (9), *Parvisaccites enignatus* Couper (7), *Disaccites* (23), *Alisporites* sp. (6), *Cerebripollenites mesozoicus* (Couper) Nilsson (1,0–8), *Monosulcites parvus* (Bolch.) (1) и др. По заключению Ю.М. Кузичкиной, данный комплекс спор и пыльцы указывает на лейасовый (дотоарский) возраст вмещающих пород.

Спорово-пыльцевые комплексы более молодого облика, характерные (по мнению Ю.М. Кузичкиной и К.А. Алимова) для верхнего лейаса (тоар), встречены в скв. 5 (интервал 2425–2434 м) этой же площади и в скв. 9 (интервал 2940–2955 м). В этих комплексах значительную часть составляют древние формы (29–32%); в меньшем количестве содержатся формы, присущие более высоким частям разреза: *Cyathidites minor* Couper, *Classoripalis* sp.

Отложения, относимые по спорово-пыльцевым комплексам к тоару, имеют более широкое распространение в пределах закрытых площадей

Ферганской депрессии. В большинстве разрезов они залегают со стратиграфическим и угловым несогласием на подстилающих образованиях либо палеозоя, либо пермо-триаса или триаса (Шорсу). Породы представлены разнозернистыми полимиктовыми крепкими и рыхлыми сероцветными песчаниками, их мощность составляет 20–100 м.

Из разрезов скважин ряда площадей (Канибадам, Сарытоқ, Избаскент и др.) нами также выделены тоарские спорово-пыльцевые комплексы, где значительное участие принимает группа *Leiotriletes* (18–32%). Среди нее устойчиво присутствуют споры типа *Coniopteris* (1–1,5%), встречаются *Klukisporites* (0,5–4%), плауновые (0,5–12%), появляются редкие *Eboacacia*. Содержание пыльцы хвойных древнего облика еще значительно, но она менее разнообразна, увеличивается процент пыльцы сем. *Pinaceae*. Характерно несколько повышенное содержание пыльцы *Classopollis* sp. (от 3–6,5 до 26%).

Средняя юра

Среднеюрские отложения широко распространены по всей территории Ферганской впадины и вскрываются всеми скважинами глубокого бурения. Они согласно залегают на отложениях нижней юры, а в местах отсутствия последних — трансгрессивно на различных горизонтах палеозойских образований или отложениях триаса. Среднеюрские породы представлены переслаиванием песчаников, глин, аргиллитов и маломощных редких прослоев и линз гравелита. Они включают мелкий обугленный растительный детрит, отчего цвет их серый или темно-серый. В верхней части разреза обычно увеличивается количество глинисто-алевритистых прослоев и заметно уменьшаются или вовсе отсутствуют углистые включения. Окраска пород верхней части разреза светло-серая, местами переходящая в пестроцветную. Мощность средней юры, вскрытая скважинами, составляет 110–250 м, причем мощность темноцветно-сероцветной части (аалена и байоса) 80–200 м, а светло-серой пестроцветной (бата) — 30–50 м.

Отложения средней юры включают большое количество растительных макро- и микрофоссилий; спорадически встречаются и двустворчатые моллюски. Датировка и расчленение разрезов среднеюрских отложений, вскрываемых скважинами, производится главным образом по палинологическим данным (другие ископаемые в кернах встречаются крайне редко). Одни исследователи (К.А. Алимов и Ю.М. Кузичкина) на основании спорово-пыльцевых комплексов и редких органических остатков расчленяют разрез средней юры на аален–байос и бат; другие [Гомолицкий, 1972] на основании изучения листовой флоры (открытые территории) в средней юре выделяют аален–байосские и байос–батские отложения. Нами разрез средней юры (как в естественных выходах, так и вскрытый скважинами) на основании данных макро- и микрофоссилий и с учетом редких данных пресноводной фауны двустворчатых моллюсков расчленяется на аален, байос и бат [Алиев и др., 1981].

Верхняя юра

На закрытых территориях Ферганской впадины верхнеюрские отложения вскрываются во всех скважинах, однако мощность их в различных частях региона сильно варьирует, что связано, очевидно, с влиянием предметного размыва, уничтожившего местами значительную часть верхнеюрского разреза.

Отложения верхней юры представлены толщей пестроокрашенных (в ярко-розовые, буровато-красные, лиловые и оранжевые тона) пород: разнозернистых песчаников, алевролитов, глин с прослоями и линзами гравелитов, реже — мелкогалечных конгломератов. Граница с отложениями средней юры нерезкая, так как верхи среднеюрского разреза имеют также пестроцветную окраску, но значительно менее интенсивную. Мощность верхнеюрских отложений сильно сокращена и составляет 30–200 м.

Из отложений верхней юры Ферганской депрессии (балабансайская свита) в разрезах Аркит (низы свиты), Ташкумыр, Алдыяр нами впервые установлен келловейский спорово-пыльцевой комплекс, обосновывающий возраст верхов юрского разреза Ферганской депрессии [Алиев и др., 1981].

ФЕРГАНСКИЙ ХРЕБЕТ

Ферганский хребет является областью широкого распространения юрских континентальных отложений в пределах Средней Азии. Они распространены в основном в осевой части хребта, занимая также значительные участки северо-восточного и юго-западного склонов и его предгорий.

В настоящее время принята следующая схема стратиграфии юрских отложений Ферганского хребта [Решения..., 1977; Генкина, 1977]: в юрском разрезе снизу вверх выделяются пять свит: коккиинская раннеюрского возраста, туюкская, чаарташская и зинданская свиты — средней юры и кошбулакская позднеюрского возраста.

Нижняя юра

Отложения нижней юры (в объеме нижнего, среднего и верхнего лейаса)

Коккиинская свита залегает в основании разреза мезозойских отложений Ферганского хребта. Она протягивается сравнительно узкой полосой от Кумбеля на северо-западе до р. Читтысу на юго-востоке, совпадающей с осевой частью юрского прогиба, ныне соответствующего примерно водораздельной части Ферганского хребта. Контакт с подстилающими палеозойскими породами резко несогласный. Коккиинская свита имеет очень характерный облик, отличаясь темно-серой до черной окраской слагающих ее мелкозернистых пород, с базальным горизонтом грубозернистых образований в основании. Свита имеет очень изменчивую мощность: от максимальной (465 м) в стратотипе по р. Коккие (ниже устья р. Семиз) до полного выклинивания на юго-западном склоне Ферганского хребта в его южном окончании.

Раннеюрский возраст отложений коккиинской свиты обосновывается

ее залеганием под отложениями туюкской свиты, охарактеризованной среднеюрским комплексом ископаемых растений [Генкина, 1977], а главное — органическими остатками (растительные макрофоссилии, споры и пыльца, двустворчатые моллюски), заключенными в самой коккиинской свите. По данным листовой флоры возраст коккиинской свиты определяется в пределах ранней юры. По палинологическим данным, в составе коккиинской свиты условно выделяются отложения нижнего (геттанг—синемюр), среднего (плинсбах) и верхнего лейаса [Генкина и др., 1977]. В стратотипическом разрезе коккиинской свиты (в верхней трети толщи) присутствуют раннеюрские двустворчатые моллюски (определения Ч.М. Колесникова): *Subcardinia ferganica* Ch. Kol., *S. corbiculoides* Ch. Kol., *Sibireconcha* sp.

Средняя юра

Ааленские отложения

Туюкская свита распространена шире коккиинской, залегая с размывом на последней или непосредственно на породах палеозоя. В стратотипе (р. Туюксу) и почти на всей площади своего распространения туюкская свита сохраняет присущий ей литологический облик: чередование песчаников разного гранулометрического состава, алевролитов, аргиллитов, глин и пластов угля. Являясь наиболее угленасыщенной, туюкская свита служит маркирующим репером в разрезе юры Ферганского хребта. Мощность ее изменяется от 120 до 250 м, увеличиваясь в северном и северо-восточном направлениях, в сторону его осевой части.

Отложения туюкской свиты богато охарактеризованы листовой флорой: комплекс древних растений обосновывает ее среднеюрский (ааленский) возраст [Генкина, 1977]. Палинологические данные, также свидетельствуют о среднеюрском (ааленском) возрасте отложений туюкской свиты [Алиев и др., 1981].

Байосские отложения

Чартышская свита имеет более широкое площадное распространение по сравнению с подстилающей ее туюкской и перекрывающей зинданской свитами. В отличие от других свит юрского разреза чартышская свита характеризуется большой фациальной изменчивостью. В северо-западной части района в стратотипе на перевале Чарташ и Яссы разрез свиты почти целиком представлен крепкими плотными конгломератами с очень редкими, маломощными, не выдерживающимися по простиранию прослоями грубозернистых песчаников. Мощность свиты здесь до 400 м. К юго-востоку от р. Туюксу конгломератовая толща чартышской свиты расщепляется мощными прослоями песчаниково-алевролитового состава. В районе Каратюбе в чартышской свите выделяются четыре толщи снизу вверх: яссинская осветленная, итыбайская пестроцветная, аккорунская и кокджарская. Общая мощность свиты в северо-восточной части района увеличивается и достигает 530—580 м. В самой юго-восточной части Ферганского хребта, в долине р. Эшигарт (бассейн р. Алайку),

К.А. Алимов и Я.Х. Иминов [1974] выделяют новую эшигартскую свиту, которая по объему соответствует чаарташской и вышележащей зинданской свитам, вместе взятым. Возраст ее, по их мнению, аален-байосский.

Чаарташская свита охарактеризована растительными макро- и микрофоссилиями, определяющими ее возраст как байосский [Генкина, 1977; Алиев и др., 1981]. Из отложений чаарташской свиты в разрезах Каратюбе и Читтысу найдены двустворчатые моллюски *Utschamiella cf. uralensis* Ch. Kol., *Tutuela* sp., *Unio* sp., встречающиеся, по заключению Ч.М. Колесникова, в отложениях нижней и средней юры.

Батские отложения

Зинданская свита (стратотип расположен по р. Зиндан) с размывом залегает на подстилающей ее чаарташской свите, а в местах ее отсутствия — непосредственно на породах палеозоя (разрезы Салам-Алик, Донгузтау, Талдысу). Распространение свиты по сравнению с чаарташской более ограниченное. В западном районе (реки Зиндан и Талдысу) свита имеет ясно выраженное трехчленное строение. Здесь в разрезе (снизу вверх) выделяются: минтурские угленосные слои, койташские песчаники и холматовская алевролитовая толща. Мощность свиты 360 м.

В восточном районе свита имеет в общих чертах четырехчленное строение. В разрезах Каратюбе, Байбичи, Читтысу, междуречье Читты и Яссы свита распадается на мощные пачки, каждая из которых начинается грубозернистыми массивными косослоистыми песчаниками с рассеянной в них мелкой кварцевой галькой, переходящими выше в многократное переслаивание алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов. Такое чередование в относительно полных разрезах зинданской свиты повторяется до четырех раз. Общая мощность свиты здесь до 300 м. Возраст зинданской свиты определяется верхами средней юры (бат), что обосновывается комплексом ископаемых растений, заключенным в отложениях этой свиты. Последний оказывается значительно обедненным по сравнению с комплексами туюкской и чаарташской свит [Генкина, 1977]. Спорово-пыльцевые комплексы, характеризующие отложения зинданской свиты, установлены нами в разрезах Салам-Алик и Зиндан. Они хорошо сопоставляются с батскими спорово-пыльцевыми комплексами других районов Средней Азии [Бархатная, 1972] и Западной Сибири [Ильина, 1968].

Батский спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий зинданскую свиту, имеет следующий состав (%): *Equisetites* sp. (0–2,9), *Sphagnumsporites* sp. (0–3), *Selaginella* sp. (0–0,5), *S. cf. velata* Krasn. (0–0,6), *S. rotundiformis* K. -M. (0–1,2), *Lycopodium subtundum* K. -M. (0–1,5), *L. perplicatum* K. -M. (0–0,5), *Maratticeae* (0–7,7), *Alsophila arcuata* Bolch. (0–2,4), *Osmundites angrenicus* Sixt. et Kuz. (0–4), *Osmundopsis kugartensis* Sixt. et Kuz. (0–4), *O. minuta* Bolch. (0–3), *Osmunda jurassica* K. -M. (0–4,5), *Clathropteris* sp. (0–2,4), *Matonisporites phlebopteroides* Bolch. (0–2), *Hymenophyllum* sp. (0–0,5), *Adiantum glaber* Bolch. (0–0,5), cf. *Lygodium asperum* Bolch. (0–1), cf. *L. subsimplex* Bolch. (0–0,5), *Eboracia* sp. (0–0,5), *Dicksonia* sp. (0–1), *Klukisporites* sp. (0–1,5), *Plicifera delicata* (Bolch.) Bolch. (0–2,7), *Gleicheniidites* sp. (0–1,5), *G. laetus*

Bolch. (0-0,5), Leiotriletes (типа Coniopteris) (5-33,4), L. (типа Gonatosorus) (0-5), L. (типа Hausmannia) (0-5,4), L. (типа Cheilanthes) (0-0,5), L. typicus (Mal.) Bolch. (0-5,5), L. minor Mal. (0,5-6), L. microrugosus Bolch. (0-2,5), L. stelloides Bolch. (0-1,3), L. subtilis Bolch. (0-3), L. segmentus Rovn. (0-0,5), L. romboideus (0-1,4), L. cf. convexus Bolch. (0-9), Tripartina variabilis Mal. (0-5,3), T. (типа Cibotium junctum) (K.-M.) (0-3,3), Trachytriletes sp. (0-1,4), Acanthotriletes pyramidalis Sach. et Iljina (0-0,9), Duplexisporites sp. (0-4), Campotriletes clivus Naum. (0-0,5), C. triangulus Jarosch. (0-0,5), Caytoniales (0-4,3), Bennettitales (0-2), Cycadales (0-2,4), Nilssoniales (0-1), Ginkgoales (2-19), Classopollis (0,5-11,5), cf. Gnetaceapollenites sp. (0-0,5), Sciadopitys zaueri Rovn. (0-2), S. affluens Rovn. (0-1), cf. Cupressacites sp. (0-0,6), Coniferales (12-48), Walchiites gradatus Bolch. (0-1), Paleoconiferus asaccatus Bolch. (0-3), P. rugatae Rovn. (0-2), P. pseudostriata Fadd. (0-0,5), Protoconiferus funarius Bolch. (0-0,5), Protopicea minutereticulata Bolch. (0-1,4), Piceites asiaticus Bolch. (0-1,5), P. sp. (0-5), P. podocarpoides Bolch. (0-1), Pseudopicea variabiliformis (Mal.) Bolch. (0-2,5), P. magnifica Bolch. (0,5-2), Picea singularae Bolch. (0-1), P. exilioides Bolch. (0-7,5), P. gigantissima Bolch. (0-1), Protopinus subluteus Bolch. (0-1), Pseudopinus oblatinoides Bolch. (1-2,5), Pinus sp. (0-0,5), P. divulgata Bolch. (0-4,5), P. pernobilis Bolch. (0-2,5), Pinites sp. (0-1), Podocarpaceae (0-3), Pseudopodocarpus typica (Mal.) Bolch. (0-2,5), Podocarpus multesima Bolch. (0-2), P. arcuata Bolch. (0,5-1,5), P. nexilis Bolch. (0-0,5), P. decora Bolch. (0-1), P. spicatiformis Mal. (0-0,5), P. proxima Bolch. (0-0,5), P. kazachstanensis Bolch. (0-6), cf. Cedrus sp. (0-1,5), Dacrydium sp. (0-0,8), Quadraeculina limbata Mal. (0,5-6), Q. annellaeformis Mal. (0,5-4); переотложенные формы (0,5-1,5); водорослеподобные формы (1-7); споры грибов (?) (0-11,5).

Из зинданской свиты разрезов Каратюбе и Зиндан нами собраны пресноводные двустворки, определенные Ч.М. Колесниковым и отнесенные им к средней юре: *Pseudocardinia asiatica* Mart., *Ps. elliptica* Ch. Kol., *Ps. longa* Ch. Kol., *Ps. cf. kysyltalaensis* (Tscher.).

Верхняя юра

Келловейские отложения

Кошбулакская свита венчает разрез юрских континентальных отложений Ферганского хребта. По сравнению с подстилающей ее зинданской свитой она имеет еще более ограниченное площадное распространение. В стратотипическом разрезе Салам-Алик на правом берегу р. Яссы в кошбулакской свите выделяются две толщи [Огнев, 1946]: нижняя — песчаниковая (около 70 м), желтовато-серого цвета, залегающая с размывом на маломощных здесь остатках зинданской свиты, и верхняя — алевролитовая толща мощностью 110 м. Верхняя толща окрашена в горчично-зеленоватый цвет; кверху породы толщи приобретают буровато-красную окраску. Отложения кошбулакской свиты с небольшим угловым несогласием резко трансгрессивно перекрываются красноцветами меловой системы, представленными конгломератами мелко- и среднегалечными, кварце-

во-кремневого состава. Позднеюрский (келловейский) возраст отложений кошбулакской свиты обосновывается комплексом спор и пыльцы, которые впервые выделены нами из отложений стратотипического разреза этой свиты [Алиев и др., 1976].

КАВАКСКАЯ ВПАДИНА

Кавакская впадина расположена между двумя хребтами Тянь-Шаня: с севера ее ограничивает хребет Северный Кавактау, с юга — хребет Южный Кавактау (Молдотау). Нижнемезозойские отложения вместе с перекрывающей их мощной толщей кайнозойских отложений образуют широтно-вытянутую полосу (шириной 5–10 км и протяженностью около 100 км) от перевала Каракичи на востоке до устья р. Кокомерон на западе. В центральной части этой полосы от р. Ак-Куль на западе до р. Керегеташ на востоке на протяжении около 20 км нижнемезозойские отложения выходят на поверхность. В западном и восточном направлениях нижнемезозойские отложения глубоко погружены и перекрываются мощной толщей третичных грубообломочных пород. Схема стратиграфии нижнемезозойских отложений выглядит следующим образом: разрез нижнего мезозоя Кавакской впадины расчленяется на три свиты (снизу вверх): туракавакскую — норий-рэтского возраста; кызылсуекскую — раннего лейаса (геттанг—синемюр) и агулакскую — среднего—позднего лейаса (плинсбах—тоар).

Нижняя юра

Нижнелейасовые отложения (геттанг—синемюр)

Кызылсуекская свита залегает согласно, но местами со следами небольшого размыва на отложениях подстилающей туракавакской свиты поздне триасового возраста. Она представлена однообразным чередованием средне- и мелкозернистых песчаников, алевролитов и глин. В основании свита сложена песчаниками табачно-серыми, разнозернистыми (по р. Донгурме) или мелкозернистыми (по р. Кызыл-Суек), полевошпатово-кварцевыми, косослоистыми, залегающими со следами размыва на верхнем угольном пласте верхней туракавакской подсвиты. Выше по разрезу следует пачка чередующихся слоев песчаников, алевролитов и тонкослоистых полосчатых глин разной окраски — желтой, бурой, розовато-лиловой, зеленовато-табачной. По р. Кызыл-Суек количество прослоев алевролитов и глин увеличивается в разрезе; в песчаниках отмечается косая слоистость со знаками ряби. Иногда на плоскости слоистости присутствуют мелкий растительный детрит и мелкие блестки слюды. Мощность кызылсуекской свиты в изученных разрезах изменяется от 65–90 м в Донгурме до 180 м в Кызыл-Суеке.

Средне-верхнелейасовые отложения (плинсбах—тоар)

Агулакская свита сложена яркоокрашенной в красновато-желтые и розовые тона пачкой песчано-глинистых пород, состоящей из чередующихся прослоев разнозернистых песчаников, алевролитов, глин и углей.

Наибольшую мощность агулакская свита имеет в разрезе по р. Кызыл-Суек, где достигает 125 м, тогда как в разрезе по р. Донгурме она не превышает 50 м.

Раннеюрский возраст отложений кызылсуекской и агулакской свит (соответственно раннелейасовый и средне-позднелейасовый) обосновывается комплексами растительных макрофоссилий, установленными нами в отложениях этих свит [Алиев, Генкина, 1970]. Из отложений агулакской свиты нами выделены два спорово-пыльцевых комплекса: из нижней части свиты (20–50 м) – среднелейасовый комплекс, из верхней части (30–75 м) – позднелейасовый, позволяющие, таким образом, установить в составе агулакской свиты отложения среднего (плинсбах) и верхнего (тоар) лейаса [Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981].

ИССЫК-КУЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Нижнемезозойские отложения, развитые в Иссык-Кульской впадине, не имеют здесь сплошного распространения а прослеживаются прерывистой полосой вдоль южного борта впадины в области северных предгорий Терскей Алатау, от гор Чоку-Булак на западе до верховьев рек Джергалан и Тюп на востоке. Наибольшей мощности (405 м) они достигают в юго-западной части, в бассейне рек Согуты и Кажисай; далее на восток мощность их уменьшается, составляя в бассейне р. Ичке-Джергес 204 м, и в бассейне р. Джергалан – 225 м (по данным естественных выходов и разведочных скважин).

Нижнемезозойские отложения Иссык-Кульской впадины расчленяются на четыре свиты (снизу вверх): акташскую, коктуйскую, джильскую и аксайскую. По данным изучения растительных макро- и микрофоссилий возраст двух нижних свит разреза – акташской и коктуйской – позднетриасовый (норий–рэт). Эти свиты развиты только в западной части впадины в верховьях рек Согуты и Кажисай. Вышележащая часть разреза, выделенная в джильскую и аксайскую свиты, по комплексу листовой флоры и по палинологическим данным отнесена к нижней юре [Генкина, 1966; Дубровская, 1967; Алиев и др., 1981].

Нижняя юра

Нижнелейасовые отложения (геттанг–синемюр)

Джильская свита (и ее аналоги – угленосные свиты в разрезах Ичке-Джергес и Джергалан) распространена в Иссык-Кульской впадине более широко, чем подстилающие ее свиты верхнего триаса – акташская и коктуйская. В Согутинском районе джильская свита распространена на той же площади, что и подстилающие ее свиты. Далее на восток, в бассейнах рек Ичке-Джергес, Джергалан и Тюп, низы юрского разреза начинаются угленосной свитой с грубозернистыми базальными слоями в основании, залегающими несогласно на породах палеозоя.

В разрезе Согуты джильская свита сложена преимущественно глинами с прослоями алевролитов, реже – песчаников и углей. По литологическому

составу и фациальному облику пород свита может быть разделена на две пачки: нижнюю угленосную и верхнюю безугольную. Нижняя залегает на коктуйской свите с размывом. В основании прослеживается толща грубозернистых аркозовых песчаников, грубослоистых, с линзами гравелитов, реже — крупнозернистых песчаников. Выше пачка сложена чередующимися слоями жирных глин, алевролитов, мелкозернистых песчаников и углей. Верхняя пачка представлена тонкослоистыми глинами, окрашенными в розовато-желтый и табачно-зеленый цвета, переслаивающимися с песчаниками, иногда сильно ожелезненными. В пачке преобладают глинисто-алевролитовые породы, в которых встречается большое количество отпечатков растений хорошей сохранности. Общая мощность джильской свиты 65–70 м.

В разрезах Ичке-Джергес и Джергалан эта часть разреза выделена в угленосную свиту, залегающую несогласно на выветрелых породах палеозоя. В основании свита сложена мелкогалечными конгломератами, гравелитами и грубозернистыми, плохо отсортированными песчаниками, с линзовидными прослоями мелкозернистых песчаников, включающих отпечатки растений хорошей сохранности. Эта базальная толща угленосной свиты иногда именуется базальной свитой. Вышележащая часть угленосной свиты сложена в основном полевошпат-кварцевыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми глинами и пластами угля. Мощность угленосных отложений во всех районах Иссык-Кульской впадины изменяется в пределах 35–40 м. Отложения джильской свиты и ее аналогов богато охарактеризованы листовой флорой, а также спорами и пылью. Комплекс растительных макро- и микрофоссилий определяет возраст этих отложений как раннелайасовый (геттанг—синемюр).

В базальных слоях угленосной свиты в бассейне рек Джергалан и Тюп нами найдены пресноводные двустворки: по определению Г.Г. Мартинсона, они отнесены к *Tutuella* sp. триасового облика [Генкина, 1966; Алиев и др., 1981].

Средне-верхнелайасовые отложения (плинсбах—тоар)

А к с а й с к а я с в и т а и ее аналоги распространены в пределах Иссык-Кульской впадины в Согутинском районе и в бассейнах рек Ичке-Джергес, Джергалан и Тюп. В Согутинском районе аксайская свита согласно залегает на подстилающей джильской свите. В нижней части она сложена толщей переслаивающихся между собой мелкозернистых песчаников, алевролитов, глин, углистых глин и углей. Глины обычно окрашены в светло-серый, розовато-желтый и фиолетовый цвета. Выше залегают породы более грубого состава — песчаники и гравелиты с прослоями ярко-желтых, розовых и кирпично-красных глин. Верхняя часть свиты сложена еще более крупнозернистыми породами. Мощность отложений аксайской свиты составляет в среднем 75–135 м. Ее наибольшая мощность установлена в Аксае.

Вышележащие третичные отложения ложатся на сильно размытую поверхность различных горизонтов нижнемезозойских отложений, а местами — непосредственно на породы палеозоя.

В бассейне р. Ичке-Джергес синхронные отложения именуется п е с т -

р оцветной свитой. Представлены они здесь мелко- и среднезернистыми песчаниками кварц-полевошпатового состава с прослоями алевролитов и песчанистых глин пестрой окраски (желтой, зеленоватой, сиреновой, бурой). Мощность пестроцветной свиты изменяется от 5 до 46 м.

В бассейнах рек Джергалан и Тюп возрастные аналоги аксайской свиты именуется безугольной, сложенной грубообломочными породами — гравелитами, реже — конгломератами, грубозернистыми песчаниками, переходящими местами по разрезу и площади в мелкозернистые песчаники, алевролиты, реже — глины. Состав пород свиты подвержен существенным изменениям: в западной части района преобладают песчаники, в восточной — пестрые глины и алевролиты. Мощность свиты сокращается с запада на восток от 60 до 6 м за счет последующего размыва ее верхних пачек.

Описанные отложения во всех районах их распространения охарактеризованы комплексом ископаемых растений среднего—позднего лейаса. Из этих же отложений нами выделены два спорово-пыльцевых комплекса — среднелейасовый (плинсбах) и позднейасовый (тоар), позволяющие более подробно расчленить эти образования [Генкина, 1966; Дубровская, 1967; Алиев и др., 1981]. В средней части аксайской свиты в разрезе Согуты нами найдены двустворчатые моллюски *Unio uralensis* Tshern., *Unio* sp., *Anodonta* sp. раннеюрского возраста (по заключению Г.Г. Мартинсона).

* * *

Рассмотренная нами здесь территория от Устюрта на западе до Иссык-Кульской межгорной впадины Тянь-Шаня на востоке охватывает семь крупных районов развития юрских отложений: 1) Устюрт, 2) Приамударьинско-Гиссарский, включающий Бухаро-Хивинскую депрессию, юго-западные отроги Гиссарского хребта и его южный склон, 3) Зеравшано-Гиссарская горная область, 4) Юго-Западный Дарваз, 5) Ферганская впадина, 6) Ферганский хребет, 7) Кавакская и Иссык-Кульская межгорные впадины Тянь-Шаня. В этих районах развиты отложения всех трех отделов юрской системы, представленные континентальными, лагунными и морскими образованиями.

Нижнеюрские отложения представлены исключительно континентальными фациями. На большей части рассматриваемой территории они несогласно залегают на пермо-триасовых и более древних отложениях; в Юго-Западном Гиссаре условно допускается их согласное залегание на триасе, к которому отнесены палеонтологически не охарактеризованные низы санджарской и ташкутанской свит. Датировка и расчленение нижнеюрских континентальных отложений базируется в основном на данных ископаемых остатков растений (макроскопических остатков, а также спор и пыльцы). По изменению комплексов растительных макро- и микрофоссилий в разрезе нижней юры нами выделяются нижнейасовые (в объеме нерасчлененных геттанг-синемюра), среднелейасовые (плинсбах) и верхнейасовые (тоар) отложения.

Граница нижнего и среднего отделов повсеместно проводится в толще континентальных отложений по смене состава комплексов растительных остатков (листовой флоры, спор и пыльцы) с учетом данных пресноводных двустворчатых моллюсков. Последние, однако, распространены в разрезе спорадически.

Отложения среднего отдела выражены как в континентальных, так и в морских фациях. В континентальных отложениях выделяются три части, охарактеризованные последовательными комплексами растительных остатков (макро- и микрофоссилий), рассматриваемыми как ааленский, байосский и батский. Возраст ааленских флористических комплексов макро- и микрофоссилий обосновывается их сходством с заведомо ааленскими комплексами Кавказа, возраст которых контролируется фауной [Васина, Долуденко, 1968; Вахрамеев, 1969; Ярошенко, 1965]. Стратиграфическое положение и возраст байосских и батских комплексов контролируется в Юго-Западном Гиссаре морской фауной (аммониты, двустворчатые моллюски).

Граница среднего и верхнего отделов однозначно устанавливается в морских отложениях Юго-Западного Гиссара (Кугитангтау), где она проводится внутри байсунской свиты на основании аммонитовых зон. Западнее, на Устюрте, она проводится по сопоставлению с разрезами юго-западных отрогов Гиссарского хребта, внутри кафаклинской свиты. Восточнее южного склона Гиссарского хребта, в разрезах Зеравшано-Гиссарской горной области, Дарваза, Ферганской впадины, Ферганского хребта, где отложения верхней юры представлены исключительно в континентальных фациях, граница между средней и верхней юрой проводится внутри континентальных толщ в большинстве своем только по палинологическим данным (макроскопические остатки растений на этом стратиграфическом уровне здесь крайне редки).

Верхнеюрские отложения представлены как в морских, лагунно-континентальных, так и в континентальных фациях. Их детальное расчленение на ярусы, подъярусы и отчасти на зоны общей шкалы разработано только для Кугитанга. На остальной территории расчленение их менее детальное и произведено главным образом на основании спорово-пыльцевых комплексов, редкой фауны и микрофауны. В восточных районах верхняя юра представлена континентальными, преимущественно красноцветными образованиями; по данным палинологических исследований, здесь установлены только келловейские отложения, а в некоторых районах (Аркит) можно предположить присутствие отложений оксфорда. Более высокие горизонты верхней юры в восточных районах Средней Азии не установлены: они здесь либо совсем не отлагались, либо были уничтожены предмеловым размывом.

Состав и распределение ископаемых растений, установленные по макроскопическим остаткам, спорам и пыльце в каждом отдельном разрезе восточных районов Средней Азии, и примерная количественная характеристика отдельных компонентов были детально освещены ранее [Алиев и др., 1981].

Флористические комплексы макро- и микрофоссилий, приуроченные к определенным интервалам юрского разреза и, следовательно, характерные для того или иного стратиграфического уровня, мы выделяем в фито-стратиграфические горизонты. Флористический комплекс каждого горизонта отличается неповторимым сочетанием видов и более крупных таксонов, а также их количественным соотношением. Название горизонта соответствует географическому наименованию стратиграфического разреза, флористическая характеристика которого наиболее полная и типичная. В юрском

разрезах нами выделены ташкутанский (нижний лейас), шаргуньский (средний—верхний лейас), вандобский (аален), шерджанский (байос), шелканский (бат) и кухималекский (келловей) горизонты. Они прослежены от Юго-Восточного Гиссара на западе до Иссык-Куля на востоке и используются нами для местной, внутрирайонной и межрайонной корреляции континентальных отложений юры восточных районов Средней Азии [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981].

ГЛАВА III

СОПОСТАВЛЕНИЕ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ ЮГА СССР

Рассматриваемая территория Юга СССР включает районы от Северного Кавказа на западе до Иссык-Кульской межгорной впадины Тянь-Шаня на востоке. В пределах этого огромного региона (см. рис. 1) породами юры сложены различные структурные элементы, каждый из которых пережил свою историю геологического формирования и развития. Поэтому данные образования для каждого региона характеризуются различной фациальной принадлежностью, полнотой разрезов, набором литологических типов пород и комплексами органических остатков, значительно отличающихся друг от друга (см. рис. 2).

В западной и юго-западной частях территории, охватывающей Северный Кавказ и Предкавказье, а также Копетдаг, Большой Балхан и Кубадаг, юрские отложения представлены морскими образованиями, прекрасно охарактеризованными разнообразной фауной, и в первую очередь аммонитами и фораминиферами, позволяющими проводить детальное расчленение разрезов. Здесь в юре устанавливаются все ярусы, подъярусы и зоны общей стратиграфической шкалы.

В центральной части территории, охватывающей Бузачи, Горный и Южный Мангышлак, Туаркыр, Устюрт, Бухаро-Хивинскую депрессию, Юго-Западный и Южный Гиссар, юрские отложения представлены сложным комплексом пород морского, лагунного и континентального происхождения. Здесь охарактеризованность разреза органическими остатками значительно хуже. В первую очередь это относится к континентальной части разреза, включающей в основном только растительные остатки (листовую флору, споры и пыльцу) и редко двусторчатые моллюски. Наиболее полно палеонтологически охарактеризованы верхнеюрские отложения, особенно келловейские и оксфордские, в Кугитангтау, Мангышлаке и Туаркыре, где разработано их расчленение на ярусы, подъярусы и отчасти на зоны общей шкалы. Детальность расчленения среднеюрских отложений дается в лучшем случае в пределах яруса, а для континентальных отложений нижней юры — иногда даже в пределах части отдела. То же относится и к восточной части рассматриваемой территории, включающей Зеравшано-Гиссарскую горную область, Юго-Западный Дарваз, Ферганскую впадину, Ферганский хребет, Кавакскую и Иссык-Кульскую межгорные впадины Тянь-Шаня. Здесь весь разрез юры представлен почти исключительно континентальными обра-

зованиями (однако В.С. Лучников [1979] в Зеравшано-Гиссарской горной области отмечает и морские верхнеюрские отложения), датировка и расчленение которых базируются в основном на флористических данных — по изменению комплексов растительных макро- и микрофоссилий.

Нижняя юра

Геттангский ярус

Отложения геттангского яруса на Северном Кавказе не установлены. Породы этого возраста отмечаются в Южно-Мангышлакском прогибе, на Песчаномысском блоке, где они образуют единую с породами синемюра пачку I мощностью до 120 м. По спорово-пыльцевым комплексам отложения датируются нижним лейасом.

Синемюрский ярус

Морские отложения этого возраста установлены на Северном Кавказе. Самые западные выходы пород синемюра отмечаются в Гойтхско-Ачишхинской зоне, где они представлены эсто-садокской свитой, возраст которой устанавливается по фауне аммонитов. На восток породы верхов эсто-садокской свиты замещаются образованиями бугунжинской свиты. По аммонитам возраст датируется синемюром в полном объеме для эсто-садокской свиты и поздним синемюром — для пород бугунжинской. В Северной Осетии к синемюрским отложениям отнесена толща вулканогенных пород кистинской свиты мощностью 80—300 м. По брахиоподам и макрофлоре возраст устанавливается как поздний синемюр (лотаринг)—ранний плинсбах (карикс).

Восточнее бассейна р. Терек отложения синемюра не установлены.

В Предкавказье в Лабинском прогибе синемюрские отложения представлены образованиями хумаринской угленосной свиты мощностью до 800 м. Возраст устанавливается по сопоставлению с бугунжинской свитой, которая в западной части Лабинского прогиба замещается образованиями хумаринской свиты. Верхи свиты датируются плинсбахом (по фауне аммонитов).

В Южном Мангышлаке к синемюрским отложениям отнесена пачка I.

Плинсбахский ярус

В рядерайонов верхнесинемюрские и нижнеплинсбахские отложения образуют единую толщу. Граница между этими ярусами проводится либо условно, либо по палеонтологическим данным. На западе к образованиям плинсбаха отнесена свита хахопсе мощностью до 2000 м. Возраст свиты определяется как плинсбах (по положению в разрезе), тоар и низы аалена. В восточном направлении породы свиты хахопсе замещаются отложениями чубинской свиты (до 800 м). Возраст последней датируется плинсбахом без зоны *Uptonia jamesoni* (низы яруса) и без верхней зоны *Pleuroceras spinatum*. К востоку, в Дудугушском блоке, чубинская свита имеет более полный разрез.

В Кабардино-Балкарии плинсбахские отложения сложены породами безенгийской свиты мощностью до 135 м. Возраст низов свиты условно уста-

новлен ранним плинсбахом, верхов — поздним плинсбахом по аммонитам, пелециподам, брахиоподам.

В Дигоро-Осетинской зоне низы безенгийской свиты замещаются верхней частью кистинской свиты. Выше лежит мизурская свита (до 500 м); ее возраст — поздний плинсбах—ранний тоар — датируется по фауне аммонитов и многочисленных фораминифер.

В бассейнах рек Терека и Ассы на кистинскую свиту ложится циклаурская свита, возраст которой по фауне аммонитов датируется поздним плинсбахом—ранним тоаром. Мощность свиты до 1500 м. В восточном направлении (бессейны рек Чанты-Аргун и Шаро-Аргун) происходит выклинивание эффузивных пород; состав свиты в целом тот же. Мощность ее в этом регионе до 2300 м. В Дагестане плинсбахские отложения не установлены.

В Предкавказье в Лабинском прогибе к плинсбаху отнесена чубинская свита. Возраст ее устанавливается по аммонитам и фораминиферам; мощность свиты до 750 м. На северо-восточном борту Лабинского прогиба отмечаются шоанская вулканогенная (до 350 м) и себельдинская (200 м) свиты. Возраст второй датируется аммонитами; шоанская устанавливается по положению в разрезе.

На Северо-Западном Устюрте плинсбахские отложения не установлены.

В Южно-Мангышлакском прогибе к плинсбахским отложениям отнесена пачка мощностью до 240 м. Среднейасовый возраст установлен по спорово-пыльцевым данным.

Тоарский ярус

На Северном Кавказе западные выходы тоара отмечаются в бассейне р. Пшехи — это свита хахопсе, глинистая толща которой датируется поздним плинсбахом—ранним ааленом. Верхнетоарские отложения свиты на правобережье р. Пшехи замещаются образованиями тубинской свиты (до 2400 м), возраст которой поздний тоар—аален датируется по аммонитам. К нижнему тоару в местах распространения тубинской свиты относится баговская свита мощностью до 800 м. Возраст ее устанавливается по аммонитам и фораминиферам. Соотношения свит хахопсе, баговской и тубинской очень сложны (см. рис. 2).

В Архыз-Гузериписькой зоне тот же разрез тоара, что и на западе. Мощность меньше: баговской — до 660 м, тубинской — до 1000 м. Датируются отложения аммонитами и фораминиферами.

В Кабардино-Балкарии низы тоара (нижний тоар в старом понимании) представлены безенгийской свитой.

Средний и верхний тоар (с зоны *Hildoceras bifrons* до зоны *Dumortieria lavesquei*) и аален сложены джигиатской свитой мощностью 100–500 м. Возраст обосновывается аммонитами и фораминиферовыми зонами.

К востоку, в Северной Осетии, к самым низам тоара (зона *Dactyloceras tenuicostatum*) отнесена мизурская свита. Выше лежит ардонская свита (650 м). Возраст ее устанавливается по фауне аммонитов, фораминифер. Отмечается, что в северной части свита датируется ранним тоаром—ранним ааленом. В Штулу-Геналдонском районе в верхах свиты встречены аммониты зоны *Costileioceras sinon* (верхний аален).

В бассейнах рек Терека и Ассы низы тоарских отложений представлены верхами циклаурской свиты. Тоарский ярус сложен казбекской и джерахской свитами. Возраст казбекской свиты (до 1500 м) устанавливается по положению в разрезе и оценивается как ранний—средний (зоны *Hildoceras bifrons* и *Naugia variabilis*) тоар. Джерахская свита (до 2400 м) датируется аммонитами и фораминиферами как ранний тоар—поздний аален. К тоару отнесена ее нижняя подсвита (1000 м).

В восточных районах Чечено-Ингушетии (бассейны рек Чанты-Аргун и Шаро-Аргун) к нижнему тоару относится глинистая толща (до 1500 м), охарактеризованная аммонитами и фораминиферами. Повсеместно в восточных районах Чечено-Ингушетии и Дагестане (до р. Казикумухское Койсу) верхний тоар представлен свитой ири, возраст которой соответствует зоне *Grammoceras thonagense* и низам зоны *Dumortieria lavesquei* (поздний тоар). Мощность свиты ири 900—2000 м.

В Предкавказье на большей части Лабинского прогиба тоарские отложения представлены баговской свитой и низами тубинской свиты, в юго-восточной подзоне — себельдинской свитой. В междуречье Кардоник—Малка породы себельдинской свиты замещаются образованиями муздухской свиты. Возраст — ранний тоар — обосновывается листовой флорой.

Себельдинская свита замещается образованиями джигиатской свиты, возраст которой по аммонитам и фораминиферам датируется ранним тоаром—ааленом, возможно, низами байоса. Мощность до 360 м.

В Восточном Предкавказье разрез юры начинается олейниковской свитой мощностью до 350 м. Возраст свиты по спорово-пыльцевым комплексам датируется тоаром. Не исключено, что низы свиты относятся еще к плинсбаху.

На Северо-Западном Устюрте, по данным И.В. Долицкой, к тоарским отложениям отнесена толща песчаников с углистыми прослоями (до 145 м). Возраст устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам как тоарский.

На Горном Мангышлаке этому интервалу разреза соответствует кокалинская свита. Мощность ее достигает 46 м. Возраст определяется листовой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами.

На Южном Мангышлаке тоарским отложениям соответствует пачка III мощностью до 60 м. Возраст датируется по спорово-пыльцевым комплексам.

В Западной Туркмении тоарские отложения присутствуют на Туаркыре. Это кызылтакырская свита, возраст которой определяется листовой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами как поздний (?) тоар — ранний аален.

Далее на восток, от Северо-Восточного Устюрта на западе до Иссык-Кульской межгорной впадины Тянь—Шаня на востоке, нижнеюрские отложения представлены исключительно континентальными образованиями, они трудны для расчленения и корреляции даже в пределах одного региона, не говоря уже о межрегиональной корреляции, так как совершенно лишены фауны, по которой можно было бы однозначно установить их возраст. Расчленение континентального разреза производится в каждом районе на местные стратиграфические подразделения — свиты, а датировка отложений и биостратиграфическая схема их базируется в основном на данных расти-

тельных остатков (макро- и микрофоссилий), максимально возможно увязанных данными фауны.

В этих районах отложения нижней юры на основании палеоботанических данных расчленены нами на нижнелейасовые (в объеме нерасчлененных геттанг—синемюра), среднелейасовые (плинсбах) и верхнелейасовые (тоар) (позразделение "лейас" для континентальных отложений очень удобно и до сих пор сохранено в литературе).

Нижний лейас — нерасчлененные геттанг-синемюрские отложения

К нижнему лейасу нами отнесены низы эргозинской свиты Устюрта, санджарская свита Юго-Западного Гиссара и ее аналоги в Бухаро-Хивинской депрессии (низы разреза гурудской свиты в Питнякском, Янгиказганском и Учкырском районах), ташкутанская свита Южного Гиссара (также аналог санджарской свиты), раватская и фанская свиты Зеравшано-Гиссарской горной области, а также нижние части: грингской свиты Юго-Западного Дарваза, согульской свиты Южной Ферганы (Шураб), сарыкамьшской свиты Северной Ферганы (Аркит) коккиинской свиты Ферганского хребта, юрского разреза, вскрытого на закрытой территории Ферганской впадины, на площади Сузак (скв. 4, интервал 3296—3303 м); кроме того, к нижнему лейасу относятся кызылсуекская свита Кавакской впадины, джилская свита Иссык-Куля (Согуты) и ее аналоги в Джергесе и Джергалане.

Низы эргозинской свиты Устюрта вскрыты Северо-Устюртской скв. 1 (интервал 2450—2750 м) и охарактеризованы геттанг-синемюрским спорово-пыльцевым комплексом [Гринберг, Сухинин, 1966].

Санджарская свита Юго-Западного Гиссара, ее аналог ташкутанская свита Южного Гиссара, низы грингской свиты Юго-Западного Дарваза — это бокситоносные и генетически связанные с ними угленосные образования, залегающие линзовидно в локальных участках, заполняя неровности доюрского рельефа. Раннелейасовый возраст обосновывается богатыми комплексами спор и пыльцы и листовой флоры, установленными нами в Ташкутане, Кугитангау, Санджаре, Шаргуне [Алиев и др., 1981], а также комплексом листовой флоры, установленным в Ташкутане и Дарвазе [Лучников, 1972, 1973].

В Бухаро-Хивинской депрессии аналоги санджарской свиты, на наш взгляд, могут быть выделены в Питнякском, Янгиказганском и Учкырском районах. В Питнякском районе они выделяются нами в низах гурудской свиты (нижнетуямуюнская свита). В Янгиказганском районе аналоги санджарской свиты (до 40 м) представлены неравномерным переслаиванием грубозернистых туфопесчаников серого и светло-серого цвета; в нижней части окраска пород фиолетово-коричневая и кирпично-красная. Спорово-пыльцевой комплекс, выделенный из вышележащей толщи пород (скв. Янгиказган 10, интервал 2238—2247 м), плинсбахский. В Учкырском районе низы гурудской свиты (аналоги санджарской ? свиты) охарактеризованы спорово-пыльцевым комплексом (скв. 31, интервал 3034—3038 м), который может быть интерпретирован как раннелейасовый (см. гл. II).

Раватская свита Зеравшано-Гиссарской горной области имеет ограниченное площадное распространение и изменчивую мощность (максимально до 10 м). Вышележащая фанская свита залегает на раватской со следами размыва. Мощность свиты до 50–70 м. Раннелейасовый возраст этих свит обосновывается богатыми комплексами макро- и микрофоссилий (раватская свита). Фанская свита охарактеризована только раннелейасовым комплексом спор и пыльцы.

Необходимо отметить, что комплекс спор и пыльцы, выделенный нами из низов раватской свиты в разрезе Шоме, имеет более древний облик (рэтский). В нем доминируют споры типа *Dictyophyllum* (до 44, 5%).

В Ферганской депрессии и Ферганском хребте нижний лейас выделяется нами в составе согульской и сарыкамышской (включая и базальную ее часть) свит, а также низов юрского разреза, вскрытого глубокими скважинами в закрытых частях Ферганской депрессии на Сузакской площади, и в составе коккиинской свиты. В Южной Фергане (Шураб) низы юрского разреза представлены согульской свитой, залегающей несогласно на породах палеозоя.

В разрезах Северной Ферганы (Аркит) к нижнему лейасу отнесена базальная часть сарыкамышской свиты мощностью до 60 м.

На закрытой территории Ферганской депрессии к нижнему лейасу нами относятся низы юрского разреза, вскрытого глубокой разведочной скважиной на Сузакской площади (скв. 4, интервал 3296–3303 м), охарактеризованного комплексом спор и пыльцы, возраст которого может быть интерпретирован, на наш взгляд, как раннелейасовый (см. гл. II).

В Ферганском хребте нижний лейас включает нижнюю часть коккиинской свиты мощностью до 200 м.

Во всех названных районах Ферганской депрессии и Ферганского хребта раннелейасовый возраст обосновывается комплексом листовой флоры, спор и пыльцы [Алиев и др., 1981].

В Кавакской межгорной впадине к нижнему лейасу нами отнесены отложения кызылсуекской свиты, охарактеризованные раннелейасовым комплексом листовой флоры [Алиев, Генкина, 1970] и раннелейасовым комплексом спор и пыльцы [Дубровская 1972].

В Иссык-Кульской впадине нижний лейас включает джильскую свиту (разрез Согуты) и ее аналоги – базальную и угленосную свиты в разрезах Ичке-Джергес, Джергалан и Тюп. Возраст обосновывается раннелейасовыми комплексами листовой флоры, спор и пыльцы [Генкина, 1966; Дубровская, 1967; Алиев и др., 1981].

Предложенная корреляция низов юрского разреза, представленного исключительно континентальными образованиями, обоснована на данных растительных макро- и микрофоссилий (состав комплексов приведен в ранее опубликованных работах [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981]). Этот флористический комплекс, приуроченный к низам юрского разреза (нижний лейас) и, следовательно, являющийся характерным для данного стратиграфического интервала, выделяется нами в ташкутанский фито-стратиграфический горизонт. Название горизонта соответствует географическому наименованию стратиграфического разреза, флористическая характеристика которого наиболее полная и типичная. Флористический горизонт может быть использован для региональной корреляции (см. рис. 2).

Средний—верхний лейас —
нерасчлененные плинсбах-тоарские отложения

Нерасчлененные отложения среднего—верхнего лейаса (плинсбах—тоар) выделяются нами во всех изученных районах развития юрских отложений в пределах рассматриваемой территории от Северо-Восточного Устюрта на западе до Иссык-Куля на востоке, за исключением разрезов Юго-Западного Сурхантау: Хаус, Фангарт, Диоболо, Курганча, где осадки этого возраста отсутствуют. Средне-позднейлейасовый возраст их повсюду обоснован палеоботаническими данными (макро- и микрофоссилии), причем в некоторых разрезах (см. рис. 2), по данным спорово-пыльцевого анализа, эти отложения могут быть расчленены на средне- и верхнелейасовые.

На Устюрте отложения среднего и позднего лейаса устанавливаются в составе эргозинской свиты и базальной пачки нижнетонашинской подсвиты, откуда Л.С. Хачиева [1977] выделила два спорово-пыльцевых комплекса: позднесинемюр—плинсбахский — из нижней пачки эргозинской свиты и тоарский комплекс — из верхней пачки эргозинской свиты и базальной пачки нижнетонашинской подсвиты.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и на его южном склоне нерасчлененные отложения среднего—позднего лейаса выделяются нами в составе гурудской свиты. К ним отнесена базальная песчано-гравийная толща пород нижней части разреза гурудской свиты ("шаргуньские" слои).

Средне-позднейлейасовый возраст нижней части гурудской свиты обосновывается комплексом листовой флоры, а также комплексом спор и пыльцы, причем на Южном Гиссаре (Ташкутан) из нижней части гурудской свиты ("шаргуньские" слои) выделено два спорово-пыльцевых комплекса: среднейлейасовый (плинсбахский) и позднейлейасовый (тоарский). Мощность отложений среднего—позднего лейаса в Юго-Западном Гиссаре составляет 40—100 м, на Южном Гиссаре — 60—10 м, уменьшаясь в восточном направлении [Алиев и др., 1981].

В Зеравшано-Гиссарской горной области к нерасчлененным отложениям среднего—верхнего лейаса по данным листовой флоры отнесены отложения кухираатской свиты мощностью до 200 м. По данным спорово-пыльцевого анализа, в составе кухираатской свиты выделяются отложения среднего (плинсбах) и верхнего (тоар) лейаса [Генкина, Дубровская, 1972].

В разрезе Дарваза к отложениям среднего—верхнего лейаса отнесена верхняя часть низов грингской свиты мощностью 15—160 м. Возраст обоснован комплексом листовой флоры [Лучников, 1973]. Насыщенность данной части разреза растительными макрофоссилиями, возможно, позволит в дальнейшем выделить из этой толщи отложения среднего (плинсбах) и верхнего (тоар) лейаса.

В Ферганской депрессии выделяются отложения как среднего, так и верхнего лейаса.

Отложения среднего лейаса (плинсбах) устанавливаются по комплексу спор и пыльцы только в Южной и Северной Фергане. В Южной Фергане (Шураб) средний лейас (плинсбах) выделен в составе средней части согульской свиты (около 45 м), а в Северной Фергане (Аркит) — в средней части сарыкамышской свиты (230 м).

Отложения верхнего лейаса (тоар) в Ферганской депрессии распростра-

исны более широко. По данным листовой флоры и спорово-пыльцевых комплексов верхний лейас (тоар) установлен в верхней части согульской свиты (свыше 55 м) Южной Ферганы (Шураб) и в верхней части сарыкамышской свиты (до 325 м) Северной Ферганы (Аркит), где они согласно залегают на отложениях среднего лейаса. Верхний лейас (тоар) установлен также в нижней части ташкумырской свиты (10–30 м) в Ташкумыре (Северная Фергана) и в нижней части алдыярской свиты (до 25 м) в разрезе Алдыяр (Восточная Фергана).

В Ферганском хребте отложения среднего (до 185 м) и верхнего лейаса (около 80 м) установлены по комплексам спор и пыльцы в составе верхней алевролитовой толщи коккинской свиты, в ее стратотипическом разрезе по р. Коккие. Отложения верхнего лейаса (тоар) охарактеризованы также комплексом двустворчатых моллюсков.

В Кавакской впадине нижняя часть (20–50 м) агулакской свиты, охарактеризованная среднелейасовым комплексом спор и пыльцы, отнесена к среднему лейасу (плинсбах), а верхняя часть свиты (30–75 м) по данным листовой флоры – к верхнему лейасу (тоар) [Алиев, Генкина, 1970; Дубровская, 1972].

В Иссык-Кульской впадине отложения среднего лейаса (плинсбах) по палинологическим данным установлены в нижней части аксайской свиты в разрезе Согуты (35–60 м), а также в нижней части пестроцветной свиты в разрезе Джергес и нижней части безугольной свиты в разрезах Джергалан и Тюп. Соответственно верхнелейасовые (тоар) отложения выделяются в верхних частях этих свит. Они повсюду охарактеризованы листовой флорой и комплексом спор и пыльцы [Генкина, 1966; Дубровская, 1967].

Состав комплексов растительных макро- и микрофоссилий, позволяющий выделить и скоррелировать отложения среднего и верхнего лейаса (плинсбах–тоар), приведен ранее [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981]. Интервал разреза, охарактеризованный средне-верхнелейасовым флористическим комплексом, выделяется нами в шаргуньский фитостратиграфический горизонт, который может быть прослежен от Юго-Западного Гиссара до Иссык-Куля (см. рис. 2).

Средняя юра

Ааленский ярус

На Западном Кавказе ааленские отложения представлены верхами свиты хахопсе, чаталтапинской свитой, свитой горы Индюк и шишской свитой, образующими толщу чередования вулканогенных и терригенных пород. Чаталтапинская свита датируется аммонитами и фораминиферами; по возрасту она соответствует зоне *Leioseras oralinum* (ранний аален). Мощность ее до 1000 м. Свита горы Индюк соответствует верхам зоны *Leioseras oralinum*. Возраст определяется по ее стратиграфическому положению между чаталтапинской и шишской свитами. Мощность ее до 1150 м.

Шишская свита (до 1700 м) охарактеризована аммонитами и фораминиферами. Возраст ее определяется в объеме позднего аалена. Восточнее все эти свиты замещаются образованиями тубинской свиты.

В бассейне р. Белой ааленские образования представлены тубинской сви-

той, в Кабардино-Балкарии — верхней подсвитой джигатской свиты (до 80 м). Верхняя зона (*Ludwigia concava*) размыва. Возраст определяется аммонитами и фораминиферами (два комплекса).

В северных выходах юры в Северной Осетии к аалену отнесена большая часть верхней подсвиты ардонской свиты. Как указывалось выше, в Дигоро-Осетинской зоне отмечается размыв верхнеааленских отложений, причем амплитуда его увеличивается в северном направлении.

В бассейне рек Терека и Ассы к аалену отнесены породы средней и верхней подсвит джерахской свиты (до 1400 м). Возраст ее соответствует раннему и позднему аалену без зоны *Ludwigia concava*. В толще установлены все остальные зоны, отмечается два комплекса фораминифер.

Зона *Ludwigia concava* выделена в вышележащей гергечской свите. На всей территории Северного Кавказа ааленские отложения представлены карахской свитой и частично игатлинской. Карахская свита датируется аммонитами и фораминиферами, возраст определяется концом позднего тоара и ааленом, исключая зону *Ludwigia murchisonae*. Мощность свиты колеблется от 1000 м в западных районах ее распространения до 4500 м на юге Дагестана. Выше лежит игатлинская свита мощностью 700 м. Возраст оценивается в интервале зон *Ludwigia murchisonae* (верхний аален) — низы зоны *Sonninia sowerbyi*, часто эти зоны сконденсированы.

На южном борту Западно-Кубанского прогиба отмечается толща аргиллитов тоар-ааленского возраста (до 800 м). На северном борту вскрыта толща (до 1200 м) вулканогенных пород — аналоги свиты горы Индюк.

В Лабинском прогибе на юго-западе залегает тубинская свита, на остальной территории — джигатская.

В Восточном Предкавказье к ааленским отложениям отнесена промысловская свита мощностью до 150—289 м.

На Северо-Западном Устурте к аалену отнесена толща равномерного чередования глин, алевролитов, песчаников, возраст которой определяется спорово-пыльцевыми комплексами в интервале аален—средний бат. Мощность толщи до 1184 м.

На Горном Мангышлаке ааленские отложения представлены тонашинской свитой, самые верхи которой отнесены к байосу. Образования тонашинской свиты датируются листовой флорой и спорово-пыльцевыми комплексами. Мощность ее до 280 м.

На Южном Мангышлаке к аалену отнесена гравелитовая толща мощностью до 330 м.

В Чагаласоре образования ааленского возраста не вскрыты.

На Туаркыре к аалену отнесены нижняя и почти вся средняя подсвита салахбелтской свиты; мощность около 400 м. Датируется ааленский возраст по листовой флоре.

На Большом Балхане ааленские отложения не обнажаются.

Далее на восток ааленские отложения повсюду представлены континентальными образованиями и выделяются нами во всех областях развития среднеюрских отложений: от Северо-Восточного Устурта на западе до Ферганского хребта на востоке, за исключением разрезов Юго-Западного Сурхантау (Хауз, Фангарт, Диоболо, Курганча), где отложения аалена нами не зафиксированы. Образования аалена и вообще средней и верхней юры отсутствуют в Кавакской и Иссык-Кульской впадинах.

На Северо-Восточном и Южном Устье выделяются нерасчлененные отложения тоар-аалена-нижнего байоса, к которым отнесены тонашинская и карадирменская свиты.

В Барсакельмесском и Ассаке-Ауданском прогибах и в Яркимбайской моноклинали на породах эргозинской свиты согласно залегает тонашинская свита, которая выклинивается на склонах Актумского выступа, Карабаурском и Айбутирском валах. Литологически тонашинская свита подразделяется на нижне- и верхнетонашинскую подсвиты.

Нижнетонашинская подсвита представлена грубозернистыми светлосерыми русловыми образованиями мощностью 123 – 230 м. Ее возраст – тоар-аален – обосновывается спорово-пыльцевыми данными (см. гл. II).

Возраст верхнетонашинской подсвиты и карадирменской свиты – аален-ранний байос – обосновывается комплексом спор и пыльцы [Алимов, Хачиева, 1973; Объяснительная записка..., 1970]. Мощность этой подсвиты 300–360 м.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и на его южном склоне ааленские отложения нами выделены в составе гурудской свиты. К ним отнесена средняя часть свиты – так называемые "вандобские" слои. Их мощность в Юго-Западном Гиссаре 95–180 м, на южном склоне – 25–110 м. Ааленский возраст обосновывается богатым комплексом листовой флоры, спорами и пыльцой [Алиев и др., 1981].

Нижняя и верхняя границы аалена устанавливаются внутри континентальной толщи гурудской свиты и, конечно, являются условными, так как обосновываются только флористическими данными: изменением комплекса ископаемых растений. Тем не менее состав флористического комплекса "вандобских" слоев и сравнение его с заведомо ааленским комплексом Кавказа [Васина, Долуденко, 1968; Вахрамеев, 1969] дают полное основание для выделения в составе гурудской свиты отложений ааленского возраста.

В Зеравшано-Гиссарской горной области к аалену нами отнесены отложения габирутской свиты мощностью 180–200 м. Ааленский возраст обосновывается листовой флорой и комплексом спор и пыльцы [Генкина, Дубровская, 1972].

На Дарвазе ааленские отложения выделяются в составе верхней половины грингской свиты, к которым отнесена ее нижняя часть мощностью 15–160 м. Ааленский возраст обосновывается богатым комплексом листовой флоры [Лучников, 1973]. Границы аалена устанавливаются внутри грингской свиты, сложной исключительно континентальными образованиями, и обосновываются только флористическими данными.

В Ферганской впадине широко распространенные ааленские отложения охарактеризованы богатыми комплексами растительных макро- и микрофоссилий, которые обосновывают их возраст [Алиев и др., 1981]. В Южной Фергане в опорном разрезе Шураб ааленские отложения выделяются нами в составе самаркандекской свиты. К ним отнесена ее нижняя часть мощностью до 135 м. В Северной Фергане отложения аалена выделяются нами в мощном непрерывном разрезе юрских отложений урочища Аркит и в разрезе Ташкумыр (бассейн р. Нарын).

В Арките к аалену отнесена кичильская свита мощностью 175–200 м. Ааленский возраст свиты устанавливается комплексом спор и пыльцы;

растительные макрофоссилии в ее отложениях редки и слишком фрагментарны.

В Ташкумыре ааленские отложения выделяются нами в непрерывном разрезе ташкумырской свиты. К ним отнесена средняя часть свиты мощностью до 35 м.

В Восточной Фергане ааленские отложения устанавливаются в средней части алдыярской свиты разреза Алдыяр. В нижней части они представлены конгломератами и гравелитами, а в верхней — песчаниками, алевролитами, прослоями угля. Мощность свиты до 140 м. Ааленский возраст обосновывается комплексами растительных макро- и микрофоссилий.

В Ферганском хребте к аалену нами отнесены отложения туюкской свиты мощностью 120–250 м. Ааленский возраст устанавливается листов флорой, а также комплексом спор и пыльцы.

Интервал разреза, охарактеризованный ааленскими флористическими комплексами [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981], выделяется нами в вандобский фитостратиграфический горизонт, который прослеживается от Юго-Западного Гиссара до Ферганского хребта (см. рис. 2).

Байосский ярус

На Западном Кавказе байосские отложения представлены сосновской и кочкановской свитами. Возраст сосновской свиты (мощностью до 400 м) — ранний байос — устанавливается по фауне брахиопод и пелелипод. Кочкановская свита охарактеризована аммонитами; возраст ее устанавливается как верхи зоны *Stephanoceras hymphriesianum* (ранний байос), включая низы зоны *Parkinsonia parkinsoni* (поздний байос).

В Архыз-Гузеришльском районе байосские отложения отсутствуют.

В междуречье Белой и Чегема байосские отложения сложены джангурской свитой мощностью свыше 1000 м. Байосский возраст обосновывается фауной фораминифер.

В Балкарской зоне несколько иной разрез; там образования байоса представлены джорской свитой. Ее нижняя подсвита соответствует зонам *Otoites sauzei* и *Stephanocerae hymphriesianum* (ранний байос), возраст верхней подсвиты устанавливается по сопоставлению как поздний байос (см. рис. 2). Размыв между джорской и подстилающей джигиатской свитой падает на зону *Sonninia sowerbyi*.

В восточных районах Балкарии разрез имеет то же строение, но наблюдаются гипабиссальные интрузии. На большей части территории верхи свиты размыты.

В бассейне р. Ардон (Северная Осетия) байосские отложения — эгидская свита — датируются аммонитами. Возраст оценивается в объеме от зоны *Stephanoceras hymphriesianum* до низов зоны *Parkinsonia parkinsoni*. Мощность свиты до 1270 м. Перерыв между ааленом и байосом этого района падает на верхний аален и почти весь нижний байос. Образования свиты в южных районах Северной Осетии почти полностью размыты.

В междуречье Терека и Ассы незначительно распространена гергечская свита мощностью 500 м. Свита соответствует верхам верхнего аалена — нижнему байосу. Верхний байос размыт.

Почти на всей территории Чечено-Ингушетии и Дагестана отложения

байоса имеют более или менее сходный характер. Выделяются две свиты — кумухская и цудахарская. Мощность кумухской свиты колеблется от 190 м на западе (Чечено-Ингушетия) до 900 м в центральных районах Дагестана. Возраст по аммонитам и фораминиферам определяется как ранний байос до низов (включительно) зоны *Garantiana garantiana* позднего байоса. Цудахарская свита датируется аммонитами в объеме позднего байоса и раннего бата. Мощность ее до 730 м. Верхняя часть свиты во многих районах Дагестана размыва.

В Западно-Кубанском прогибе среднеюрские отложения отсутствуют. В Лабинском прогибе наблюдается джангурская свита. В Баксанской зоне к байосу отнесена джорская свита. Она аналогична разновозрастным отложениям более южных районов Балкарии.

На территории Восточного Предкавказья установлены две свиты байосского возраста — джанайская и артезианская. Джанайская свита оценивается фауной фораминифер как нижний байос. Мощность ее изменяется от 450 м на краях Карпинского до 150 м на Прикумском сложном валу. Артезианская свита аммонитами и фораминиферами датируется поздним байосом—ранним батом (?).

На п-ове Бузачи, по данным И. В. Долицкой [Долицкая, Тарасова, 1979], байосские отложения представлены толщей глин с прослоями алевролитов, мощностью до 264 м. Байосский возраст определяется фораминиферами и спорово-пыльцевыми комплексами. На Северном Устюрте к байосу отнесена часть толщи и терригенных пород.

В Горном Мангышлаке байосские отложения сложены карадирменской, верхами тонашинской свиты и базарлинской свитой. Верхи тонашинской свиты являются аналогами карадирменской, раннебайосский возраст которой устанавливается по положению в разрезе, а также по данным спор и пыльцы и листовой флоры. Базарлинская свита мощностью до 90 м датируется поздним (?) байосом по листовой флоре и спорово-пыльцевым комплексам.

В Южно-Мангышлакском прогибе нижний байос представлен чередованием терригенных пород мощностью до 424 м. Возраст устанавливается фораминиферами и спорово-пыльцевыми комплексами. К верхнему байосу отнесены песчаники с прослоями глин (до 130 м), датируемые фораминиферами, пелециподами, спорово-пыльцевыми комплексами.

В Чагаласорской впадине вскрытые отложения байоса представлены песчаниками, алевролитами с углями (до 350 м). Эта толща сопоставляется с нижним байосом Южного Мангышлака. К верхнему байосу отнесены низы огрыдагской свиты.

На Туаркыре породы байоса сложены верхами средней подсвиты и верхней подсвитой салахбентской свиты и низами огрыдагской свиты (верхний байос). Возраст датируется большими комплексами аммонитов, палеципод и др.

На Кубадаге среднеюрских отложений нет.

На Большом Балхане самые нижние горизонты юры представлены чалойской свитой мощностью до 2200 м. Возраст ее датируется аммонитами как зона *Strenoceras subfurcatum* и *Garantiana garantiana* позднего байоса. Вышележащая копчугайская свита мощностью до 100 м соответствует зоне *Parkinsonia rarecostata*. Ташарватская свита (900 м) датируется вер-

хами зоны *Parkinsonia parkinsoni*, т. е. все три свиты по возрасту соответствуют позднему байосу.

Далее на восток отложения байоса представлены континентальными и морскими образованиями. На позднебайосское время приходится первая морская трансгрессия на территории Средней Азии, захватившая ее западные районы вплоть до юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Поэтому строение разрезов байосских отложений юго-западных районов рассматриваемой территории существенно отличается от строения разрезов восточных и северо-восточных областей Средней Азии, которые не испытали трансгрессии моря и где осадконакопление происходило в континентальных условиях.

На Северо-Восточном и Южном Устьурте байосские отложения выделяются в составе нерасчлененных отложений верхнетонашинской подсвиты и карадирменской свиты (аален — нижний байос) и нерасчлененных базарлинской и сарьдирменской свит (верхний байос—средний бат). Байосский возраст обосновывается спорово-пыльцевыми комплексами, а в Южно-Устьуртской впадине (Ассаке-Ауданский и Дарьялык-Даданский районы), где в разрезе большее развитие имеют морские фацции, кроме спор и пыльцы, отмечаются форминиферы и двустворчатые моллюски [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977]. В Центрально-Устьуртской зоне поднятий отложения байоса отсутствуют.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта байосские отложения имеют двучленное строение: нижний байос и низы верхнего байоса (зона *Strepoceras subfurcatum*) сложены континентальными образованиями, изобилующими макроскопическими остатками древних растений. Верхний байос представлен морскими отложениями, охарактеризованными позднебайосскими аммонитами зоны *Garantiana garantiana* и *Parkinsonia parkinsoni*.

В разрезах Кутитангтау континентальные отложения нижнего и самых верхов верхнего байоса выделяются в составе гурудской свиты, в ее верхней части (45—75 м), и известны в литературе как "шерджанские" слои. Эта часть разреза охарактеризована многочисленными остатками растений, а также пресноводными двустворчатыми моллюсками [Алиев и др., 1981].

Морские отложения верхнего байоса (120 — 150 м) представлены нижней подсвитой дегибадамской свиты. В нижней части подсвиты присутствуют морские двустворчатые моллюски, а в верхней — аммониты зоны *Parkinsonia parkinsoni* (*P. harmonulata* Khud., *P. balkhanensis* Khud., *P. dopeziana* Boriss и др.), обосновывающие позднебайосский возраст нижней подсвиты дегибадамской свиты. Кроме аммонитов, здесь встречаются фораминиферы и двустворчатые моллюски [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977].

В разрезах Байсунтау мощность отложений континентального байоса (верхняя часть гурудской свиты) достигает 70 м; так же как и в Кутитангтау, эти отложения богато охарактеризованы растительными макрофоссилиями. Верхняя, морская часть байоса (90 — 100 м) представлена нижней подсвитой дегибадамской свиты, где установлены позднебайосские двустворчатые моллюски, а в районе Чарвана — аммониты (*Garantiana* sp.).

В разрезах Юго-Западного Сурхантау отложения нижнего байоса отсутствуют. Верхний байос представлен прибрежно-морскими отложениями нижней подсвиты дегибадамской свиты. Позднебайосский возраст этих образований обосновывается здесь преимущественно двустворчатыми моллюсками [Объяснительная записка..., 1970].

В Северо-Восточном Сурхантау и на южном склоне Гиссарского хребта отложения, относимые нами к байосу, представлены исключительно континентальными образованиями и выделяются в верхней части гурудской свиты и континентальных аналогов нижней подсвиты дегибадамской свиты. Мощность пород в Северо-Восточном Сурхантау 85–95 м, на Южном Гиссаре – 85–40 м (она уменьшается в восточном направлении). Байосский возраст континентальных отложений устанавливается богатыми комплексами растительных макро- и микрофоссилий [Генкина, Дубровская, 1971; Генкина, 1972; Алиев и др., 1981].

В Зеравшано-Гиссарской горной области к байосу отнесена джижикрутская свита мощностью 380 – 400 м. Байосский возраст обосновывается данными листовой флоры, а также комплексом спор и пыльцы.

На Юго-Западном Дарвазе к байосу отнесена верхняя часть грингской свиты (35–200 м), представленная повсеместно цикличной песчано-глинистой толщей пород. Возраст определяется по комплексу ископаемых растений, встречающихся в изобилии в этой толще [Лучников, 1973].

В Ферганской впадине отложения байоса представлены исключительно континентальными образованиями, прекрасно охарактеризованными макро- и микрофоссилиями. В Южной Фергане к байосу отнесена верхняя часть (215 м) самаркандекской свиты. Байосский возраст определен богатым комплексом ископаемых растений [Алиев и др., 1981].

В Северной Фергане отложения байоса установлены в Арките и Ташкумыре. В Арките они выделяются в нижней части (до 230 м) туманьякской свиты. Возраст обосновывается комплексом спор и пыльцы, а также двустворчатых моллюсков.

В Ташкумыре к байосу отнесены верхи ташкумырской свиты (50 – 60 м). Возраст обосновывается макроскопическими остатками растений и комплексом спор и пыльцы.

В Восточной Фергане отложения байоса выделяются в верхней части (до 70 м) алдыярской свиты, охарактеризованной макроскопическими остатками растений и комплексом спор и пыльцы.

В Ферганском хребте к байосу отнесены отложения чаарташской свиты, имеющей широкое площадное распространение и значительную мощность: 230 – 400 м в юго-западной части и 530 – 580 м – в северо-восточной. Свита охарактеризована растительными макрофоссилиями, а в некоторых разрезах – спорами и пыльцой, что позволяет обосновать ее байосский возраст [Генкина, 1977; Алиев и др., 1981].

Интервал юрского разреза, охарактеризованный байосскими флористическими комплексами (макро- и микрофоссилии) [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981], выделяется нами в шерджанский фитостратиграфический горизонт, который прослеживается от Юго-Западного Гиссара до Ферганского хребта (см. рис. 2).

Отложения батского времени отсутствуют на большей части Северного Кавказа. К нижнему бату относятся верхи джангурской и цудахарской свит. Возраст устанавливается по аммонитам и фораминиферам.

В Кабардино-Балкарии к нижнему бату условно отнесена свита сарыдюз мощностью 90 м, в бассейнах Терека и Ассы — тагримская свита.

В Восточном Предкавказье батские отложения представлены верхами артезианской свиты.

На п-ове Бузачи батские образования сложены толщей алевролитов и песчаников мощностью до 20 м. Возраст определяется спорово-пыльцевым комплексом.

На северо-западном Устюрте к бату отнесена часть равномерно чередующихся терригенных пород.

На Горном Мангышлаке нижний бат включает сарыдирменскую свиту мощностью до 125 м. Ее возраст определяется аммонитами, пелециподами, спорово-пыльцевым комплексом как верхи байоса—ранний бат. На Горном Каратау к верхнему бату отнесена также кафаклинская свита мощностью до 45 м. Не исключено, что верхи свиты приурочены к келловейскому времени.

В Южно-Мангышлакском прогибе нижебатским отложениям соответствует толща глин с прослоями песчаников, углей мощностью до 120 м. Возраст определяется фораминиферами, спорово-пыльцевыми комплексами.

В Чагаласоре и на Туаркыре к батским отложениям отнесена огрыдагская свита. В Чагаласоре ее объем соответствует, по-видимому, всему ярусу, на Туаркыре — нижнему бату. Возраст на Туаркыре определяется аммонитами, пелециподами, в Чагаласоре — по сопоставлению. Верхнему бату—нижнему келловейскому на Туаркыре соответствует кафаклинская свита.

На Большом Балхане нижний бат представлен меульманской и сеутлинской свитами, средний бат — кошаджабульской свитой. Возраст устанавливается аммонитами как средний — поздний бат—низы келловейского.

Далее на северо-восток и восток батские отложения распространены на всей рассматриваемой территории, кроме Кавакской и Исык-Кульской впадин, где осадки средней и верхней юры отсутствуют. Строение разрезов батских отложений в различных районах их распространения имеет существенные различия. В западных районах, вплоть до юго-западных отрогов Гиссарского хребта, батские отложения, подобно байосским, подразделяются на две толщи: нижнюю — прибрежно-континентальных образований и верхнюю—прибрежно-морских. Далее на северо-восток и восток морские образования замещаются континентальными, и в разрезах западных областей Южного Гиссара батские отложения представлены уже в основном угленосными континентальными образованиями, за исключением разве их самых верхов; а еще далее на восток отложения бата представлены исключительно континентальными фашиями.

На Северо-Восточном и Южном Устюрте бат выделяется в составе нерасчлененных базарлинской и сарыдирменской свит (верхний байос—средний бат), а также в составе кафаклинской свиты (верхний бат—низы нижнего келловейского). Возраст отложений обосновывается спорово-пыльцевыми комплексами [Объяснительная записка..., 1970].

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта к бату отнесены отложения верхней подсвиты дегибадамской свиты прибрежно-континентального генезиса — "шелканские" слои, охарактеризованные батским комплексом ископаемых растений [Объяснительная записка..., 1970], перекрывающая их толща прибрежно-морских отложений тангидувальской свиты с аммонитами верхней части раннего и среднего бата, а также отложения нижней части байсунской свиты с аммонитами позднего бата. Кроме аммонитов, здесь встречаются двустворчатые моллюски, брахиоподы, фораминиферы [Объяснительная записка..., 1970]. Из отложений тангидувальской свиты в Сурхантау (Дибодом) нами установлен батский спорово-пыльцевой комплекс (см. гл. II). Общая мощность бата достигает здесь свыше 350 м.

На Южном Гиссаре к бату нами отнесены континентальные отложения верхней подсвиты дегибадамской свиты и континентальные аналоги тангидувальской свиты, охарактеризованные батским комплексом растительных макрофоссилий (Шаргунь), а в разрезах Ташкутан, Суфа, Ханака, Лючоб, кроме листовой флоры, — и батским комплексом спор и пыльцы. К бату также отнесена нижняя часть байсунской свиты, представленная морскими отложениями, охарактеризованными позднебатским комплексом двустворчатых моллюсков. Мощность батских отложений на Южном Гиссаре значительно меньше, чем на Юго-Западном, и составляет в общем от 15 — 20 (Ташкутан) до 60 м (Шаргунь) (см. гл. II).

В Зеравшано-Гиссарской горной области к бату отнесены отложения нижней подсвиты кухималекской свиты мощностью до 90—100 м, охарактеризованные комплексом макро- и микрофоссилий [Генкина, Дубровская, 1972; Алиев и др., 1981].

На Юго-Западном Дарвазе батские отложения представлены шкельдаринской свитой, сложенной пестроокрашенными дельтовыми образованиями, включающими, по данным В. С. Лучникова [1973], батский комплекс растительных макрофоссилий. Мощность батских отложений здесь 140 — 320 м.

В Ферганской впадине батские отложения широко распространены и выделяются нами в Южной, Северной и Восточной Фергане.

В Южной Фергане к бату отнесены аналоги игрыйсайской свиты (выделенные нами из бывшей "шурабской" свиты; см. гл. II) мощностью до 220 м. Батский возраст обосновывается растительными макрофоссилиями из этой части разреза [Савицкая, 1969; Генкина и др., 1980], охарактеризованной также пресноводными двустворками [Опорные разрезы..., 1969].

В Северной Фергане отложения бата выделяются в разрезах Аркит и Ташкумыр. В Арките они установлены в верхней части (до 190 м) туманьякской свиты. Возраст обосновывается растительными макрофоссилиями, спорами, пыльцой и пресноводными двустворчатыми моллюсками.

В Ташкумыре к бату нами отнесены отложения игрыйсайской свиты мощностью 150 — 180 м. Возраст свиты устанавливается в основном по комплексу спор и пыльцы. Отсюда известны единичные макроскопические остатки растений, а также пресноводные двустворчатые моллюски [Генкина и др., 1980].

В Восточной Фергане в разрезе Алдыяр к бату отнесены отложения куденбулакской свиты, охарактеризованные батским комплексом спор

и пыльцы и пресноводными двустворчатыми моллюсками [Кутузова, Розанов, 1961; Алиев и др., 1981].

В Ферганском хребте батские отложения представлены зинданской свитой, достаточно выразительно охарактеризованной растительными макрофоссилиями [Брик, 1953; Генкина, 1977], а в некоторых разрезах — спорами, пыльцой и пресноводными двустворчатыми моллюсками. Интервал разреза, охарактеризованный батскими комплексами, выделяется нами в шелканский флоростратиграфический горизонт [Генкина, 1979; Алиев и др., 1981], который прослеживается от Юго-Западного Гиссара до Ферганского хребта (см. рис. 2).

Верхняя юра

Между отложениями средней и верхней юры на Северном Кавказе и в западных районах Средней Азии имеет место крупный региональный перерыв. Во многих районах отсутствуют верхние горизонты бата, не повсеместно отмечается присутствие нижнего келловей. В более восточных районах отложения верхней юры распространены широко, однако стратиграфическая полнота разреза, строение и фациальная принадлежность пород в пределах рассматриваемой территории претерпевают значительные изменения с запада на восток.

На Северо-Восточном и Южном Устюрте отложения верхней юры представлены морскими и частично лагунными образованиями. В наиболее полном объеме они развиты в прогибах, где их мощность составляет более 500 м, тогда как в зонах поднятий их объем и мощность зачастую бывают сокращены из-за выпадения части разреза за счет местных поднятий и размывов.

В разрезе верхней юры Устюрта выделяются шорджинская (Северо-Восточный Устюрт) и агиньшская (Южный Устюрт) свиты келловей—оксфорда, николаевская свита — самые верхи оксфорда—кимеридж, шапахтинская и карабельская свиты — кимеридж (самые верхи)—титон.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта разрез верхней юры имеет полный стратиграфический объем и большую мощность (1400—1700 м). Он представлен карбонатными породами верхней части байсунской свиты (нижний келловей) и в полном объеме кугитангской свитой (средний келловей—оксфорд), хемогенными лагунными образованиями гаурдакской свиты (кимеридж — средний титон) и красноцветными терригенными отложениями прибрежной равнины карабельской свиты (верхний титон).

На южном склоне Гиссарского хребта отложения верхней юры имеют меньшую мощность и значительно изменены. Внутри кугитангской карбонатной толщи наблюдаются мощные терригенные пачки, уменьшаются галогенные прослои внутри гаурдакской свиты и отсутствуют пачки песчаников в верхней части карабельской свиты.

В Зеравшано-Гиссарской горной области верхняя юра представлена отложениями верхней подсвиты кухималекской свиты и отложениями суффинской (келловей), искандерской (нерасчлененные оксфорд—кимеридж) и карабельской (титон) свит [Генкина, Дубровская, 1972; Лучников, 1979].

На Юго-Западном Дарвазе в составе верхней юры рассматриваются три свиты: зарбузская (келловей—оксфорд), сарынамакская (кимеридж — титон) и карабильская (условно титон).

Далее на восток, в Ферганской впадине и Ферганском хребте, верхняя юра имеет сокращенный стратиграфический объем. По данным спорово-пыльцевого анализа, здесь установлены только отложения келловей. Более высокие горизонты юры нами не выявлены, хотя и не исключены в некоторых разрезах (Аркит). Возможно, они здесь вовсе не отлагались или были уничтожены предмеловым размывом.

В Ферганской впадине верхняя юра представлена балабансайской свитой, широко развитой в пределах впадины и венчающей собой здесь разрез юры. В Ферганском хребте верхней юре соответствуют отложения кошбулакской свиты.

Келловейский ярус

На Западном Кавказе во флишевых прогибах низы верхнеюрского разреза представлены монашкинской свитой, датируемой условно келловеем—оксфордом (до 200 м).

В бассейне р. Пшехи келловейские отложения представлены песчаниками, переходящими во флишоидную толщу мощностью до 440 м. В верхней части толщи возраст устанавливается по фораминиферам. Восточнее развита Лагонакская зона барьерных рифов. Самые нижние горизонты верхней юры на Северном Кавказе представлены таргимской свитой, возраст которой в междуречье Фиагодна — Ассы датируется по аммонитам поздним багом—ранним келловеем. Мощность ее до 70 м.

В области квазиplatformенного развития Северного Кавказа, в Кабардино-Балкарии, Северной Осетии, Чечено-Ингушетии, исключая междуречье Фиагодна — Ассы, нижний келловей отсутствует. Средний келловей представлен армхинской свитой мощностью 24 м. Возраст обосновывается аммонитами и фораминиферами. Верхнекелловейские отложения представлены нижней частью кнонской свиты (до 30 м). Возраст устанавливается аммонитами, фораминиферами.

В Терско-Сунженской зоне нижний и средний келловей не установлены; верхний келловей представлен толщей известняков со спикулами губок.

В Дагестане в западных районах келловей сложен заибской свитой. Породы хорошо охарактеризованы аммонитами; установлены все зоны по аммонитам и фораминиферам. В пограничных с Чечено-Ингушетией районах нижний келловей отсутствует, в восточном направлении разрез становится более полным. Мощность свиты изменяется от 11 м на западе до 65 м в центральных районах Дагестана. В восточных районах Дагестана келловей представлен варадийской свитой в полном объеме; мощность ее до 130 м.

В Юго-Восточном Дагестане нижний келловей отсутствует; среднему келловеему соответствует 30-метровая пачка алевролитистых известняков; верхний келловей представлен окремнелыми известняками.

В Западно-Кубанском прогибе келловейские отложения не установлены. В Лабинском прогибе полный разрез келловей отмечается в бассейнах рек Курджин—Уруп. Нижний и средний келловей сложен каменноост-

ской свитой (до 300 м). Возраст ее датируется аммонитами и фораминиферами. Верхний келловей выражен низами герпегемской свиты.

В бассейнах рек Зеленчука, Кубани и Малки отмечаются только верхнекелловейские отложения (15 м); датируются они брахиоподами.

В междуречье Чечен—Баксай разрез аналогичен разрезам более южных районов Кабардино-Балкарии.

В Восточном Предкавказье нижний и средний келловей выражен бажиганской свитой (до 100 м). Образования верхнего келловей входят в состав таловской свиты.

На п-ове Бузучи калловейские отложения выделяются в толще глин и песчаников.

На Северо-Западном Устье келловейские и оксфордские отложения сложены глинами мощностью до 215 м.

На горном Мангышлаке низам келловей соответствуют верхняя часть кафалинской свиты. Представлен келловей толщей карбонатных глин, песчаников, известняков в различных соотношениях. Выделяются три подъяруса; обоснование возраста дано по фауне аммонитов. На Южном Мангышлаке установлены также все три подъяруса. Возраст обоснован аммонитами, выделены фораминиферовые зоны. Мощность до 265 м.

В Чагаласорской впадине к келловей отнесена толща глин, алевролитов мощностью до 161 м. Отложения датируются фораминиферами и спорово-пыльцевыми комплексами.

На Туаркыре выделяются три подъяруса келловей. Возраст устанавливается аммонитами. Суммарная мощность келловей до 75 м.

На Большом Балхане низы келловей представлены верхами кошаджабульской свиты. Нижний келловей выражен джебелатинской свитой, охарактеризованной аммонитами. Возраст свиты — от верхов зоны *Mastocerphalites mastocerphalus* до низов зоны *Kosmoceras jason* среднего келловей. Вышележащая гузватская свита (до 150 м) датируется как верхи зоны *Kosmoceras jason* — низы зоны *Egymnoceras coronatum*. Верхний келловей—нижний оксфорд представлен единой урмильджанской свитой (до 218 м), в которой выделяются аммонитовые и фораминиферовые зоны.

Оксфордский ярус

На Западном Кавказе оксфордские отложения представлены верхами монашкинской свиты. В бассейне р. Пшехи в зоне перехода к лагонакским рифам нижний оксфорд сложен известняковыми брекчиями, верхний — флишондной толщей. Мощность оксфорда до 900 м. Возраст определяется фораминиферами.

На территории Кабардино-Балкарии, Северной Осетии, Чечено-Ингушетии и Дагестана, кроме юго-восточных районов, низы оксфорда представлены верхней частью кионской свиты мощностью 30–60 м. Возраст — ранний оксфорд — устанавливается аммонитами. Средний и верхний оксфорд на рассматриваемой территории представлен иронской свитой. Возраст свиты датируется аммонитами и кораллами в местах развития коралловых рифов. Мощность ее изменяется от 170 м в Кабардино-Балкарии до 600 м в Дагестане.

В Юго-Восточном Дагестане к оксфорду условно отнесена часть серых массивных известняков. В Западно-Кубанском прогибе оксфордские отложения представлены герпегемской свитой (до 405 м), которая прослеживается и в Лабинском прогибе, где она хорошо охарактеризована аммонитами. Возраст ее поздний келловей – оксфорд – кимеридж, мощность до 250 м.

В Восточном Предкавказье оксфордские отложения являются частью таловской свиты, возраст которой определяется как средний келловей–кимеридж. Редкие находки фораминифер не дают возможности выделить отдельные стратиграфические подразделения.

На п-ове Бузачи к оксфорду отнесена часть толщи терригенных пород. На Северо-Западном Устье оксфордские отложения представлены глинами и мергелями, датированы аммонитами и фораминиферами.

На Горном Мангышлаке породы оксфорда сложены мергелями с фосфоритами и глинами с фосфоритами. Выделяются две толщи, соответствующие нижнему, среднему–верхнему подъярусам, установленным по аммонитам и фораминиферам.

В Южном Мангышлаке нижний оксфорд распространен повсеместно, верхний оксфорд размыт в ряде структур. Возраст обосновывается фораминиферами; выделяются местные фораминиферовые зоны.

Южнее, в Чагаласоре, к оксфорду условно отнесена пачка известняков с прослоями глин.

В разрезах Туаркыра отмечаются только нижнеоксфордские отложения – известняки с кремневыми включениями (до 40 м); датируются они аммонитами и пелециподами. Более молодые отложения верхней юры на Туаркыре отсутствуют.

На Кубадаге отложения оксфорда сложены двумя свитами – кафатинской и кубасенгирской – и низами соймановской свиты. Кафатинская свита по сопоставлению с разрезами Большого Балхана отнесена к нижнему оксфорду. Кубасенгирская свита датируется пелециподами как поздний оксфорд–ранний кимеридж. Кубасенгирская свита находится в сложных соотношениях с вышележащей соймановской свитой, в нижней части которой отмечаются оксфордские пелециподы.

На Большом Балхане оксфорд представлен урмильджанской свитой, низы которой отнесены к позднему келловей. Выделяются все три подъяруса. Мощность свиты (с верхами келловей) до 370 м.

Далее на северо-восток и восток отложения келловейского и оксфордского ярусов установлены на Северо-Восточном и Южном Устье, в Бухаро-Хивинской области, на Юго-Западном и Южном Гиссаре, в Зеравшано-Гиссарской горной области и Юго-Западном Дарвазе. Еще далее на восток, в Ферганской депрессии и Ферганском хребте, установлены только отложения келловей, а еще восточнее, в Кавакской и Иссык-Кульской впадинах, отложения верхней юры вообще не зафиксированы.

На Северо-Восточном и Южном Устье келловей–оксфордские отложения выделяются в составе шорджинской (Северо-Восточный Устье) и агиньшской (Южный Устье) свит мощностью соответственно от 127 и свыше 300 м. Возраст отложений устанавливается на основании остатков фораминифер, двусторчатых моллюсков и комплексов спор и пыльцы [Объяснительная записка..., 1970; Хачиева, 1977].

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта, на его южном склоне и в Бухаро-Хивинской области келловей-оксфордские отложения выделяются в составе верхней части байсунской свиты (нижний келловей) и в полном объеме кугитангской свиты (средний келловей—оксфорд), а в некоторых районах выделяются и в самых низах гаурдакской свиты [Прозоровская, 1972; Ильин и др., 1976].

Келловейский ярус в нижней части охватывает верхнюю половину байсунской свиты (нижний келловей), представлен темно-серыми тонкоплитчатыми известняками с подчиненными прослоями алевритистых и глинистых известняков. В средней и верхней частях (нижняя половина кугитангской свиты) характеризуется более однотипным строением, почти полностью сложен различными типами карбонатных пород, включающих пласты и линзы брахиоподовых, гастроподовых и коралловых ракушняков. В основании кугитангской свиты (средний келловей) повсеместно прослеживается пачка пелитоморфных глинистых известняков, которая является прекрасным репером для определения положения нижней границы подъяруса.

В нижней части келловей, главным образом в разрезах Кугитангтау, встречается комплекс аммонитов с *Macrocephalites macrocephalus* и *Keplerites (Sigaloceras) calloviensis*, определяющий в целом раннекелловейский возраст отложений и соответственно фиксирующий наличие двух зон нижнего келловей. *Keplerites* sp. встречен также в разрезах Байсунтау (Дербент), однако аммониты здесь встречаются не во всех разрезах. Наиболее многочисленны остатки двустворчатых моллюсков, фораминифер, особенно обильны брахиоподы. В некоторых пунктах Кугитангтау в верхней части келловей широко развиты кораллы.

Среднекелловейский подъярус устанавливается по аммонитам только в опорном разрезе Кугитангтау, где внизу намечается присутствие зоны *Kosmoceras jason*, вверху — *Egumnoceras coronatum*. Кроме видов-индексов, обе зоны включают комплексы сопутствующих аммонитов, характерных для каждой из зон. Кроме Кугитангтау, руководящие аммониты *Kosmoceras* spp., *Egumnoceras* sp. отмечаются в разрезах Сусызтау и Байсунтау [Курбатов, 1968, 1971], которые в целом позволяют говорить о среднекелловейском возрасте вмещающих отложений. Для обеих зон характерны двустворчатые моллюски и брахиоподы.

Верхнекелловейский подъярус наиболее уверенно устанавливается в Кугитангтау, где намечается зона *Peltoceras athleta*, охарактеризованная, кроме вида-индекса, комплексом аммонитов (см. гл. II). Немногочисленные остатки руководящих аммонитов (*Peltoceras* sp., *Kosmoceras* sp.) встречены и в некоторых других разрезах (Байсунтау, Сусызтау). Несколько лучше отложения охарактеризованы двустворчатыми моллюсками, брахиоподами, а в разрезах Чакчара широко распространены кораллы, нередко образующие скопления в виде невысоких биогермов и биостромов, но главная их масса представлена обломочными образованиями.

На остальной территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта и его южного склона аммониты крайне редки; келловейский возраст обосновывается комплексами двустворчатых моллюсков, фораминифер (ранний келловей) и брахиопод. Средне-верхнекелловейские отложения обычно не расчленены. На Южном Гиссаре в центральных разрезах

(междуречье Ширкент — Каратаг) в карбонатной толще келловей появляются доломиты и мергели. Известняки обогащаются глинистым материалом, характерны частые, но мелкие локальные размывы. В восточных разрезах южного склона Гиссарского хребта (Лючоб) келловей слагается пестроокрашенными (преимущественно розовато-фиолетовыми) песчаниками, алевролитами, реже — гравелитами, объединенными В. С. Лучниковым [1972] в суффинскую свиту. В кровле пестроцветной толщи залегает горизонт (1,5—12 м) карбонатных пород, состоящий из мергелей, доломитов, желваковидных известняков, включающий остатки двустворчатых моллюсков, определяющих келловейский возраст отложений.

В Бухаро-Хивинской области отложения келловей имеют сходный литологический состав с разрезами Юго-Западного Гиссара. Возраст устанавливается по остаткам фораминифер (ранний келловей), двустворчатых моллюсков и спорово-пыльцевым комплексом. Средний и верхний келловей (нижняя часть кутитангской свиты) условно определяется по спорово-пыльцевым комплексам, редким остаткам двустворчатых моллюсков и литологическому составу пород с учетом данных электрокаротажа.

Оксфордский ярус выделяется в составе верхней части кутитангской свиты, а в отдельных районах, возможно, в низах гаурдакской свиты. В Кутитангтау выделяются нижний и средне-верхнеоксфордский подъярусы (трехчленное деление оксфордского яруса и отнесение зоны *Perisphinctes plicatilis* к нижней зоне среднего оксфорда принято в 1978 г. [Постановления..., 1978]). В нижнем оксфорде намечена зона *Cardioceras cordatum*. В средне-верхнеоксфордском подъярусах намечена зона *Perisphinctes plicatilis*. Кроме аммонитов, во всех зонах присутствуют остатки двустворчатых моллюсков, брахиопод, кораллов [Объяснительная записка..., 1970; Решения..., 1977].

На остальной территории юго-западных отрогов Гиссарского хребта и в Бухаро-Хивинском районе литологический состав верхней части кутитангской свиты (оксфорд) сохраняется, но увеличивается терригенная примесь в известняках, а на южном склоне Гиссарского хребта возрастает число терригенных прослоев. Возраст устанавливается по остаткам двустворчатых моллюсков и брахиопод. В разрезе Шаргунь (Мечетли) нами установлен оксфордский спорово-пыльцевой комплекс (см. гл. II). Общая мощность кутитангской свиты в юго-западных отрогах Гиссарского хребта изменяется в широких пределах: если на северо-востоке она составляет 80 — 200 м, то в направлении к юго-западу она постепенно нарастает и в самых южных районах (хребет Кутитанг) достигает 600 — 650 м. Аналогичная тенденция фиксируется в Бухаро-Хивинской области. Мощности карбонатной формации закономерно увеличиваются в общем с севера на юг. В Бухарской ступени она изменяется от нуля и первых десятков метров до 250 — 270 м, а в юго-восточной части Чарджууской ступени увеличивается до 400 — 500 м и более [Бабаев и др., 1977]. На южном склоне Гиссарского хребта мощность кутитангской свиты изменяется от 200 до 400 м.

В Зеравшано-Гиссарской горной области к келловей нами отнесена верхняя подсвита кухималекской свиты (до 60 м). Возраст установлен

келловейским комплексом спор и пылицы и небогатым комплексом листовой флоры. К келловей отнесена также согласно залегающая выше толща (более 75 м) пестроокрашенных пород, которая здесь, так же как в Южном Гиссаре, выделена В. С. Лучниковым в суффинскую свиту.

Оксфордские отложения в Зеравшано-Гиссарской горной области впервые установлены В. С. Лучниковым [1979] в составе нижней части выделенной им иксандерской свиты, включающей остатки двустворчатых моллюсков, указывающих, по его мнению, на оксфорд-кимериджский возраст. Мощность свыше 200 м.

В Юго-Западном Дарвазе келловейские и оксфордские отложения выделяются В. С. Лучниковым [1973] в составе нерасчлененной келловей-оксфордской толщи зарбузской свиты, согласно залегающей на подстилающей шкельдаринской свите. К келловей (условно) отнесена нижняя половина свиты. Келловейский возраст обосновывается спорово-пыльцевым комплексом, выделенным из этой части разреза Н.И. Сушковой [1969]. Верхняя часть свиты, также по данным спорово-пыльцевого анализа, условно датируется оксфордом. Мощность келловей-оксфордских отложений составляет 200—450 м.

Далее на восток, в Ферганской впадине и Ферганском хребте, отложения верхней юры представлены исключительно континентальными образованиями и, по данным палинологических исследований, датируются келловеем. Более высокие горизонты верхней юры не установлены.

В Ферганской впадине верхнеюрские отложения выделены в балабансайскую свиту. Ее мощность в Южной Фергане до 180 м (Шураб), в Северной Фергане — до 255 м (Аркит), 80—185 м (Ташкумыр), в Восточной Фергане — 105 м (Алдыяр). Келловейский возраст обосновывается спорово-пыльцевым комплексом. В Алдыяре встречаются и пресноводные двустворчатые моллюски. В стратотипическом разрезе (Ташкумыр) келловейский возраст балабансайской свиты обосновывается комплексом встреченных в ее отложениях органических остатков: двустворчатых моллюсков, щитков черепах, фрагментов костей динозавров, зубов и плавниковых шипов акул. Нами из пород балабансайской свиты (нижней ее части) установлен келловейский спорово-пыльцевой комплекс (см. гл. II).

Кимериджский ярус

В области развития флишевых отложений кимериджские образования отнесены к грачевской свите. Мощность ее не превышает 350 м. Она условно отнесена к кимериджу—низам титона.

Восточнее распространена свита Поднависло титонского возраста; только самые низы отнесены к кимериджу.

В бассейне р. Пшехи к кимериджу отнесены глины, переходящие в направлении Лагонакского рифа в брекчии.

В области квазиplatformенного развития кимериджские отложения представлены балтинской свитой и ее аналогом и гандалбосской свитой. В окраинных прогибах им соответствует мезмайская свита, в Лабинском — верхи герпегемской свиты. Возраст устанавливается аммонитами, брахиоподами, пелециподами, ти́тинидами как кимеридж—ранний—сред-

ний титон. Границы между стратиграфическими подразделениями внутри свит отбиваются только по палеонтологическим данным.

В Западно-Кубанском прогибе условно к кимериджу и нижнему—среднему титону отнесена толща глин, известняков, ангидритов, гипсов.

В Юго-Восточном Дагестане аналогом мезмайской свиты является толща красно-бурых известняков и глин (до 90 м).

В Восточном Предкавказье к кимериджу условно отнесены верхи галловской свиты.

На п-ове Бузачи кимериджские отложения представлены толщей известняков, алевролитов, песчаников (до 64 м). Возраст их устанавливается по пелециподам и фораминиферам.

На Северо-Западном Устюрте по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными отложениями Южного Мангышлака к кимериджу отнесена толща афанитовых известняков (до 270 м).

На Горном Мангышлаке отложения кимериджа отсутствуют. В Южном Мангышлаке они распространены не повсеместно. Это толща афанитовых известняков (до 230 м). Возраст устанавливается фораминиферами, пелециподами.

В Чагаласоре по сопоставлению с западными районами выделена кимериджская толща доломитов, ангидритов, известняков (до 112 м).

На Туаркыре кимериджские отложения отсутствуют.

На Кубадаге к ним отнесены верхи кубасенгирской свиты и соймоновской свиты, которая датируется пелециподами и определяется по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными районами как верхи оксфорда—кимеридж—титон.

На Большом Балхане кимериджские отложения представлены дагдиримской свитой (до 130 м). Возраст обосновывается аммонитами как верхи оксфорда—кимеридж.

Далее на северо-восток и восток в пределах рассматриваемой территории отложения кимериджа не имеют повсеместного распространения. Они установлены на Южном Устюрте, в Бухаро-Хивинской депрессии, на Юго-Западном и Южном Гиссаре, в Зеравшано-Гиссарской горной области и в Юго-Западном Дарвазе. В более восточных районах отложения кимериджа не установлены.

На Южном Устюрте к кимериджу отнесены отложения николаевской свиты мощностью 96 м, развитой только в центральной части Ассаке-Ауданского прогиба. Кимериджский возраст установлен по остаткам брахиопод, найденных в основании свиты и определенных Г.Ф. Пожариской [Дикенштейн и др., 1969]. Не исключена вероятность, что самые низы николаевской свиты могут соответствовать еще верхней части оксфорда, что в последнее время обосновывается для низов гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта (см. гл. II), с которой коррелируется николаевская свита. На остальной территории Устюрта времени накопления кимериджских эвапоритов николаевской свиты соответствует хорошо фиксируемый перерыв в осадконакоплении [Радошкина и др., 1966; Поляков, Родовильский, 1971].

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта, на его южном склоне и территории Бухаро-Хивинской депрессии отложения кимериджа выделяются в составе гаурдакской свиты и распространены здесь весьма широко.

В наиболее полных разрезах: (Гаурдак, Тюбегатан) свита достигает максимальной мощности — до 1000 м; на южном склоне Гиссарского хребта она не превышает 70 м. К кимериджу относят нижнюю часть гуардакской свиты, в нижних карбонатных горизонтах которой в ряде разрезов Юго-Западного, Южного Гиссара, некоторых скважин Бухаро-Хивинской области встречаются двустворчатые моллюски, а иногда и брахиоподы. Интерпретация данных комплексов фауны позволяет предполагать возраст нижней части гаурдакской свиты как самые верхи оксфорда—кимеридж.

В Зеравшано-Гиссарской горной области, по данным В.С. Лучникова [1979], отложения кимериджа входят в состав выделенной им здесь искандерской свиты, которая охарактеризована по его данным оксфорд-кимериджским комплексом двустворчатых моллюсков. Мощность искандерской свиты свыше 200 м.

В Юго-Западном Дарвазе кимеридж принимается условно в составе сарынамакской свиты, датируемой кимеридж—титоном [Лучников, 1972, 1973]. Мощность сарынамакской свиты 150—800 м.

Титонский ярус

Во флишевом прогибе верхне-среднетитонские отложения сложены флишевой бекишейской свитой мощностью до 500 м; возраст устанавливается по фораминиферам. В восточном направлении флишевые образования замещаются породами свиты Поднависло. Титонский возраст датируется аммонитами и фораминиферами.

Как указывалось в гл. II, ниже-среднетитонские образования на большей части территории Северного Кавказа образуют единые свиты с кимериджскими образованиями.

Почти повсеместно на Северном Кавказе, исключая почти весь Дагестан, где она отсутствует, верхнетитонские отложения представлены матламской свитой. Возраст ее датируется пелециподами, брахиоподами, кораллами.

В Курджинском районе верхний титон представлен гуамской свитой. В Юго-Восточном Дагестане к верхнему титону отнесена пачка желтовато-серых доломитов.

В Западно-Кубанском прогибе верхнему титону соответствует 80-метровая толща органогенных известняков (условно).

В Восточном Предкавказье титонские отложения отнесены к кочубеевской свите по сопоставлению с гандалбосской свитой, низы которой, возможно, и кимериджского возраста.

На п-ове Бузачи к титону условно отнесены верхи пачки известняков, алевролитов и песчаников.

На Северо-Западном Устьурте, Мангышлаке титонские отложения не установлены.

В Чагаласоре титонским временем датируется красноцветная толща мощностью до 125 м.

На Кубадаге титон представлен соймоновской свитой.

На Большом Балхане к титону отнесена ляммамбурунская свита.

Далее на восток отложения титона выделяются на Северо-Восточном и Южном Устьурте, Юго-Западном и Южном Гиссаре, в Бухаро-Хивинской

депрессии, в Зеравшано-Гиссарской горной области и в Юго-Западном Дарвазе. На остальной части рассматриваемой территории титонские отложения отсутствуют.

На Северо-Восточном и Южном Устюрте к титону относятся отложения шахпахтинской и карабильской свит. Возраст шахпахтинской свиты — ранний—средний титон — обосновывается остатками аммонитов, брахиопод, двустворчатых моллюсков и комплексом спор и пыльцы [Дикенштейн и др., 1979; Объяснительная записка..., 1970; Хачиева, 1977]. Возраст карабильской свиты условен и обосновывается корреляцией с разрезами Юго-Западного Гиссара.

В юго-западных отрогах Гиссарского хребта и в Бухаро-Хивинской депрессии к титону отнесена верхняя часть гаурдакской свиты, так называемый "покровный ангидрит" (нижний—средний титон), по подошве которого условно проводится верхняя граница кимериджа, и в полном объеме карабильская свита. На западе региона и в смежных районах Туркмении (Восточные Каракумы) "покровные ангидриты" выделяются в самостоятельную шараплинскую свиту, на востоке они, по-видимому, постепенно замещаются глинами и становятся неотделимыми от нижней части карабильской свиты.

Карабильская свита представлена терригенными красноцветными осадками и имеет двучленное строение. Титонский возраст отложений верхней ангидритовой пачки ("покровные ангидриты") гаурдакской свиты и отложений карабильской свиты в некоторой степени условен. Тем не менее находка в прослоях известняков верхней гипсоносной толщи гаурдакской свиты в Байсунтау (разрез Иргайлы) комплекса двустворчатых моллюсков, хотя и обедненного, но включающего *Chlamys mantochensis* Etall., характерной формы титона, дает основание для отнесения вмещающих отложений к титону [Лучников, 1972].

В Сурхантау, Мечетли, на южном склоне Гиссарского хребта к титону условно отнесена лишь карабильская свита, слагаемая на западе красноцветными глинами и песчаниками (до 100 м). К востоку происходит постепенное сокращение мощностей и полное исчезновение свиты.

В Зеравшано-Гиссарской горной области к титону условно отнесена пачка пород мощностью свыше 22 м, коррелируемая с карабильской свитой Южного Гиссара [Лучников, 1979].

В Юго-Западном Дарвазе отложения титона представлены карабильской свитой мощностью до 220 м. Палеонтологически возраст не обоснован.

Вообще отложения титона на всей рассматриваемой территории являются наиболее проблематичными, что объясняется развитием значительных красноцветных немых толщ в титон-неокомском разрезе. Непосредственно с этим, как отмечает В.С. Лучников [1972], связан вопрос о границе юры и мела, наиболее дискуссионный еще и до сих пор.

НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬ ЮРСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ

Юрские отложения в пределах Юга СССР являются регионально нефтегазоносными. Их продуктивность установлена на плитах молодой платформы, в межгорных впадинах постплатформенной орогенной области Тянь-Шаня, в Терско-Каспийском краевом прогибе. Признаки нефтегазоносности отмечаются в альпийской складчатой области, в Рионской впадине.

Стратиграфический диапазон нефтегазоносности юрских отложений в пределах Юга СССР в целом очень широк: от нижней юры до пограничных слоев юры и нижнего мела. Вместе с тем в каждой конкретной тектонической зоне стратиграфический интервал продуктивности обычно уже, что связано с особенностями строения разреза в каждой зоне, с набором и последовательностью залегания формаций.

ПЛИТЫ ЭПИПАЛЕОЗОЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В разрезе юрских отложений эпипалеозойских плит Юга СССР выделяются формации: 1) песчано-глинистая субугленосная паралическая ниже-среднеюрская, в отдельных районах — ниже-среднеюрско-нижнекелловейская; 2) карбонатная келловей-оксфордская; 3) терригенно-карбонатная верхнеюрская (верхнекелловей-оксфорд-кимеридж-титонская); 4) эвалоритовая, в целом кимеридж-титонская; 5) терригенная красноцветная титонская. Из них регионально нефтегазоносными являются лишь две: песчано-глинистая субугленосная паралическая ниже-среднеюрская и карбонатная келловей-оксфордская. Это обусловлено их высоким нефтематеринским потенциалом, благоприятными термобарическими условиями преобразования ОВ и наличием в составе этих формаций пород-коллекторов и пород-покрышек.

Песчано-глинистая субугленосная паралическая ниже-среднеюрская формация

Газовые, газоконденсатные и нефтяные залежи в разрезе терригенной формации обнаружены практически во всех нефтегазоносных областях Предкавказско-Крымской и Туранской провинций, на территориях которых они вскрыты. В то же время количество залежей и их характер в разных областях существенно отличаются. Залежи УВ находятся в интервале глубин от 800 (Бухарская зона нефтегазонакопления Амударьинской нефтегазоносной области) до 4800 м (Восточно-Кубанская нефтегазоносная область) (см. рис. 1).

Предкавказско-Крымская нефтегазоносная провинция

Нефтегазоносность формации здесь установлена в трех нефтегазоносных областях — Восточно-Кубанской, Северо-Кавказского краевого массива и области Прикумского поднятия на глубинах 1200–5100 м. В Восточно-Кубанской преимущественно газоносной области газовые и газокон-

денсатные залежи пластового сводового типа обнаружены на месторождениях Советском, Юбилейном, Лабинском и Кошехабльском, причем на трех последних — на максимальных для данной формации глубинах (4150–5100 м).

В преимущественно газоносной области Северо-Кавказского краевого массива открыты небольшие газоносные залежи, связанные с выклиниванием песчаных пород, на Баракаевском месторождении и газоконденсатная залежь — на Майкопском. В Прикумской преимущественно нефтеносной области выявлены небольшие нефтяные, газовые, газоконденсатные и газоконденсатно-нефтяные залежи в продуктивных горизонтах I–IV. При этом нефтяные залежи встречаются в западной, наиболее поднятой части Прикумского вала (Озек-Суатское, Зимняя Ставка, Величаевка, Русский Хутор, Сухокумское и др.), газовые и газоконденсатные — в юго-восточной, погруженной части вала (месторождения Солончаковое, Соляное и др.).

В Предкавказско-Крымской нефтегазоносной провинции, по данным Г.Х. Дикенштейна и др. [Нефтегазоносные провинции СССР, 1977], 72% запасов УВ по прогнозной оценке приходится на отрицательные структуры, такие, как Кубанский (18%) и Терско-Каспийский (30%) краевые прогибы, Восточно-Кубанскую (14%) и Чернолесскую (10%) впадины и Восточно-Маньчский прогиб. Прогнозная оценка отнесена к отложениям, залегающим на глубинах более 3,5–4 км. По данным этих же авторов, с юрским комплексом Восточно-Кубанской впадины связывается 90% прогнозных запасов УВ всей впадины, с Прикумским поднятием — 30%, с Чернолесской впадиной — более 50%, с Ногайской ступенью — около 33%. Е.М. Ус и др. [1979] высоко оценивают перспективы терригенной субугленосной формации всей Восточно-Кубанской впадины на поиски газовых и газоконденсатных залежей; А.И. Дьяконов считает наиболее благоприятными ее западный и южный борты, где первоочередными объектами по нижней юре являются Юбилейная, Тенгинская, Чамлыкская, по средней — Кузнецовская и Бесстрашенская структуры.

В Восточном Предкавказье на территории развития песчано-глинистой субформации смешанного морского и континентального происхождения перспективным для поисков скоплений газообразных и жидких УВ является Восточно-Маньчский прогиб. Источниками нефтяных УВ могут быть также подстилающие юру сероцветные терригенно-карбонатные и карбонатные формации промежуточного комплекса.

Перспективы следует связывать с зонами выклинивания нижнеюрских отложений на северо-западном и северо-восточном бортах Восточно-Кубанской впадины, а также со структурно-стратиграфическими и стратиграфическими зонами на ее южном борту. Перспективные зоны выклинивания ниже-среднеюрских отложений следует ожидать на северо-западном борту Чернолесской впадины, на склонах Прикумского вала и Крайновского поднятий, а также на северном борту Восточно-Маньчского прогиба.

Туранская нефтегазоносная провинция

На территории этой провинции скопления нефтяных УВ в составе песчано-глинистой субугленосной формации обнаружены в Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области, газовых — в Амударьинской, незначитель-

ные скопления нефти и газа — в Северо-Устьюртской нефтегазоносной области. Залежи располагаются в интервале глубин от 800 м (нефтяная залежь месторождения Шурчи Бухарской зоны нефтегазонакопления) до 3700 м (нефтяные залежи Арстановского месторождения). Тип выявленных залежей сводовый пластовый, реже — массивный, структурно-литологический, связанный с выклиниванием проницаемых горизонтов в сводовых частях локальных структур (отдельные залежи Южного Мангышлака, Гугуртлинская залежь и др.). По данным Д.С. Оруджевой, на Мангышлаке встречаются небольшие литологические залежи (площади Асар, Дунга, Бурмаша), литолого-стратиграфические (нефтяные залежи Каражанбасская, Северо-Бузачинская, Каламкасская) и тектонически-экранированные (Дунгинская, Эспелисайская, Жоласканская).

В Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области выделяются три нефтегазоносных района, соответствующие Сегендыкскому, Жазгурлинскому и Ассак-Ауданскому прогибам [Закономерности размещения..., 1973]. Сегендыкский район характеризуется присутствием газовых залежей с нефтяными оторочками на Дунгинском и газовой залежи на Эспелисайском месторождениях. В Жазгурлинском районе выделяются три зоны нефтегазонакопления — Жетыбай-Узеньская, Кокумбайская и Аксу-Кендырлинская. В северной части Жетыбай-Узеньской зоны открыты нефтяные месторождения: Узеньское, Карамандыбасское, Асарское и Туркменойское. Южнее находятся Восточно-Жетыбайское и Жетыбайское нефтяные месторождения. В южной зоне расположены нефтегазовое Тенгинское, газовое Тасбулатское, газонефтяное Южно-Жетыбайское и газовое Актасское месторождения. В Кокумбайской зоне промышленно газоносны нижнеюрские отложения на Консуйской структуре. С Аксу-Кендырлинской зоной связана газоносность байосских отложений. В Ассак-Ауданском нефтегазоносном районе выявлено одно месторождение — Шахпахтинское — с газовыми залежами в интервале от нижнеюрских до оксфордских отложений включительно.

В Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области проницаемые песчано-алевритовые породы группируются в 13 продуктивных горизонтов. В нижней юре выделяется один горизонт (Ю—XIII), в отложениях ааленского яруса — два (Ю-XI, Ю-XII), байосского — пять (Ю-VI, Ю-VII, Ю-VIII, Ю-IX, Ю-X), батского — четыре (Ю-II, Ю-III, Ю-IV, Ю-V) келловейского — один горизонт (Ю-I). Наилучшие коллекторские свойства песчаников устанавливаются в пределах бортовых частей впадины, где значения открытой пористости достигают 29%, а проницаемости — 600—800 мД.

На территории Туранской нефтегазоносной провинции по категориям прогнозной оценки наиболее высоко оцениваются Амударьинская, Южно-Мангышлакская и Северо-Устьюртская нефтегазоносные области [Нефтегазоносные провинции СССР, 1977].

В Южно-Мангышлакской нефтегазоносной области 90% запасов по прогнозной оценке приходится на юру, из них половина — на Сегендыкский прогиб и Песчаномысское поднятие, территории которых оцениваются по III категории, остальные районы — по IV категории. 99,5% начальных разведанных запасов нефти и газа (глубины 1000—3000 м) связаны с нижне-среднеюрской терригенной формацией.

Главными направлениями поисков в этой области считаются запад-

ная часть Жетыбай-Узеньской зоны и Беке-Башкудукского вала, южный борт Жазгурлинского прогиба и Песчаномысское поднятие.

Вдоль северного борта Южно-Мангышлакского и Ассаке-Ауданского прогибов, помимо зон нефтегазонакопления структурного типа, могут быть обнаружены литологические зоны, связанные в первую очередь с выклиниванием нижнеюрской части разреза на Жетыбай-Узеньской ступени.

Территория Северо-Устюртской нефтегазоносной области, за исключением Актумсукского поднятия, отнесена Г.Х. Дикенштейном и др. [Нефтегазоносные провинции СССР, 1977] к IV категории. Несмотря на широкое распространение в пределах области благоприятной песчано-глинистой субформации смешанного генезиса, глубины погружения превышают 4000 м лишь в отдельных, относительно небольших по площади Косбулакском, Бейнеуском и Барсакельмесском прогибах, что, очевидно, отрицательно отразилось на ее нефтепродуцирующих свойствах.

Перспективными для поисков газообразных и жидких УВ в зонах структурного типа на этой территории являются бортовые части впадин, осложняющих Северо-Устюртскую синеклизу, и сопряженные с ними поднятия (в первую очередь южный склон Актумсукского поднятия), а также зоны выклинивания нижнеюрских отложений на юго-западном склоне Бейнеуской впадины, ниже-среднеюрских отложений — на юго-западном, западном и северо-западном склонах Бузачинского свода.

В пределах Амударьинской нефтегазоносной области исследователями [Нефтегазоносные провинции СССР, 1977] по прогнозной оценке выделяются зоны нефтегазонакопления разных категорий: II (Шатлыкская, Денгизкульская), III (Беурдешикская, Ачакская, Кирпичинская, Бешкентская, Учаджинская, Северо-Карабильская, Северо-Бадхызская) и IV (Багаджинская, Гутуртлинская, Бухарская, Приамударьинская, Кушкинская). Перспективы нефтегазоносности терригенной формации юры Амударьинской области в последние годы неоднократно рассматривались многими исследователями. Анализ геолого-геофизического, геохимического и гидрогеологического материала, проведенный по терригенной формации, показал, что зоны максимальной концентрации УВ следует ожидать в первую очередь в отдельных частях Амударьинской синеклизы и, возможно, на южных погружениях Каракумского свода и прилегающей части Бахардокской моноклинали.

Первоочередными объектами поисков таких зон в Амударьинской синеклизе являются:

1) Багаджинская ступень и Илимский прогиб, осложненные Кирпичинским, Багаджинским, Восточно-Унгузским и Кусешоро-Менгенским валами;

2) Учаджинское поднятие, и в первую очередь осложняющий его Учаджинский вал;

3) северный склон Бадхыз-Карабильской ступени (южный борт Амударьинской синеклизы);

4) юго-западный и северо-западный склоны Чарджууского поднятия.

Амударьинская синеклиза и южный склон Туранской плиты испытывали устойчивые интенсивные прогибания на протяжении всей истории

геологического развития. Юрский разрез здесь характеризуется максимальной стратиграфической полнотой и мощностью. Исследование нефтепроизводящих свойств ниже-среднеюрских отложений Амударьинской синеклизы свидетельствует о том, что эти отложения повсеместно содержат гумусовое и сапропелевое ОВ при преобладании первого в общем балансе. В процессе катагенетических преобразований это ОВ генерировало преимущественно легкие газообразные УВ и в резко подчиненных количествах — жидкие.

Общим благоприятным моментом для выделенных в качестве объектов поисков УВ частей синеклизы является их расположение на путях миграции УВ из наиболее погруженных частей Амударьинской синеклизы и Предкопетдагского прогиба. На то, что именно эти погруженные территории обладали максимальным генерационным потенциалом, указывают многие исследователи.

Карбонатная келловей-оксфордская формация

Карбонатная формация является регионально нефтегазоносной на территориях нефтегазоносных областей: Северо-Кавказского краевого массива, Восточно-Кубанской и Амударьинской. Газовые, газоконденсатные, нефтяные, газонефтяные и газоконденсатные залежи установлены на глубинах от 750 (Бухарская зона нефтегазонакопления) до 5300 м (Восточно-Кубанская область). Среди выявленных залежей по типу УВ резко преобладают газовые и газоконденсатные. Небольшие по запасам нефтяные залежи обнаружены лишь в юго-восточной части Бухарской и Чарджоуской зон, а также на территориях Северо-Кавказского краевого массива и Восточно-Кубанской нефтегазоносной области.

В Восточно-Кубанской нефтегазоносной области открыты газовые и газоконденсатные залежи на структурах Бескорбненской, Южно-Советской, Юбилейной, Кошехабльской и Темиргоевской; на Лабинской, кроме газоконденсатной залежи, получены притоки нефти. Залежи располагаются на глубинах от 2900 (Бескорбненская) до 5300 м (Темиргоевская).

В Амударьинской преимущественно газоносной области открыты залежи и месторождения расположены в пределах ее северной и северо-западной частей — в Бухарской, Чарджоуской, Бешкентской, Ачакской, Кирпичлинской, Беурдешикской и Багаджинской зонах нефтегазонакопления, приуроченных к ступеням, валообразным поднятиям и прогибам. Лишь Бухарская и Чарджоуская зоны, помимо газовых и газоконденсатных залежей, содержат небольшие по запасам нефтяные и газонефтяные. Залежи нефти и газа обнаружены в карбонатной юре в смежных с Амударьинской преимущественно газоносной области Каракумского свода (Чашхынское, Коюнское и Южно-Курукское месторождения).

К настоящему времени в карбонатной формации Амударьинской области открыт ряд месторождений; наиболее крупными из них по запасам газа являются Шуртанское, Зевардинское, Кандымское, Уртабулакское, Денгизкуль-Хаузакское, Самантепинское. Значительными по запасам газа являются также Багаджинское, Култакское, Бешкентское и другие месторождения.

Условия нефтегазонасыщенности разреза карбонатной формации в большой мере зависят от того или иного типа субформации. Так, для территории внешней зоны развития терригенно-карбонатной субформации, распространенной в окраинных частях синеклизы, типичны многопластовые месторождения с залежами сводового типа как в карбонатных, так и в терригенных коллекторах. Общая мощность возможной продуктивной части разреза для этой зоны не превышает 150–300 м. На выявленных здесь месторождениях Беурдешик, Ачак, Северный Ачак, Наип и других обнаружено от двух до четырех залежей в верхней юре. По данным С.П. Корсакова, в терригенно-карбонатных частях разреза Ачакского, Северо-Ачакского и Наипского месторождений высокопористые, выдержанные по простиранию коллекторы распространены равномерно. Они группируются в четыре мощных горизонта – VII, VIII, IX, X, из которых два последних являются наиболее продуктивными.

Близкие по строению газовые и газонефтяные месторождения приурочены к северной части Бухарской ступени (Акджарское, Шурчинское, Юлдузакское, Учкырское, Кульбешкакское и другие месторождения с залежами в XV, XV-1, XV-2 и XVI карбонатных и терригенных горизонтах).

Во внутренней зоне развития субформации в разрезе резко преобладают известняки, однако встречаются также и прослой глины, реже – песчаники. Подобный тип разреза субформации имеют месторождения Гугуртлинское, Аккумское, Даяхатынское, Чеканское, Кирпичлинское и др., где, по данным С.П. Корсакова, коллекторы представлены оолитовыми и псевдооолитовыми разностями известняков, развитых в средней и верхней частях разреза. Их открытая пористость составляет 11–17%, проницаемость – 5–70 мД, коэффициент газопроницаемости равен 0,50–0,70. Доля коллекторов от общей мощности разреза достигает 16–20%. Эффективная мощность коллекторов на месторождениях Гугуртли равна 61 м, Кирпичли – 55 м, на структуре Хазарли – 58 м. Для этого типа разреза характерны массивные и пластовые залежи.

В погруженных частях Амударьинской синеклизы разрез полностью сложен карбонатными породами, в которых обнаружены массивные и пластовые залежи на месторождениях Багаджа, Самантепе, Култак, Медтеджан, Сундуклы, Сакар, Адамташ и др.

Газы карбонатной формации внутренних частей Амударьинской нефтегазонасыщенной области являются сероводородсодержащими с изменяющимися концентрациями сероводорода в пределах одного месторождения. Так, по Г.И. Амурскому, содержание сероводорода на Кандымском месторождении колеблется от 0 до 2,5%, на Уртабулакском – от 3,9 до 6,4%. Пластовые температуры в большинстве сероводородсодержащих залежей составляют 85–125°С. Сероводород встречается в залежах как с нормальным пластовым давлением, так и в зонах развития АВПД, однако в последних – в меньших количествах.

На территории Амударьинской синеклизы и прилегающих районов выделяются следующие зоны возможной максимальной концентрации УВ в карбонатной нефтегазонасыщенной формации:

- 1) Багаджинская ступень и осложняющие ее валы;
- 2) Учаджинское поднятие;

- 3) юго-западная часть Амударьинской синеклизы (Шатлыкский и Байрамалийский валы, Марыйское поднятие);
- 4) северный склон Бадхыз-Карабильской ступени;
- 5) юго-восточный склон Каракумского свода и прилегающая часть Бахардокской моноклинали;
- 6) Бешкентский прогиб.

ПОСТПЛАТФОРМЕННАЯ ОРОГЕННАЯ ОБЛАСТЬ

На территории постплатформенной орогенической области Средней Азии нефтегазоносность юрских отложений установлена в Ферганской и Афгано-Таджикской межгорных впадинах, а также в пределах мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссара.

В Ферганской межгорной впадине юрские отложения представлены двумя формациями: песчано-глинистой угленосной нижне-среднеюрской мощностью до 1000 м и глинистой пестроцветной верхнеюрской, мощности которой не превышают 150–200 м.

Нефтегазоносной является лишь песчано-глинистая угленосная формация. Скопления нефти и газа в ней обнаружены на месторождениях Кызылалма, Южный Аламышик, Ходжабад; газовые залежи — на месторождениях Майлису III, Майлису IV, Бостон, Северный Сох, Северный Риштан, Сарыкамыш и Сарыток. Нефтяные и газовые залежи связаны с песчаными горизонтами: XXIX нижнеюрским и XXVIII, XXVII, XXVI, XXV, XXIV, XXIII среднеюрскими.

XXIX горизонт промышленно газоносен на месторождениях Северный Риштан, Сарыкамыш и Восточный Авваль. Среди среднеюрских продуктивных горизонтов наиболее богатыми являются XXVI и XXV.

Из XXV горизонта, представленного мелко- и среднезернистыми песчаниками, максимальные дебиты газа получены на месторождении Сарыкамыш. С юрскими и меловыми отложениями Ферганской впадины связываются основные перспективы нефтегазоносности.

В Афгано-Таджикской межгорной впадине юрские отложения представлены тем же набором формаций, что и в сопредельной Амударьинской синеклизе: песчано-глинистой субугленосной параличской ниже-среднеюрской мощностью до 1000 м, карбонатной келловей-оксфордской мощностью до 900 м, эвапоритовой кимеридж-титонской мощностью до 700 м и красноцветной терригенной позднетитонского возраста.

Нефтегазоносность ниже-среднеюрской формации не установлена в связи с крайне слабой степенью ее изученности. Все выявленные исключительно газовые залежи с конденсатом приурочены к карбонатной келловей-оксфордской формации, содержащей трещиноватые и кавернозно-пористые коллекторы. На территории Душанбинского прогиба газовые залежи обнаружены на месторождениях Андыген, Шаамбары и Комсомольском. Здесь отложения формации характеризуются неглубоким залеганием. Эвапоритовая формация, служащая экраном, в разрезе отсутствует.

На западном борту Сурхан-Дарьинской мегасинклинали, в Байсунском прогибе, на подсолевой Гаждакской структуре, на глубинах 3290–3590 м

открыта залежь газа. Высота залежи по материалам опробования двух скважин близка 300 м. Газ содержит сероводород.

В пределах мегантиклинали юго-западных отрогов Гиссарского хребта, отделяющей Афгано-Таджикскую межгорную впадину от Амударинской синеклизы, газоносность келловей-оксфордской карбонатной формации установлена на четырех площадях — Адамташ, Чумбулак, Караиль и Пачкамар. Это Гиссарский газоносный район. Все месторождения связаны с самой северо-западной антиклинальной зоной этого регионального поднятия.

Залежи газа района имеют массивный характер, они экранируются солями кимеридж-титонской соленосной формации и охватывают XVa, XV горизонты карбонатной толщи, а иногда нижнюю ангидритовую часть эвапоритовой формации и XVI горизонт (месторождение Адамташ). Высоты залежей значительны и составляют 508 м на месторождении Адамташ и 450 м — на Чумбулаке.

Газ Гиссарского газоносного района содержит конденсат. Содержание метана составляет в среднем около 80% объема, тяжелых гомологов — около 15%; газ сероводородсодержащий.

КРАЕВАЯ ПОДВИЖНАЯ ЗОНА ПЛАТФОРМЫ

Нефтегазоносность юры в пределах краевой зоны установлена в Северо-Кавказском краевом массиве (моноклинали Северного склона Центрального Кавказа), разделяющем Индоло-Кубанский и Терско-Каспийский краевые прогибы, и в Терско-Каспийском прогибе.

В Терско-Каспийском краевом прогибе бурением вскрыта лишь самая верхняя часть юрских отложений — надсолевые известняки верхнего титона, которые образуют, видимо, единую формацию с карбонатами неокома. Эти верхнетитонские карбонаты вместе со всей вышележащей толщей сорваны по разрывам и надвинуты на более молодые отложения. Срыв произошел по поверхности соленосной толщи, имеющей раннетитонский или кимеридж-раннетитонский возраст. В результате образовалась дисгармония структурных планов подсолевой и надсолевой частей юры. Подсолевые юрские отложения нигде в пределах самого краевого прогиба скважинами пока не вскрыты.

Юрская часть надсолевой карбонатной формации продуктивна в Терско-Сунженской области. Залежи нефти в верхнем титоне открыты на Заманкульском, Малгобек-Вознесенском и Хорбижинском месторождениях.

На Заманкульской площади нефтегазоносность установлена в интервале 3900—4600 м. На месторождении Малгобек-Вознесенское залежь нефти в верхнем титоне обнаружена на глубине 4280—4560 м.

На Хорбижинском месторождении получен приток нефти с водой и газом с глубины 5134—5150 м. Перспективы связываются с подсолевой карбонатной формацией верхней юры в этом районе.

АЛЬПИЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В Альпийской складчатой области юрские отложения на значительных пространствах претерпели интенсивную складчатость, подверглись сильным катагенетическим преобразованиям вплоть до начальных стадий метаморфизма, местами представлены вулканогенными формациями. Кроме того, в пределах мегантиклинория Большого Кавказа и на значительной части Малого Кавказа юрские отложения обнажены на поверхности. Все это создает совершенно неблагоприятные условия для сохранения залежей нефти и газа в юрских отложениях на большей части территории Альпийской складчатой области Юга СССР.

Вместе с тем в отдельных районах, не испытывавших складчатости, имеются перспективы открытия залежей УВ. Это прежде всего Рионская межгорная впадина. Здесь в течение мезозоя существовал стабильный массив, сопряженный с геосинклинальными системами Большого Кавказа на северо-востоке и Малого Кавказа на юге. Тектонический режим в пределах этого массива приближался к платформенному. Поэтому разрез юрских отложений данного района сходен с разрезами юры платформенных депрессий — Восточно-Кубанской и Амударьинской. В частности, здесь выявляются соленосная и карбонатная верхнеюрские формации, а ниже — терригенная, обогащенная туфовым материалом. Признаки нефтеносности были получены на площади Очемчире в скв. 4 с глубины 4140—4180 м из песчаников средней юры. Перспективы связываются главным образом с вышележащей карбонатной формацией.

Дальнейшие перспективы поисков залежей нефти и газа в юрских отложениях связаны как с глубинными депрессиями эпипалеозойской платформы — Восточно-Кубанской, Чернолесской и Амударьинской (где можно ожидать открытие залежей преимущественно газа с конденсатом в карбонатной формации келловея—оксфорда, а также в субугленосной терригенной формации нижней и средней юры), так и с Терско-Каспийским краевым прогибом (где основные скопления ожидаются в подсолевых структурах, дисгармоничных вышележащему тектоническому этажу), а также с Афгано-Таджикской депрессией (из подсолевой карбонатной формации келловея—оксфорда).

ЛИТЕРАТУРА

- Абих Г.В.* О строении и геологии Дагестана. — Горн. журн., 1862, ч. II, № 4, с. 86—136.
- Айходжаев С.С., Алимов К.А., Валиев А.А.* К стратиграфии и литологии пограничных слоев юры и мела Ассак-Ауданской опорной скважины. — Докл. АН УзССР, 1968, № 12, с. 12—16.
- Акрамходжаев А.М., Федотов Ю.А., Минакова Н.Е.* и др. Геология и некоторые вопросы нефтегазоносности Каракалпакии. Ташкент: Изд-во АН УзССР, 1962.
- Акрамходжаев А.И., Авазходжаев Х.Х., Валиев А.А.* и др. Геологическое строение и предпосылки нефтегазоносности Устюрта. Ташкент: Фан, 1967. Т. 1, 2.
- Акрамходжаев А.М., Айходжаев С.С., Алимов К.А.* Схема ритмо- и литостратиграфии юрских отложений Устюрта. — Узб. геол. журн., 1970, № 5, с. 28—32.
- Алиев М.М., Генкина Р.З.* Новые данные к палеоботанической характеристике континентальных нижнемезозойских отложений хр. Кавактау в Тянь-Шане. — В кн.: Юрские, меловые и палеогеновые отложения запада Средней Азии. М.: Наука, 1970, с. 7—33.
- Алиев М.И., Генкина Р.З., Дубровская Е.Н.* и др. Стратиграфическое положение и возраст кошбулакской свиты Ферганского хребта. — В кн.: Биостратиграфия и палеогеография палеозоя и мезозоя нефтегазоносных областей СССР. М.: Наука, 1976, с. 12—18.
- Алиев М.М., Генкина Р.З., Дубровская Е.Н., Никишова В.М.* Юрские континентальные отложения востока Средней Азии (датировка, расчленение, корреляция). М.: Наука, 1981. 188 с.
- Алиев М.М., Гофман Е.А.* К вопросу выделения отложений батского возраста на Горном Мангышлаке. — В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 19—24.
- Алиев М.М., Цатурова А.А., Гофман Е.А.* Биостратиграфическое расчленение нижне-среднеюрских отложений Степного Мангышлака. — В кн.: Споры и пыльца в нефтях и породах нефтегазоносных областей СССР. М.: Наука, 1971, с. 33—39.
- Алимов К.А., Кузичкина Ю.М., Хачиева Л.С.* Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений Устюрта. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Каракалпакской АССР, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. М.: Недра, 1966, с. 69—76.
- Алимов К.А., Хачиева Л.С.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений Устюрта. — В кн.: Палинология мезофита. М.: Наука, 1973, с. 63—67.
- Алимов К.А., Иминов Я.Х.* Новые данные по стратиграфии юрской системы Ферганского хребта. — Узб. геол. журн., 1974, № 4, с. 30—34.
- Аманниязов К.Н.* Новые данные о стратиграфии верхнеюрских отложений передовых хребтов Копетдага. — Изв. АН ТССР. Сер. физ.-техн., хим. и геол. наук, 1964, т. 1, с. 79—87.
- Аманниязов К.Н.* История изучения верхнеюрских отложений Туркмении. — Учен. зап. Туркм. ун-та. Сер. геол.-геогр. наук, 1971, вып. 65, с. 28—34.
- Аркелл В.* Юрские отложения земного шара. М.: Изд-во иностр. лит., 1961. 803 с.
- Афанасьев С.Л., Бурлин Ю.К., Гофман Е.А.* и др. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа. — В кн.: Материалы по геологии и металлогении Центрального и Западного Кавказа. М., 1960, с. 139—184. (Тр. Кавк. экспедиции МГУ и ВАГТ; Т. 2).
- Бабаяев А.Г.* О юрских отложениях Питнякского района. — Докл. АН АзССР, 1959, № 4, с. 15—18.
- Бабаяев А.Г., Габрильян Р.А., Салаямова С.К.* Терригенная формация юрского возраста Бухаро-Хивинского

- региона и Юго-Западного Гиссара и ее нефтегазоносности. М.: Недра, 1977. 137 с.
- Баранова З.Е.* Новые данные по стратиграфии юрских отложений Кубадага. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. Л., 1961, с. 37—49.
- Бархатная И.Н.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений западных районов Средней Азии. — Тр. ВНИГНИ, 1972, вып. 114, с. 44—65.
- Безносов Н.В.* Материалы по стратиграфии верхнебайосских—батских отложений Северного Кавказа. — Тр. ВНИИГаз, 1960, вып. 10 (18), с. 226—253.
- Безносов Н.В.* Региональные стратиграфические схемы ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа и запада Средней Азии: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М., 1975. 33 с.
- Безносов Н.В.* Байосские и батские отложения Северного Кавказа. М.: Недра, 1967. 179 с. (Тр. ВНИИГаз; Вып. 28/2).
- Безносов Н.В.* О возрасте и номенклатуре юрских свит Восточного Предкавказья и их сопоставление с одно-возрастными свитами Мангышлака и Туаркыра. — Тр. ВНИГНИ, 1972, вып. 114, с. 3—17.
- Безносов Н.В.* Региональные стратиграфические схемы ниже- и среднеюрских отложений Северного Кавказа и запада Средней Азии: Автореф. дис. . . . д-ра геол.-минерал. наук. М., ВСЕГЕИ, 1975. 33 с.
- Безносов Н.В., Казакова В.П., Леонов Ю.Г., Панов Д.И.* Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений центральной части Северного Кавказа. — Тр. ВНИИГаз, 1960, вып. (10)18, с. 109—191.
- Безносов Н.В., Кутузова В.В.* О границах и расчленении батского яруса на западе Средней Азии. — Тр. ВНИГНИ, 1972, вып. 114, с. 20—44.
- Белоусов В.В., Трошихин Б.М.* Краткий геологический очерк полосы мезозойских отложений между реками Пшеха и Пшиш. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1937, т. 66, № 4, с. 796—829.
- Бенемсон В.А., Гофман Е.А., Цатурова А.А.* и др. Мезозойские отложения Южного Мангышлака. М.: Наука, 1970, с. 5—65.
- Борукаев Ч.Б.* О проявлениях покровной тектоники в Туапсинском районе. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1964, № 1, с. 32—38.
- Брик М.И.* Мезозойская флора Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна (папоротники). М.: Госгеол-издат, 1953. 112 с.
- Варданянц Л.А.* Нижнеюрский вулканизм Клухорско-Маринского района (Центральный Кавказ). — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым. М., 1956, с. 67—86. (Тр. ВНИГРИ. Новая сер.; Ч. 1. Вып. 8).
- Васина Р.А., Долуденко М.П.* Позднеаленская флора Дагестана. — Палеонтол. журн., 1968, № 3, с. 90—98.
- Вахрамеев В.А.* Ярусное расчленение юры южных районов СССР по данным палеоботаники. — Сов. геология, 1969, № 6, с. 8—18.
- Верба Г.Я., Крымгольц Г.Я., Прозоровская Е.Л., Прозоровский В.А.* Новые данные по стратиграфии верхнеюрских отложений Большого Балхана. — Вестн. ЛГУ. Геология и география, 1976, № 6, с. 43—52.
- Вето В.И., Лувищис И.Г., Румакин В.Н., Ремжина Е.А.* Стратиграфия, литология, фауна юрских и неокомских отложений северо-западных районов Бухаро-Хивинской нефтегазоносной провинции. М.: ВНИГНИ, 1968.
- Виноградова К.В.* Стратиграфия и палинология юрских нефтегазоносных отложений Мангышлака и Западной Туркмении. М.: Наука, 1971. 71 с.
- Вялов О.С.* Геологические исследования 1941 г. в Западном Кавказе. — Зап. Всерос. минерал. о-ва, 1934, ч. 63, № 1, с. 271—292.
- Вялова Р.И., Киричкова А.И.* Юрские отложения Мангышлака. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218, с. 237—239.
- Гарецкий Р.Г., Котова И.З., Шлезингер А.Е.* Верхнеюрские континентальные толщи Устюрта. — Докл. АН СССР, 1964, т. 154, № 1.
- Генкина Р.З.* Ископаемая флора и стратиграфия нижнемезозойских отложений Иссык-Кульской впадины (Северная Киргизия). М.: Наука, 1966. 148 с.
- Генкина Р.З.* К стратиграфии и флоре юрских континентальных отложений бассейна р. Ханакса (южный склон Гиссарского хребта). — В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложе-

- ний нефтегазоносных областей СССР. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 61–69.
- Генкина Р.З.* Стратиграфия юрских континентальных отложений Ферганского хребта и палеоботаническое обоснование их возраста. – Сов. геология, 1977, № 9, с. 61–79.
- Генкина Р.З.* Расчленение континентальных отложений триаса и юры на востоке Средней Азии. – Сов. геология, 1979, № 4, с. 27–39.
- Генкина Р.З., Долуденко М.П., Дубровская Е.Н., Никишова В.М.* Батские отложения Южной Ферганы. – Сов. геология, 1980, № 10, с. 50–60.
- Генкина Р.З., Дубровская Е.Н.* Материалы к палеофлористической характеристике и биостратиграфии континентальных отложений левобережья р. Лючоб (южный склон Гиссарского хребта). – В кн.: Био-стратиграфия мезозойских и палеозойских отложений нефтегазоносных областей Средней Азии, Западной Сибири и Русской платформы. М.: ИГиРГИ, 1971, с. 63–73.
- Генкина Р.З., Дубровская Е.Н.* Био-стратиграфическое расчленение нижнемезозойских континентальных отложений Зеравшано-Гиссарской горной области на основании изучения листовой флоры и палинологических комплексов. – В кн.: Проблемы геологии нефти. М.: Недра, 1972, вып. 3, с. 297–313.
- Генкина Р.З., Дубровская Е.Н., Никишова В.М.* Новые данные к палеоботанической характеристике и обоснованию возраста континентальных отложений коккинской свиты Ферганского хребта. – В кн.: Вопросы био-стратиграфии и палеогеографии нефтегазоносных областей. М.: Наука, 1977, с. 17–32.
- Геология и нефтегазоносность Устюрта. – Тр. ВНИГРИ, 1973, вып. 326, с. 117–126.
- Геология и нефтегазоносность полуострова Бузачи, Мангышлака и Устюрта. – Тр. ВНИГРИ, 1976, вып. 384. 250 с.
- Гомолицкий Н.П.* Расчленение юрских континентальных отложений Средней Азии по данным палеоботаники. – Сов. геология, 1972, № 8, с. 124–130.
- Гофман Е.А.* Фораминиферы юры Северного Кавказа. М.: Наука, 1967. 148 с.
- Гофман Е.А.* Расчленение келловейских и оксфордских отложений Южного Мангышлака. – В кн.: Стратиграфия и литология нефтегазоносных отложений молодых платформ СССР. М.: Наука, 1979, с. 10–18.
- Гофман Е.А., Павлова М.М., Алексеева Л.В.* и др. Новые данные по стратиграфии юрских и меловых отложений Мангышлакской нефтегазоносной области. – В кн.: Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака. М.: Наука, 1969, с. 61–79.
- Гринберг И.Г., Сухинин В.Г.* Опорные скважины СССР: Северо-Устюртская опорная скважина № 1. М.: Недра, 1966.
- Дикенштейн Г.Е., Кравченко К.Н., Семенович В.В.* и др. Краткая характеристика структур запада Средней Азии. – В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, с. 95–103. (Тр. ВНИГНИ; Вып. 16).
- Дикенштейн Г.Х., Шебуева И.Н., Бархатная И.Н.* О крупном перерыве на границе юрского и мелового периодов в Центральном Каракумах. – Геология нефти и газа, 1964, № 5, с. 30–34.
- Долицкая И.В., Тарасова Л.О.* Корреляция юрских и меловых отложений полуострова Бузачи и северо-западного Устюрта. – Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 7, с. 46–59.
- Дубровская Е.Н.* Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских отложений некоторых районов Иссык-Кульской впадины. – В кн.: Мезозой нефтегазоносных областей Средней Азии. М.: Наука, 1967, с. 16–23.
- Дубровская Е.Н.* Спорово-пыльцевые комплексы нижнемезозойских континентальных отложений хребта Кавак-Тау (Тянь-Шань). – В кн.: Био-стратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 77–81.
- Закономерности размещения и поиски залежей нефти и газа в Средней Азии и Казахстане/Н.А. Крылов, Е.П. Васильев, П.В. Глумаков и др. М.: Наука, 1973. 213 с.
- Ильин Е.Д., Безносос Н.В., Ибрагимов А.Т.* и др. Строение верхнеюрской карбонатной формации центральных областей Средней Азии. – Тр. ВНИГНИ, 1976, вып. 164. 129 с.
- Ильина В.И.* Сравнительный анализ спорово-пыльцевых комплексов юрских

- отложений южной части Западной Сибири. М.: Наука, 1968. 40 с.
- Ишина Т.А.* Особенности строения угленосной толщи Мангышлака. — В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. Л.: Изд-во АН СССР, 1961. 219 с.
- Корнев Г.П., Ростовцев К.О.* Новые данные о стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Пшехи (Северо-Западный Кавказ). — Докл. АН СССР, 1962, т. 143, № 3, с. 666–669.
- Курбатов В.В.* Разрез юрских отложений Кугитанга. — В кн.: Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 22–30.
- Курбатов В.В.* Фораминиферы опорного разреза юры Кугитанга и прилегающих районов. — В кн.: Палеонтологическое обоснование опорных разрезов юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Л.: Недра, 1971, № 10, с. 117–140.
- Курбатов В.В., Поляков В.А., Репан Е.А., Троицкий В.И.* Горизонты — основные таксономические единицы корреляционных стратиграфических подразделений стратиграфической схемы юрских отложений Узбекистана. — Сб. науч. тр. Ташк. политехн. ин-та, 1978, вып. 233, с. 81–94.
- Кутузова В.В., Розанов Н.М.* К вопросу о стратиграфии юрских отложений Ферганской впадины. — Тр. ВНИГНИ, 1961, вып. 30, с. 131–143.
- Леонов Г.П., Живаго Н.В.* О некоторых вопросах стратиграфии верхнеюрских отложений Дагестана. — Учен. зап. МГУ, 1961, вып. 192, с. 26–57.
- Крылов Н.А., Мальцева А.К.* Юрские отложения запада Средней Азии и их нефтегазоносность. М.: Наука, 1967. 166 с.
- Лугинова Г.А.* Регионально-стратиграфическая схема верхнеюрских отложений Северного Кавказа. — Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология, 1977, № 1, с. 70–79.
- Лучников В.С.* Стратиграфия юрских отложений юго-востока Средней Азии. — В кн. Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Дониш, 1972, кн. 4, с. 351–374.
- Лучников В.С.* Стратиграфия юрских отложений Дарваза. — Сов. геология, 1973, № 6, с. 38–49.
- Лучников В.С.* Верхнеюрские морские отложения Зеравшано-Гиссарской горной области. Изв. АН СССР. Сер. геол., 1979, № 2, с. 138–141.
- Машрыков К.К.* Материалы второго совещания по стратиграфии угленосных отложений. Ашхабад, 1957. 120 с.
- Машрыков К.К., Аманжызов К.А., Юберов Р.Ф.* Стратиграфия юрских отложений Туркменистана: Вопросы геологии Туркменской ССР. — В кн.: Сб., посвящ. XXII Междунар. геол. конгр. Ашхабад, 1965, с. 25–40.
- Мацкевич М.М.* О стратиграфии среднеюрских отложений северных районов Восточного Предкавказья и вала Карпинского. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного Предкавказья. М.: Недра, 1964, с. 56–82.
- Мацкевич М.М.* К итогам изучения келловейских отложений Северо-Восточного Кавказа. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Восточного и Центрального Предкавказья. М.: Недра, 1965, с. 55–70.
- Мацкевич М.М., Старостина Э.А.* К стратиграфии оксфордско-титонских отложений Северной Осетии и Чечено-Ингушетии. — Тр. СевКазНИИ, 1969, вып. 2, с. 30–42.
- Мелик-Пашаева Н.В., Гофман Е.А.* Сопоставление разрезов юрских отложений Астраханского Прикаспия и Южного Мангышлака. — В кн.: Биостратиграфия и палеонтология мезозоя обрамления Каспийского моря и сопредельных районов. М.: Наука, 1965, с. 145–153.
- Мельников В.А.* Стратиграфия отложений триаса, нижней и средней юры Центрального и западной части Юго-Восточного Кавказа. — Труды по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа, 1967, вып. 12, с. 53–63.
- Миркамалов Х.Х., Ахмедов П.У., Хусанов С.Т., Абдуллаев Г.С.* О литологических и фашиальных особенностях расчленения верхнеюрской карбонатной формации в Западном Узбекистане. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 5, с. 21–30.
- Мокринский В.В., Крымгольц Г.Я., Пчелинцев П.В.* и др. Атлас руководящих форм ископаемой фауны СССР. Т. 8. Нижний и средний отделы юрской системы. М.; Л., 1935. 31 с.
- Нефтегазоносные провинции СССР/ Г.Х. Дикенштейн, И.М. Алиев,

- Г.А. Аржевский и др. М.: Недра, 1977. 328 с.
- Никшич И.И., Огнев В.Н. Джебельские источники. Л., 1928. 62 с.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений западных районов Средней Азии. — В кн.: Материалы к Среднеаз. стратигр. совещ. М., 1970. 167 с.
- Объяснительная записка к стратиграфической схеме юрских отложений Северного Кавказа. М.: Наука, 1973. 194 с.
- Огнев В.Н. Структурно-фациальные особенности угленосных толщ Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна. Фрунзе, 1946. 65 с.
- Опорные разрезы юрской системы Узбекистана и сопредельных районов. Ташкент: Фан, 1969. 129 с.
- Панов Д.И. Стратиграфия, фации, структура ниже- и среднеюрских отложений в бассейне рек Баксан и Чегем. — В кн.: Геология Центрального и Западного Кавказа. М.: Гостоптехиздат, 1962, с. 74–110.
- Панов Д.И., Леонов Ю.Г. Основные вопросы стратиграфии ниже- и среднеюрских отложений междуручья Кубани и Баксана. — Тр. ВНИИГаз, 1959, вып. 7 (15), с. 59–87.
- Пилученко Г.Е. К стратиграфии юрских и четвертичных отложений бассейнов рек Урупа и Кубани на Северном Кавказе. — В кн.: Новые данные по стратиграфии и гидрогеологии Северного Кавказа. М.; Л., 1946, с. 33–48.
- Пожарская Г.Ф. О представителях сем. Dallinidae Beecher (Brachiopoda) из юрских отложений Гиссарского хребта. — Палеонтол. журн., 1966, № 3, с. 20–23.
- Поляков В.Н., Родовильский М.С. Стратиграфия юрских отложений Устюрта. — В кн.: Стратиграфия юрских отложений Узбекистана и прилегающих районов. Ташкент, 1971, с. 7–12.
- Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л.: ВСЕГЕИ, 1978. Вып. 18. 111 с.
- Прозоровская Е.Л. Туранская плита и Юго-Западный Гиссар. — В кн.: Стратиграфия СССР: Юрская система. М.: Недра, 1972, с. 238–258.
- Просаврякова З.П. Юрская флора Мангышлака и ее значение для стратиграфии. Л.: Наука, 1966. 174 с.
- Путеводитель экскурсии по разрезам юрской системы Узбекистана и Таджикистана. Ташкент: Фан, 1968, с. 1–56.
- Радошкина Т.Т., Алиев Т.У., Петровская М.А. и др. Результаты изучения разрезов юрских отложений Устюрта. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Каракалпакской АССР, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. М.: Недра, 1966, с. 109–120.
- Ренартер В.П. Геологический очерк района Восточно-Грузинской дороги. М.; Л., 1932. 89 с.
- Репман Е.А. О возрасте гаурдакской свиты юго-западных отрогов Гиссарского хребта. — Сб. науч. трудов. Ташкент: Фан, 1964, вып. 3.
- Решения Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии (Самарканд, 1971 г.). Л., 1977. 48 с.
- Решения Межведомственного регионального стратиграфического совещания по мезозою Кавказа (триас). Л., 1979.
- Робинсон В.Н. Очерк геологического строения района Красной Поляны на Кавказе. — Изв. Всесоюз. геол. развед. об-ния, 1932, т. 51, вып. 73, с. 1079–1092.
- Ростовцев К.О. Нижняя и средняя юра Западного Кавказа и Западного Предкавказья. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 12, с. 46–60.
- Ростовцев К.О. Стратиграфия ниже- и среднеюрских отложений Гузерильской подзоны Северного склона Западного Кавказа. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 99.
- Савельев А.А. Фаунистическое обоснование стратиграфии юрских отложений Мангышлака. — Тр. ВНИГРИ, 1963, вып. 218, с. 209–236.
- Савин С.В., Сидоренко В.Ф. Новые данные по геологии Северо-Западного Кавказа (район междуручья Шеха–Псезуапсе): — В кн.: Тез. докл. второй конф. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Ессентуки: СКГУ, 1965, с. 42–44.
- Савицкая Л.И. О флоре поздней юры Ферганы. — Палеонт. журн., 1969, № 1, с. 143–146.
- Симошенко И.А., Кузичкина Ю.М. Расчленение юрских отложений погруженных частей Ферганской депрессии. — В кн.: Вопросы литологии,

- фаций, палеогеографии и геохимии нефтегазоносных отложений Узбекистана. Ташкент, 1976. (Тр. ИГиРНИГМ; Вып. 22).
- Славин В.И.* Новые данные о геологическом строении района Красной поляны и прилегающих частей Главного Кавказского хребта. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1958, № 6, с. 31–45.
- Стратиграфия СССР. Юрская система. М.: Наука, 1972. 524 с.
- Стратиграфия юрских отложений Узбекистана и прилегающих районов: Материалы к Межведомственному стратиграфическому совещанию по мезозою Средней Азии, 1971 г. Ташкент, 1971. 33 с.
- Сушкова Н.И.* Спорово-пыльцевые комплексы юрских отложений Юго-Западного Дарваза. — В кн.: Проблемы нефтегазоносности Таджикистана. Душанбе: Ирфон, 1969, вып. 2, ч. 2, с. 36–42.
- Ус Е.М., Забаринский П.П., Крисюк И.М.* Состояние и перспективы поисков газовых месторождений в глубокопогруженных зонах Западного Предкавказья. М.: ВНИИЭГ азпром, 1979, вып. 3. 54 с.
- Федотов Ю.А., Малушин И.И.* Результаты геофизических работ в Каракалпакской АССР и их дальнейшее направление. — В кн.: Геология и нефтегазоносность Каракалпакской АССР, Восточной Туркмении и Западного Узбекистана. М.: Недра, 1966, с. 37–45.
- Филимонов И.Д.* Краткий геологический очерк бассейна р. Андийского Койсу в Дагестане. — В кн.: Тр. по геологии и полезным ископаемым Северного Кавказа. Пятигорск, 1938, вып. 1, с. 129–152.
- Фролов В.Т.* Опыт и методика комплексных стратиграфо-литологических и палеогеографических исследований (на примере юрских отложений Дагестана). М.: Изд-во МГУ, 1965. 180 с.
- Хачиева Л.С.* Стратиграфия и палинология юрских отложений Устюрта (Каракалпакская АССР): Автореф. дис. ... канд. геол.-минерал. наук. Ташкент, 1977. 23 с.
- Худайбердыев Р.Х.* Ископаемые древесины хвойных как материал к познанию юрской флоры Шураба. — Узб. биол. журн., 1966, № 1, с. 46–51.
- Худайбердыев Р.Х., Гомолицкий А.П., Лобанова А.В.* Материалы к юрской флоре Ферганы. — В кн.: Палеоботаника Узбекистана Ташкент, 1971, т. 2, с. 3–57.
- Цатурова А.А.* Новые данные по стратиграфии нижнеюрских отложений Южного Мангышлака. — В кн.: Биостратиграфия мезозойских отложений нефтегазоносных областей СССР. М.: ИГиРГИ, 1972, с. 51–60.
- Чекобаев С.К., Кононов Ю.С., Вацалевский Э.С.* и др. Геология и нефтегазоносность Южного Мангышлака. Алма-Ата, 1967.
- Шебуева И.Н., Дикенштейн Г.Х., Клещев К.А., Радюшкина Т.Т.* Корреляция разрезов юрских и неокомских отложений платформенной части Средней Азии. — В кн.: Геология нефтегазоносных областей Средней Азии и Южного Казахстана. М.: Недра, 1969, вып. 16, с. 18–35.
- Ярошенко О.П.* Спорово-пыльцевые спектры юрских и нижнемеловых отложений Северного Кавказа и их стратиграфическое значение. М.: Наука, 1965. 108 с. (Тр./ГИН АН СССР; Вып. 117).

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение (М.М. Алиев, Р.З. Генкина, Е.А. Гофман)	3
Глава I. Тектоника (Н.А. Крылов)	5
Глава II. Стратиграфия	19
Юрские отложения Северного Кавказа	19
Нижняя юра (Е.А. Гофман, К.О. Ростовцев, А.А. Цатурова)	21
Средняя юра	37
Верхняя юра (А.С. Сахаров, Е.А. Гофман, К.О. Ростовцев)	51
Юрские отложения полуострова Бузачи и Северо-Западного Устьюрта (Е.А. Гофман)	69
Юрские отложения Горного и Южного Мангышлака (Е.А. Гофман, А.А. Цатурова)	71
Нижняя юра	71
Средняя юра	73
Верхняя юра	79
Юрские отложения запада Средней Азии (Е.А. Прозоровская, К.Н. Аман-ниязов)	85
Большебалханско-Копетдагский тип разреза	87
Большебалханский подтип	88
Средняя юра	88
Верхняя юра	90
Копетдагский подтип	93
Кубадаг-Гиссарский тип разреза	95
Кубадагский подтип	95
Южно-Каракумский подтип	96
Нижняя (?) — средняя юра	97
Верхняя юра	97
Приамударынский подтип	98
Туаркырско-Центрально-Каракумский тип разреза	101
Туаркырский подтип	101
Нижняя и средняя юра	101
Верхняя юра	102
Кушкинский подтип	104
Северо-Туркменский тип разреза	104
Юрские отложения центральных и восточных районов Средней Азии	105
Устьюрт (М.М. Алиев, К.А. Алимов, Р.З. Генкина, Е.Н. Дубровская)	106
Нижняя юра	107
Средняя юра	109
Верхняя юра	112
Бухаро-Хивинская депрессия, юго-западные отроги Гиссарского хребта и его южный склон (М.М. Алиев, К.А. Алимов, Р.З. Генкина, Е.Н. Дубровская, Х.Х. Миркамалов)	115
Нижняя и средняя юра	118
Средняя и верхняя юра	121
Зеравшано-Гиссарская горная область (М.М. Алиев, Р.З. Генкина, Е.Н. Дубровская)	139
Нижняя юра	139
Средняя и верхняя юра	140
Юго-Западный Дарваз	143
Нижняя и средняя юра	143
Верхняя юра	144

Ферганская депрессия (М.М. Алиев, К.А. Алимов, Р.З. Генкина, Е.Г. Дубровская)	145
Южная Фергана	146
Нижняя юра	146
Средняя юра	147
Верхняя юра	148
Северная Фергана	148
Разрез Аркит	148
Нижняя юра	149
Средняя юра	149
Верхняя юра	150
Разрез Ташкумыр	151
Нижняя и средняя юра	151
Верхняя юра	152
Восточная Фергана	153
Нижняя и средняя юра	153
Верхняя юра	154
Закрытые территории Ферганской впадины	155
Нижняя юра	155
Средняя юра	156
Верхняя юра	157
Ферганский хребет (М.М. Алиев, Р.З.Генкина, Е.Н. Дубровская)	157
Нижняя юра	157
Средняя юра	158
Верхняя юра	160
Кавакская впадина	161
Нижняя юра	161
Иссык-Кульская впадина	162
Нижняя юра	162
Глава III. Сопоставление юрских отложений Юга СССР (М.М. Алиев, Р.З. Генкина, Е.А. Гобман, Е.Н. Дубровская, А.А. Цатурова)	166
Нижняя юра	167
Средняя юра	173
Верхняя юра	182
Глава IV. Нефтегазовость юрских отложений (А.К. Мальцева, Н.А. Крылов)	192
Плиты эпипалеозойской платформы	192
Постплатформенная орогенная область	198
Краевая подвижная зона платформы	199
Альпийская складчатая область	200
Литература	201

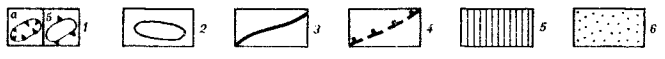
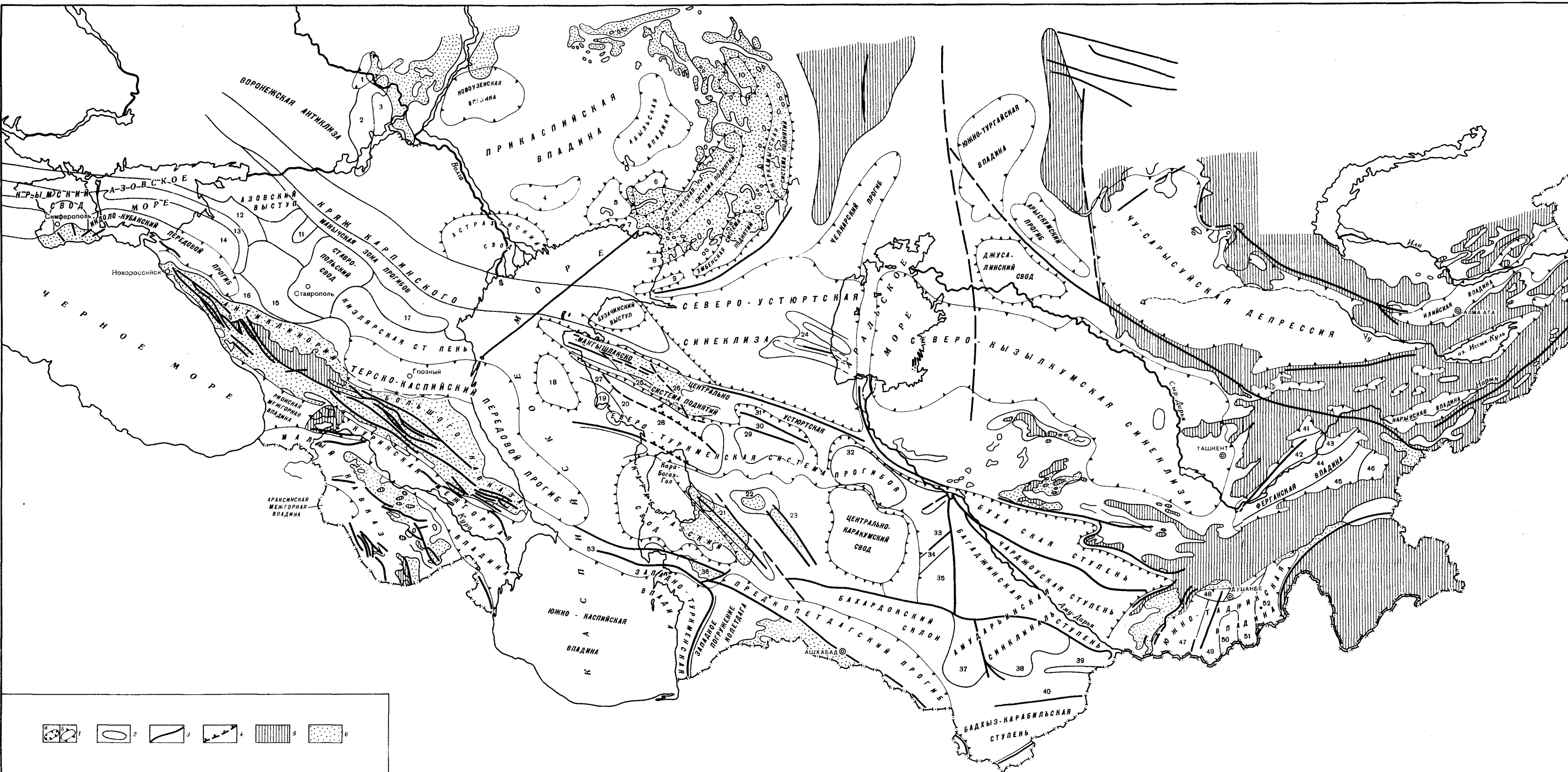


Рис. 1. Обзорная карта основных структурных элементов мезозойского комплекса Юга СССР
 1 - границы структур первого порядка (а - впадины, б - поднятия); 2 - границы структур второго порядка; 3 - крупнейшие региональные разломы; 4 - крупные флексуры; 5 - выходы на поверхность доюрских и меловых пород; 6 - выходы на поверхность юрских и меловых пород
 Структуры (цифры на карте): 1 - Терсинская впадина, 2 - Доно-Медведицкий вал, 3 - Приволжская моноклиналь, 4 - Восточно-Междуреченская впадина, 5 - Нижнеуральское поднятие, 6 - Танатарское поднятие, 7 - Атраусская впадина, 8 - Приморское поднятие, 9 - Северо-Каспийско-Прорвинское поднятие, 10 - Уильское поднятие, 11 - Сальский вал, 12 - Ейский прогиб, 13 - Каневско-Березанский вал, 14 - Тимашевская ступень, 15 - Восточно-Кубанская впадина, 16 - Адыгейский выступ, 17 - Прикумское поднятие, 18 - Средне-Каспийский свод, 19 - Песчаномысское поднятие, 20 -

Ракушечное поднятие, 21 - Гуаркырский вал, 22 - Кумсебшенское поднятие, 23 - Карагорский вал, 24 - Актумская система поднятий, 25 - Беке-Башкудукский вал, 26 - Каратауский вал, 27 - Сегендыкский прогиб, 28 - Жазгурлинский прогиб, 29 - Ассакее-Ауданский прогиб, 30 - Шахпахтинская ступень, 31 - Хоскудукская ступень, 32 - Дарьялык-Дауданский прогиб, 33 - Балкуинский прогиб, 34 - Кирпичинский вал, 35 - Илимский прогиб, 36 - Кубадаг-Большебалханская горст-антиклиналь, 37 - Марыйское поднятие, 38 - Учаджинское поднятие, 39 - Обручевский прогиб, 40 - Северо-Карабильский прогиб, 41 - Нанайский прогиб, 42 - Северная ступень, 43 - Майлисуийский выступ, 44 - Центральный грабен, 45 - Южная ступень, 46 - Куршабо-Узгенский прогиб, 47 - Сурхандарьинская мегантиклиналь, 48 - Душанбинский прогиб, 49 - Кафирниганская зона поднятий, 50 - Вахшский прогиб, 51 - Обигармская зона поднятий, 52 - Кулябская мегасинклираль, 53 - Апшероно-Прибалханская зона поднятий

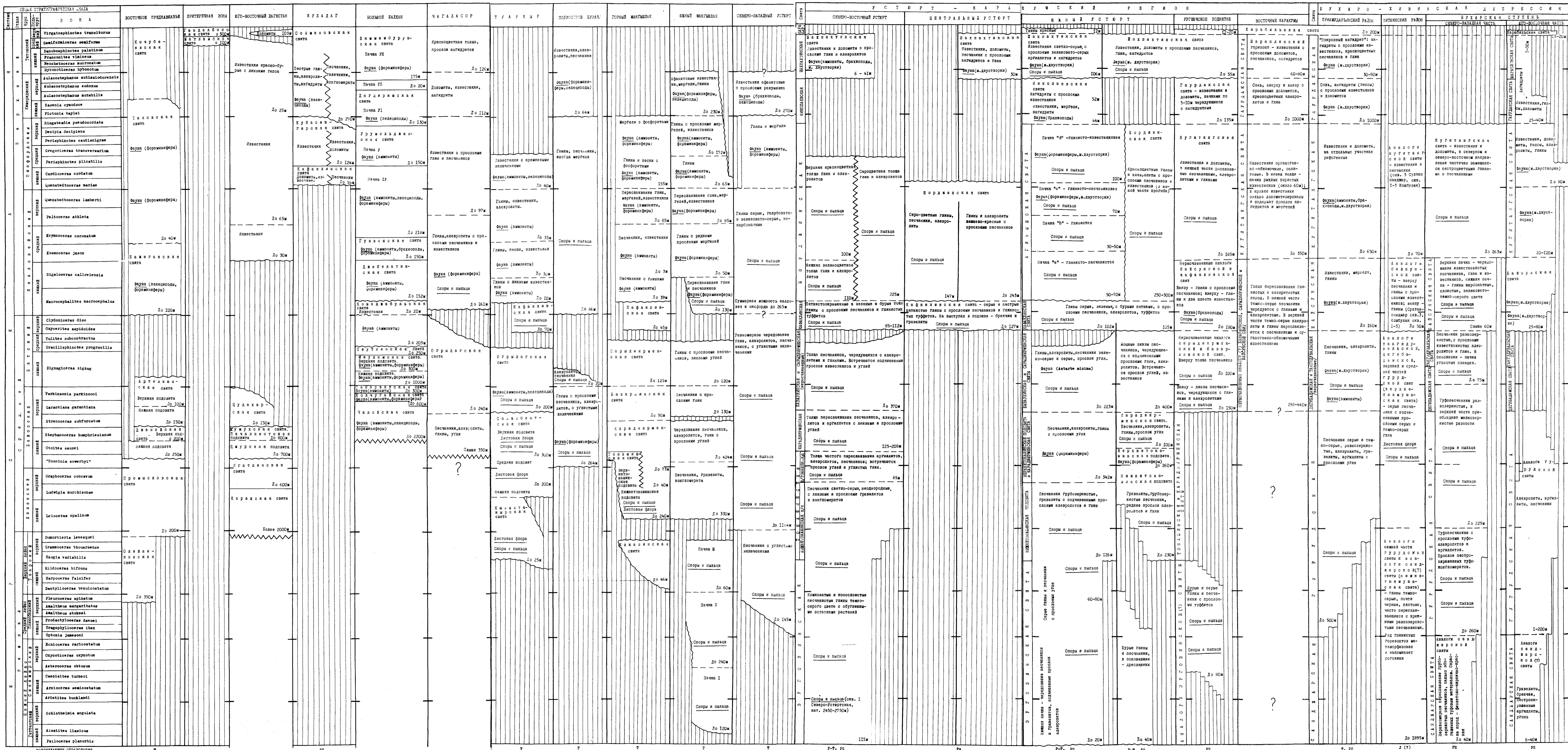


Рис. 2. Схема сопоставления юрских отложений Юга СССР