

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XXV

КИРГИЗСКАЯ
ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА · 1



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»

МОСКВА 1972

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
УПРАВЛЕНИЕ ГЕОЛОГИИ КИРГИЗСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ
XXV

КИРГИЗСКАЯ ССР

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ

Книга 1

Редактор *К. Д. Помазков*
Соредакторы: *Д. Н. Елюгин, В. И. Кнауф, В. Г. Королев*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

<http://jurassic.ru/>

**РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»**

АССОВСКИЙ А. Н.
БЕЛОУСОВ В. В.
БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.
БОРОВИКОВ Л. И.
ГАРЬКОВЕЦ В. Г.
ГОРБУНОВ Г. И.
(зам. главного редактора)
ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.
ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.
КУЗНЕЦОВ Ю. А.
МАГАКЬЯН И. Г.
МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.
(зам. главного редактора)
МАЛЫШЕВ И. И.
МАРКОВСКИЙ А. П.
МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.
МИРЛИН Г. А.
МИРЧИНК М. Ф.
МУРАТОВ М. В.
НАЛИВКИН Д. В.
ОРВИКУ К. К.
ПЕЙВЕ А. В.
(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.
РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.
СЕМЕНЕНКО Н. П.
СЕМЕНОВИЧ В. В.
СИДОРЕНКО А. В.
(главный редактор)
СМИРНОВ В. И.
ТРОФИМУК А. А.
ШАТАЛОВ Е. Т.
ЩЕГЛОВ А. Д.
ЯНШИН А. Л.
ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XXV ТОМА

АДЫШЕВ М. М.
ЕЛЮТИН Д. Н.
КНАУФ В. И.
КОРОЛЕВ В. Г.

ПОМАЗКОВ К. Д.
ПОЯРКОВ Б. В.
ФЕДОРЧУК В. П.



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ



КНИГА 1

Геология СССР. Том XXV. Киргизская ССР. Геологическое описание. Книга 1. Коллектив авторов. М., «Недра», 1972. 280 с.

Приводится описание геологического строения территории Киргизской ССР, охватывающей большую часть горной системы Тянь-Шаня. В книге 1 нашли отражение качественные изменения в состоянии геологической изученности республики за последние 20 лет. Они выразились в увеличении фактических данных о составе и мощностях различных геологических образований. Разработана более детальная биостратиграфическая схема большинства геологических систем, основанная на монографическом изучении важнейших ископаемых групп фауны.

Вводные разделы включают краткий физико-географический обзор, очерк истории геологического изучения. Основное место в работе отведено описанию стратиграфии Киргизии.

Таблиц 25, иллюстраций 14, список литературы — 644 названия (см. книгу 2).

ВВЕДЕНИЕ

Киргизская Советская Социалистическая Республика является типичной горной страной; около 43% ее территории находится на высотах более 3000 м над уровнем моря и только около 15% на высотах ниже 1500 м. Физико-географические условия определяют и экономические особенности ее отдельных регионов: в крупных межгорных впадинах, таких как Ферганская, Чуйская и Иссыккульская, широко развито земледелие, много промышленных предприятий, сконцентрирована большая часть населения республики. Почти вся остальная территория, для которой характерен резко расчлененный высокогорный рельеф, используется для развития животноводства. Поэтому геологические исследования, открытие и промышленное освоение месторождений минерального сырья имеют исключительно важное значение в развитии экономики Киргизской ССР.

На начало семидесятых годов текущего столетия в Киргизии эксплуатировалось 8 месторождений цветных и редких металлов, 9 месторождений каменного угля, 4 месторождения нефти и природного газа, 3 месторождения сырья для производства цемента и керамзита, на базе которых построены промышленные предприятия. Кроме того, для местных нужд используется около пятидесяти месторождений различных строительных материалов, термальных и минеральных вод.

Необходимо особо отметить, что горнорудная промышленность в республике создана за годы Советской власти. В настоящее время по производству сурьмы и ее соединений, а также ртути, Киргизии принадлежит одно из ведущих мест в стране.

За последние 10—15 лет на территории республики выполнен большой объем геолого-съемочных, поисковых и разведочных работ, в итоге которых выявлены перспективные месторождения олова, цветных и благородных металлов. За этот же период на всей территории республики завершено составление среднемасштабной геологической карты, значительные площади охвачены детальным геологическим картированием.

Геологами Управления геологии Киргизской ССР, Института геологии АН Киргизии и ряда научно-исследовательских институтов страны, среди которых должны быть отмечены ВСЕГЕИ, САИГИМС, ВИМС, а также Ленинградский и Московский университеты, выполнен большой объем научных тематических исследований в области составления карт прогноза месторождений твердых полезных ископаемых, изучения тектоники, магматизма, четвертичных отложений, геоморфологии и биостратиграфии. Развиваемые в эти годы взгляды о блоковой структуре Тянь-Шаня и установление шарьяжей в Туркестано-Алайском горном массиве, позволили выделить главнейшие региональные рудоконтролирующие структуры, что способствовало повышению ка-

чества прогнозов, целеустремленному планированию детальных поисковых и геолого-съёмочных работ и повышению их геологической эффективности.

Новый обширный материал по изучению магматизма позволил выделить основные формации изверженных горных пород и установить возрастное положение главнейших комплексов магматических образований; последнему в большой степени способствовали определения абсолютного возраста свыше 200 проб магматогенных пород, выполненных в лаборатории ИГЕМ АН СССР. Впервые составлены карты четвертичных отложений, неотектоники и геоморфологии для всей территории республики.

Все эти новые материалы по состоянию на январь 1970 г. использованы в настоящем томе и последний, таким образом, является наиболее полной и всеобъемлющей сводкой по основным вопросам геологии Киргизии. Некоторые положения, изложенные в томе, требуют дальнейшего изучения. К числу вопросов, на решение которых должны быть направлены усилия в ближайшем будущем, следует отнести.

1. Более глубокое изучение региональных и локальных тектонических, магматических и литолого-стратиграфических факторов, определяющих закономерности пространственного размещения месторождений полезных ископаемых, их характер и масштабы оруденения.

2. Комплексное изучение покровных тектонических структур и глубинных разломов в Алае-Туркестанской горной системе и определении роли этих двух видов нарушений в закономерностях размещения сурьмяно-ртутного оруденения.

3. Дальнейшее исследование магматических и метаморфических пород, их геологических, петрологических и геохимических особенностей и их значения в металлогении.

Учитывая, что в главе «Основные черты геологического строения» в достаточной мере изложено геолого-историческое развитие Тянь-Шаня. Редколлегией тома признано целесообразным исключить главу «История геологического развития».

В. И. Кнауфом выполнена редакция глав и разделов «Докембрий», «Тектоника мезозойско-палеогенового структурного этажа», «Неотектоника» и «Геоморфология». В. Г. Королевым совместно с Д. Н. Елютиным отредактированы разделы «Тектоника» и «Стратиграфия».

К. Д. Помазковым произведена редакция остальных глав и окончательная редакция всего тома. В подготовке рукописи к изданию большую помощь оказали доктор геолого-минералогических наук Б. В. Поярков (средний и верхний палеозой), кандидат геолого-минералогических наук Т. А. Додонова (магматические породы) и инженер-геолог Л. С. Лукина.

В настоящей главе приведены лишь главнейшие особенности географии Киргизии, необходимые для понимания геологического строения, детальную характеристику физико-географических особенностей Киргизии можно найти в монографиях «Рельеф Киргизии» (1964) и «Климат Киргизской ССР» (1965).

Рельеф. Киргизия — типичная горная страна, в которой нет отметок ниже 500 м над уровнем моря; около 43% поверхности ее поднято на абсолютные высоты 2500 м и выше. Горные хребты, увенчанные фирнами и ледниками, разделены межгорными впадинами и озерной котловиной Иссык-Куля. Мощные горные кряжи, за исключением Заалайского хребта, составляют единую Западную часть горной системы Тянь-Шаня. В горном узле Хан-Тенгри («Властелин духов») по хребту Меридиональному западные, или киргизские, ветви Тянь-Шаня, естественно отграничились от восточных ветвей. Сближенность хребтов и серия общих морфологических особенностей высокогорного рельефа позволяют оконтурить Тянь-Шань как единую географическую область. На сопредельной территории ей противостоят не только резко отличные области мелкосопочника Бет-Пак-Далы или пустынь Моюн-Кум на северо-западе и Такла-Макан на юго-востоке, но и смежные области сходного рельефа: горная Джунгария на северо-востоке и высочайшее нагорье Памира на юго-западе.

Хребты Кокшаал и Заалайский оказываются совсем неодинаковыми в геолого-географическом аспекте. Кокшаал (Кок-Шаал-Тау) является самым высоким и труднодоступным кряжем собственно Тянь-Шаня. Южнее его, на стыке с Таримской низменностью в КНР, расположена лишь более низкая горная ступень, включающая хребты Майдан-Таг и Кара-Теке с параллельной им обособленной цепью гор Кэлпин-Таг. Заалайский же хребет не является тянь-шаньским ограничением депрессии, а, наоборот, представляет собой высокоподнятый борт нагорья Памира. Характерно, что по отношению к Заалайскому хребту параллельна и также тесно с ним сближена, как и с Тянь-Шанем, большая горная цепь, включающая Алай, Туркестанский и Гиссарский хребты. Поэтому некоторые авторы указывали на самостоятельность горной системы Гиссаро-Алая (Резвой, 1959).

Часть Киргизской ССР, которая представляет собой горное обрамление Ферганской впадины и тесно смыкается через Алай с Памиром, выделяется как Южная Киргизия. Она четко отграничена от Северной Киргизии естественным барьером, цепью хребтов. Началом ее служит хребет Коктун в ограничении Таримской впадины, затем последовательно по Ферганскому хребту и Таласскому Алатау барьер продолжается на северо-запад, уходя в пределы Казахстана. Эта географическая граница совпадает с геологической, представленной Таласо-Ферганским глубинным разломом, отчетливо прослеживаемым более чем на 700 км.

Различия названных двух частей Киргизии обозначились орографическими их особенностями и особенностями климата, распространения растительности и т. п. Наиболее специфичен Алай, обладающий широкой зоной высоких предгорий, которая состоит из нескольких горных гряд, параллельных осевой линии хребта. Орография Чаткальской части Южной Киргизии отличается тем, что почти параллельные гряды Пскемского, Сандалашского и Чаткальского хребтов ориентированы в направлении ЮЗ—СВ, т. е. перпендикулярно Таласо-Ферганскому барьеру. Главные же горные цепи Тянь-Шаня, расположенные в Северной Киргизии, хотя и имеют отклонения к СВ или СЗ, но, главным образом, образуют широтные кулисы, сближенные между собой (рис. 1).

Крайний с севера — Заилийский хребет. Его западное окончание представляет собой невысокое (2500—2800 м) Кастекское плоскогорье, к которому с СЗ вплотную примыкают горы Жеты-Жол из системы Киндык-Тата, являющегося перемычкой между высокогорьем и мелко-сопочником Прибалхашья. Заилийский Алатау соединен посредине скалистой стеной — перемычкой с почти равновысоким хребтом Кунгей-Алатау (пик Талгар достигает 4951 м, массив Чоктал 4771 м). Разделяющая хребты долина Чон-Кемина узкая, обращенные к ней склоны круче противоположных. Субширотный Киргизский хребет по осевой линии расположен южнее Кунгея почти на 20 км. Юго- и северо-восточные отроги первого — горы Кызыл-Омпул, Терек-Джоно отделены узким и извилистым Боомским ущельем р. Чу от отрогов Кунгея и Заилийского Алатау (Тас-Кемина). Вершины хребта на меридиане г. Фрунзе достигают 4600—4875 м. Склоны его асимметричны: северный, обращенный к Чуйской впадине, более широк и усложнен у подножья параллельной грядой мелкосопочника (1600—1900 м), называемого «прилавками» или «привалками»; южный склон укорочен; ущельями рек Каракол Западный и Восточный от него отрезана ступень с отметками до 4000 м, называемая горами Кара-Мойнок. Западнее от хребта отчленена долиной р. Каракол Таласский большая гряда, западный отрог которой достигает перевала Утмек (Отмек). Между этим перевалом и основным гребнем Таласского хребта расположен ряд кулисообразно простирающихся горных гряд (Колбатау, Бешташ и др.), соединенных перемычками. В Таласском хребте наблюдается тот же тип асимметрии, что и в Киргизском, но замаскированный, вследствие причленения с юго-запада Чаткальской системы. Параллельно юго-восточному окончанию Таласского Алатау простирается короткая (75 км) кулиса хребта Атойнак с вершиной около 3900 м. Прорыв р. Нарын к югу отчленил весь горный массив Таласа и Атойнака от отрогов Ферганского хребта.

К востоку от отрогов Таласского хребта лежит Сусамырская впадина и к ней приурочена долина р. Сусамыр. Южный борт впадины образует склон хребта Сусамыртау, преградившего прямой выход в соседнюю с юга Кетмень-Тюбинскую впадину в ущелье р. Нарын. Изрезанный горными ручьями скалистый южный склон Сусамыртау характеризуется амплитудой высот почти в 3 км: вершины порядка 4000 м, а отметки у впадения Кокомерена в Нарын — 1100 м. Долина низовья р. Сусамыр отделила от этого хребта следующую к востоку дугу Джумголтау; у южного подножья последней расположена Джумгольская впадина, отделенная узкой цепью гор Сонкультау от впадины оз. Сонкель (Сонкуль).

Северное и восточное обрамление оз. Сонкель составляют короткие субширотные горные гряды: Каракокты, Байдула, Караджорга, Капкатас и др. Они представляют собой две параллельные ступени юж-

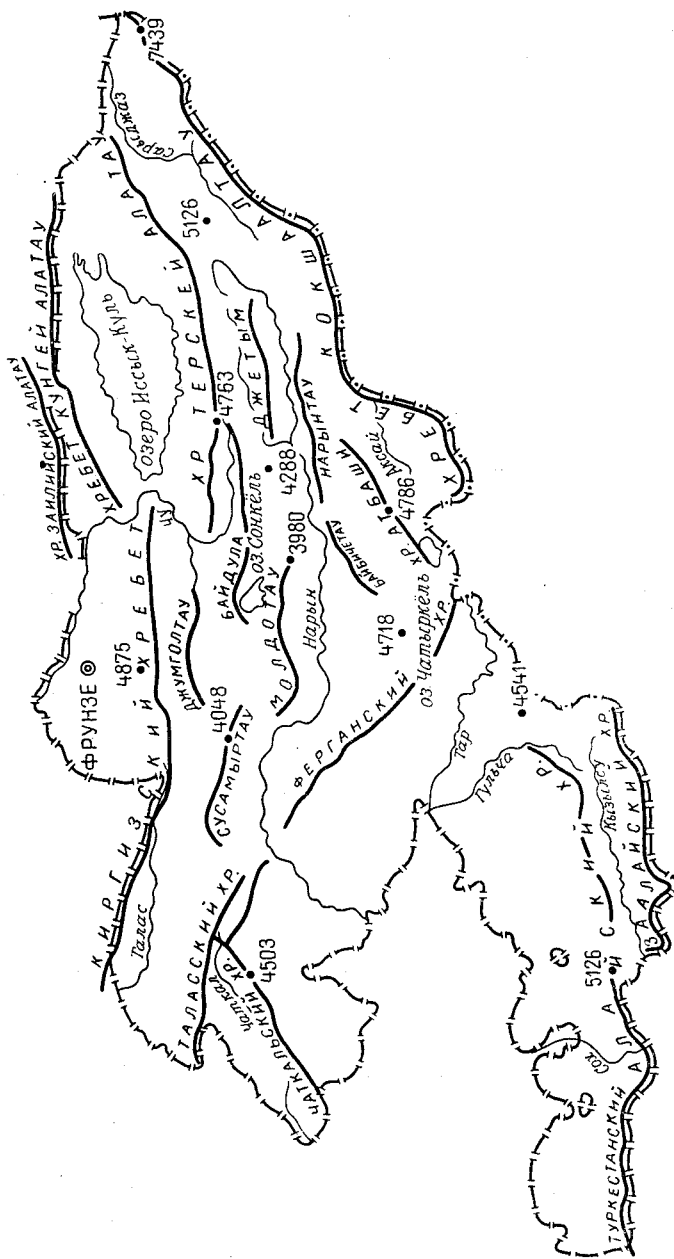


Рис. 1. Ориентированная схема Киргизской ССР

ного склона грандиозного горного кряжа Терскей-Алатау, разделенные долинами потоков, составляющих верховья р. Чу. Вершины основного водораздела кулисно заходят друг за друга на меридиане середины Иссык-Куля (см. рис. 1), что вызвано глубоким врезом в осевую часть хребта двух речных систем: Учечкека (приток М. Нарына) с юга и Барскауна, стекающего в Иссык-Куль по северному склону. Западная половина осевой части хребта Терскей ориентирована широтно, высоты от 3000 до 4763 м, а восточная половина достигает высоты 5216 м на меридиане г. Пржевальска; далее высоты понижаются до 3500 м на границе с Казахстаном.

Иногда к системе Терской-Алатау относят, в качестве крайней с юга обособленной ступени, хребет Джетым. Однако этот высокий (4000—4930 м) скалистый барьер представляет собой лишь одно звено из цепи горного обрамления Нарына. В западном направлении аналогичное положение занимает хребет Молдотау, а к востоку от Джетыма, отделяясь от него верховьями Нарына, возвышается горный массив Акшийряка Восточного и Куйлютау, почти наполовину закрытый фирновыми полями и ледниками. Лишь узкое ущелье р. Учкель (приток Сарыджаза) отсекает вершины Куйлю, достигающие 5200 м, от Акшийрякских, также превышающих 5000 м.

Восточной границей горных гряд вообще тяготеющих к Терской-Алатау является р. Сарыджаз, за которой расположен наиболее труднодоступный высокогорный узел Киргизской ССР.

Для этого района характерна тесная сближенность хребтов, причем некоторые долины заполнены ледниками. Здесь находится исключительное по своей природе сезонное озеро Мерцбахера, обусловленное подпором ледником Южного Инылчека выхода талых вод с Сев. Инылчека; преграда сохраняется до второй половины лета, после чего следует прорыв воды. Примечательно также, что высочайшие вершины Тянь-Шаня — пик Победы (7439 м) и Хан-Тенгри (6995 м) находятся не только в центрах сочленений хребтов, а на некотором удалении от них.

Среди хребтов этого окраинного района Киргизии доминирует Кокшаал; последний, несмотря на три пропила реками из бассейна Тарима (Сарыджазом, Чон-Узенгешем, Аксаем-Кокшаалом), как единая цепь простирается почти на 500 км, достигая меридиана оз. Чатыркель. Вершины хребта постепенно снижаются в западном направлении до отметки 3750 м на перевале Торугарт.

Примерно на середине Кокшаала к нему примыкает группа плосковерхих вершин, которая носит название хребта Борколдой. От последнего на запад расходятся две цепи гор: северная — Нарынтау и Байбичетау, образующая борт широтной впадины, по которой течет р. Нарын и южная — хребет Атбаш, разграничивающий Атбашинскую и Аксайскую впадины. Морфологически все три впадины различны. Нарынская, вытянутая на 150 км, сильно асимметрична и река в ней отжата к южному борту. Атбашинская — имеет уклоны с ЮЗ и СВ флангов к центру с прорывом р. Атбаша через северный борт. Аксайская впадина имеет широкое корытообразное днище, усложненное ледниковыми формами, со срединным водотоком.

Хребет Торугарттау смыкаясь с северным окончанием кашгарского хребта Коктун, дает начало Ферганскому хребту, длиной в 250 км; главные его вершины (свыше 4500 м) сосредоточены в юго-восточной части. Хребет резко асимметричен. С востока к нему примыкают лишь два коротких хребта — Кокийримтау и Акшийряк западный, а на остальном протяжении восточный склон узок и переходит в наклонные поверхности уплощенных впадин Арпы, Алабуги и Казармана. И, наоборот, очень широкий западный склон расчленен на ряд отрогов, среди которых Баубашата, Узгенские и Каракульджинские горы, сопоставимы со средними хребтами Северной Киргизии.

Северо-западные отроги Ферганского хребта (Исфан-Джайляу, Чаактау и др.) подходят вплотную к р. Нарын на субмеридиональном отрезке ее — от пос. Токтогул до г. Ташкумыр. Только ущелье отделяет их от восточных отрогов Чаткальского хребта, который расположен под прямым углом к Ферганскому. Таким образом, между этими главными хребтами Южной Киргизии образовался треугольник среднегорного рельефа Северная Фергана.

Чаткальский хребет столь же асимметричен, как и Ферганский, большие его отроги направлены на юго-восток, т. е. в общем также в сторону Ферганской депрессии. Основные вершины, сосредоточенные в северной части, ближе к стыку с Таласским Алатау и Атойнаком, едва достигают 4500 м. Между Чаткалом и расположенным параллельно далее к западу по границе с Узбекской ССР Пскемским хребтом находится замкнутая Чаткальская впадина, из которой вырывается р. Чаткал (Чирчик). Впадина обладает корытообразным профилем и плоским дном, ширина ее 10—15 км.

Не рассматривая морфологию Ферганской впадины, входящей в основном в пределы Узбекистана, отметим лишь, что часть цепочек холмов — «адыров», — отвечающих кайнозойским антиклиналям южного борта впадины, охватывается границей Киргизской ССР. Абсолютные отметки адыров порядка 1500—1700 м, а относительные превышения не более 250 м. Южнее адырной зоны появляются более значительные возвышенности и субширотные горные гряды (Катрантау и т. д.), которые представляют передовую ступень мощного кряжа Алая.

Алайский хребет резко асимметричен: ширина северного склона, включая передовые гряды, равна 40—60 км, а южного — не превышает 25 км. Непосредственно южнее параллели 40° с. ш. передовые гряды отделены от следующей к югу ступени поясом широтно вытянутых впадин, заполненных неогеновыми и четвертичными образованиями. Вторая ступень составлена короткими горными грядами, которые соединены меридиональными массивами с широтным водораздельным гребнем хребта, а друг от друга отрезаны ущельями основных рек: Соха, Шахмардана, Исфайрама, Киргиз-Алты и их притоков. Указанная ступень, называемая зоной высоких предгорий Алая, имеет ширину 20—25 км; здесь насчитывается более 20 четко обособленных горных гряд: Ходжа-Ачкан, Пешкаут, Арпалык, Боорды, Ярунтуз и др.; высоты их 2500—3500 м. На скалистых перемычках, восходящих к осевому гребню, вершины возрастают до 4000—4500 м, а пики на осевой линии достигают 5100—5500 м. Непосредственным продолжением Алая к западу является Туркестанский хребет, причем местом стыка их условно принимаются вершины и цирки в верховьях р. Сох; строение его аналогично Алаю.

Наконец, в рассматриваемом участке Киргизской ССР выделяется специфическая пограничная зона между Тянь-Шанем и Памиром. Она выражена в рельефе Алайской долиной, образование которой несомненно связано с обновлением тектонических швов древнего заложения.

Гидрография и гляциология. Высокогорный рельеф Киргизской ССР способствует аккумуляции атмосферной влаги и общему ее положительному балансу для территории республики.

Гидрографическая сеть. Многолетний среднегодовой сток рек Киргизии оценивается примерно в 45 млрд. м³. Высокогорье — поверхность выше 3300 м — обеспечивает половину стока, хотя и составляет немногим более четверти территории республики. Все водотоки Киргизии принадлежат изолированным от океана и расположенным в глубине Евразии бассейнам: Аральскому, Балхашскому, Таримскому, а также значительному собственно Тяньшаньскому — Иссык-кульскому (табл. 1).

Река Нарын представляет собой верхнее течение р. Сырдарья. Собственно Нарыном называют только отрезок реки от впадения Малого Нарына до устья наибольшего притока — р. Карадарья; ниже его река на всех картах обозначена как Сырдарья.

Таблица 1

Речные бассейны Киргизской ССР

Гидрографическая система	Площадь		
	бассейна рек		ледников и фирнов в истоках
	в тыс. км ²	в % к площади Кирг. ССР	в км ²
<i>Бассейн Аральского моря</i>	152,4	76,4	2855,7
Система р. Сырдарьи (включая бассейн р. Чу и Талас)	143,2	71,8	2395,7
Система р. Амударьи (верховье р. Кызылсу—Вахша)	9,2	4,6	460,0
<i>Бассейн Тарима</i>	24,8	12,4	3148,0
Система р. Кокшаал (включая оз. Чатыркель)	12,8	6,4	558,5
Система р. Сарыджаз	10,4	5,2	2399,5
Система р. Кашгар (Коксу и истоки Кызылсу Кашгарской)	1,6	0,8	190,0
<i>Бассейн Балхаша</i> (истоки р. Каркара)	0,5	0,3	—
<i>Бассейн Иссык-Куля</i> (включая площадь озера)	21,9	10,9	599,3
Всего	199,6	100,0	6603,0

Среди притоков Нарына следует отметить Мал. Нарын, Кокмерен, Атбаши, Алабугу. По рч. Кок-Джерты в Нарын сбрасываются излишки вод оз. Сонкель, зеркало которого отвечает отметке 3016 м, а глубина не превышает 25 м.

Из числа притоков Сырдарьи, берущих начало в Киргизии, выделяются: р. Чаткал (ниже слияния с Угамом называемая Чирчик), стекающая по широкой впадине между Чаткальским и Сандалашским хребтами и имеющая расход порядка 80 м³/сек; р. Сох, ущелье которой служит условной границей Туркестанского и Алайского хребтов, замечательная также большим уклоном (0,02) и потенциальной мощностью, оценивается в 660 тыс. кВт при длине реки всего 130 км.

В наиболее высокогорном восточном участке Тянь-Шаня формируется река Сарыджаз, усиливаясь такими притоками как Иньльчек, Куйлю, Акшийряк и др. Расход этого мощного потока, пропилившего в Кокшаале каньон на глубину 3 км, достигает 120 м³/сек. Также прорывается на юг главная составляющая Тарима р. Кокшаалдарья, зарождающаяся из слияния многочисленных ручьев в Аксайской впадине; в Аксай в древности был сток из озера Чатыркель, расположенного на высоте 3530 м.

Реки, текущие по межгорным впадинам северной окраины Киргизии, Талас и Чу имеют малые расходы (30 и 50 м³/сек) воды их разбираются на полив.

В общем по своему режиму реки Киргизии относятся к особому (тяньшаньскому) типу, для которого характерны устойчивые стоки с коэффициентами вариации от 0,1 до 0,3; первый паводок в начале лета обусловлен стаиванием снега, второй (август—сентябрь) зависит от таяния фирнов и ледников.

Незамерзающий главный водоем Киргизии—Иссык-Куль—имеет площадь зеркала 6200 км² на отметке 1609 м; годовые изменения

уровня составляют 0,1—0,5 м. За период 1930—1955 гг. произошло общее понижение уровня на 1,4 м. Длина озера 182 км, наибольшая ширина 58 км, максимальная глубина 702 м; средняя температура воды колеблется от +24° летом до +4° зимой. В озеро впадает до 80 ручьев и речек, более значительная р. Джергалан имеет расход в 22 м³/сек. Озера Сонкель и Чатыркель намного уступают Иссык-Кулю; их площади равны соответственно 287 и 180 км².

Часто встречаются на территории республики мелкие местные водоемы. Не считая характерных впадин (джашик-кель) с тальми водами на моренах, следует отметить наличие на многих ручьях и реках озер подпруживания, созданных обвалами, перегородившими долины. Среди них наиболее известно озеро в верховье р. Карасу Восточной — левого притока р. Нарын и в верховье р. Ходжа-Ата (склон Чаткала) оз. Сары-Челек.

Гляциология во многом предопределяет гидрографию, так как реки Киргизии имеют преимущественно ледниково-снеговое питание. Снеговая линия в Тянь-Шане наиболее низко — до 3500 м — опускается на увлажняемых северных склонах передовых хребтов: Заилийского, Киргизского, Таласского, а также на склоне Терскей-Алатау, обращенном к Иссык-Кулю. На высокогорье внутреннего Тянь-Шаня снеговая линия проходит на отметках 4000—4200 м, а в Кокшаале на 4500—4600 м. Но наиболее крупные ледники высокогорья (Иныльчек) спускаются до 2900 м.

Накопление «вечных снегов» — фирновых полей — наряду с ледниками происходит особенно устойчиво там, где на высоты 4000—5000 м подняты сохранившиеся участки древнего рельефа с широкими долинами и пологими водоразделами: в горном массиве Акшийрак Восточный, на некоторых участках Кокшаала. На этих участках ледники характеризуются пологими уклонами, отсутствием поверхностных морен и обширными полями питания. В общем в Киргизии преобладают типичные долинные ледники, несущие обильные морены Р. Д. Забиров («Природа Киргизии», 1962) определяет общую площадь современного оледенения Киргизии в 6578 км².

Климат. Географическое положение Киргизской ССР почти в центре материка Евразии между параллелями 40 и 43° с. ш. обусловило континентальность ее климата.

Даже на северной окраине республики — в г. Фрунзе годовая сумма тепла на 1 см² поверхности достигает 137,4 ккал, при максимуме в июле (18,5 ккал) и минимуме в декабре (4,6 ккал). Годовая продолжительность солнечного сияния для Киргизии достигает порядка 2600 часов.

Сезонные колебания температур в различных климатических районах и годовые количества осадков, по З. А. Рязанцевой, следующие (табл. 2).

Основные различия климата Южной и Северной Киргизии заключаются в несколько более высоких средних температурах и повышенном количестве осадков в первой. Поскольку горные районы и окраины Ферганы, входящие в Южную Киргизию, отгорожены водораздельными гребнями высотой 4—5 тыс. м от влияния сибирских холодных и высушивающих антициклонов, то ее климат зависит от вторжения масс воздуха с запада. В холодную часть года юго-западные циклоны (со Средиземноморья) приносят влагу и обильные осадки, а отдельные прорывы ветров с северо-запада вызывают похолодание, также с осадками. Общий прогрев позволяет формироваться устойчивому снеговому покрову лишь выше 1500 м, причем его максимумы — порядка 70 см — наблюдаются в верховьях Чаткала и на склоне Ферган-

Таблица 2

Колебания температур и годовые количества осадков

Район	Температура (°С)				Осадки, средне-годовая (мм)	
	средняя годовая	по месяцам				
		I	IV	VII		X
<i>Киргизский хребет и его обрамление</i>						
Талас	7,5	—6,1	8,9	20,0	7,6	268
г. Фрунзе	10,2	—4,5	11,5	23,3	10,3	359
Арасан (курорт)	5,1	—5,5	5,1	15,8	5,6	441
Тюя-Ашу (перевал)	—1,7	—11,8	—2,6	8,2	—1,1	753
Сусамыр	—2,4	—21,7	—0,5	13,3	0,5	365
<i>Побережье Иссык-Куля и Терской Алатау</i>						
Рыбачье	6,9	—3,9	6,8	17,5	7,6	110
Тамга	7,7	—2,0	7,5	17,5	8,3	244
Пожевальск (город)	6,1	—5,7	7,4	16,9	6,5	390
Чон-Кызылсу	0,2	—10,5	0,8	9,6	1,5	669
Тянь-шаньская метеостанция	—7,7	—21,2	—7,0	4,3	—6,8	285
Куйлю	—1,8	—49,6	1,8	10,8	—0,7	251
Долон (перевал)	—1,7	—13,7	—1,0	9,2	—0,7	394
<i>Среднее течение Нарына и высокогорные впадины</i>						
Нарын (город)	2,5	—17,5	6,4	17,1	5,2	274
Арпа	—5,4	—24,8	—3,1	10,0	—2,8	282
Аксай	—6,9	—27,7	—4,0	9,1	—5,5	205
<i>Предгорья и горное обрамление Ферганской впадины</i>						
Ак-Терек-Гава	8,7	—2,6	8,8	20,1	9,3	901
Джалал-Абад (курорт)	12,9	—1,5	13,7	26,5	14,2	502
Ош	11,2	—3,3	12,9	24,4	11,2	348
Хайдаркан	6,5	—6,4	7,1	19,1	6,5	462
Тамынген	0,9	—8,9	1,1	10,6	1,1	348
Дараут-Курган	2,9	—14,4	3,1	15,4	3,9	261

ского хребта; снег удерживается дольше всего (190 дней) в Алайской долине. Весенний максимум осадков в низких участках приходится на март — апрель, на горных склонах переходит на май. Грозы и ливни вызывают мощные селевые потоки; в 1947 г. после ливней в Алабукинском районе сель достиг Намангана. Летом выпадение осадков резко снижается.

Северная Киргизия в передовой зоне Чуйской долины испытывает зимой наиболее значительное воздействие сибирского антициклона. В замкнутых межгорных котловинах минимумы температуры достигают 40°С и в Аксае отмечен абсолютный минимум — 53,6°С; лишь на побережье Иссык-Куля устанавливается более теплая зима. В Чуйской и Таласской долинах снеговой покров держится 75—90 дней, на склонах гор от 1500 до 2500 м — 120—150 дней. На больших высотах уменьшается мощность снега из-за задержки снеговых облаков на периферийных хребтах; сырты в верховьях Нарына почти не покрываются снегом. При проникновении влаги с северо-запада в Сусамырской впадине снеговой покров к марту достигает 50 см. Неустойчивый климатический режим в весеннее время вызывает образование лавин в горных районах Северной Киргизии.

Почвенно-растительный покров. Географическое положение и сложный рельеф приводят к необычайному разнообразию почвенно-растительного покрова Киргизии.

На подгорных равнинах и предгорьях Южной Киргизии по лёссам и делювию, также по древнему аллювию Чу и Таласа и отчасти на шлейфе выносов вдоль северного подножья Киргизского хребта, развиты сероземы, на которых осуществляется орошаемое земледелие (хлопчатник и зерновые на юге; сахарная свекла, технические культуры и зерновые — на севере). Повышенное стояние грунтовых вод в зоне сероземов вызывает образование лугово-сероземных почв, переходящих в лугово-болотные, с зарослями тростника, осоки. На днищах меньших межгорных впадин, поднятых на высоты 1700—2400 м, по пролювиально-аллювиальным галечникам преобладают светло-бурые, слабо задернованные почвы с малой гумусностью. В поймах рек по этим впадинам — заросли тополя, ивы, облепихи и др., называемые «токой» (тугаи).

В Чуйской, Таласской, Иссыккульской впадинах, выше полосы сероземов, а в центральных районах Тянь-Шаня по высоким террасам больших рек и южных склонах, наблюдаются светло- и темнокаштановые почвы с типчаково-ковыльной растительностью. Эта зона используется под посевы технических культур, а в участках более сурового климата — под многолетние травы и ячмень. На склонах, обращенных к северу и обильно увлажненных, каштановые почвы сменяются горным черноземом, поднимающимся до 2200 м, редко до 2500 м. В Южной Киргизии выше сероземов, доходя до 2500 м в Алае, развиты коричневые карбонатные почвы, покрытые разнотравьем и кустарниками.

Зона горно-лесных почв отвечает уровню 2000—3000 м и преимущественно занимает каменистые крутые склоны, обращенные к северу. В этой зоне на севере и в центральных районах наблюдается редколесье и отдельные более загущенные участки ельника (ель Шренка, тяньшаньская ель) с редкой примесью лиственных пород (рябина, береза, высокоствольная ива) и кустарниковым подлеском, а также редкие пихтовые леса (пихта Семенова) в Таласском и Чаткальском хребтах. По Алаю и Туркестанскому хребту ель сменяется древовидным можжевельником — арчой. По южным склонам Чаткала и отрогам Ферганского хребта растет грецкий орех, которому сопутствуют яблоня, слива (алыча) согдийская, клен туркестанский, а в подлеске — экзохорда, афлатуния, шиповник и другие кустарники.

По высоким долинам (2800—3200 м) Алайской, Арпинской, Каракоюнской — распространены горностепные каштановидные субальпийские почвы с типчаковой растительностью. В котловине Сонкёля, долине Султан-Сары, верховьях Сусамыра, где увлажненность более значительна почвы являются переходными к черноземным, растительность более пышная. На южных склонах хребтов, на тех же высотах и вплоть до 3500 м формируются горно-лугово-степные субальпийские и альпийские, а на северных склонах — типичные горно-луговые субальпийские почвы. Благодаря обильной травянистой растительности эта зона служит основными пастбищами.

На высокогорье, особенно в пределах сыртов Терской Алатау и сопутствующих хребтов насчитывается до семи разновидностей почв (пустынно-степные, дерновые, такыровидные и полигональные — тундровые), обычно маломощных и покрытых скудной растительностью. На высокогорном обрамлении сыртов на высотах 3200—3800 м характерны скелетные почвы на элювии и делювии, с частыми выходами коренных пород, между которыми дерновины образованы беломятликом.

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ

Особенности истории геологического изучения и разведки месторождений Киргизии, как и других, смежных с нею областей Средней Азии, обусловлены общим ходом экономического развития этого края. Намечается четыре основных этапа поисков полезных ископаемых и накопления геологических знаний о киргизском Тянь-Шане.*

Самый ранний этап научных исследований — дореволюционный, охватывает около 60 лет; он начался в середине XIX века и характеризовался преимущественно маршрутными наблюдениями. Этап, начавшийся после Октябрьской революции и продолжавшийся почти 25 лет, ознаменовался организацией геологической службы республики, развитием систематических поисков и разведки полезных ископаемых и выполнением планомерного мелкомасштабного картирования территории Киргизии. Третий этап форсированных поисково-разведочных работ и освоения месторождений отвечал годам Великой Отечественной войны. И наконец, последний этап развития систематических комплексных поисково-съёмочных работ средних и детальных масштабов с применением геофизических и геохимических методов поисков охватывает последние 25 лет (1946—1970 гг.).

Накопившиеся за все годы геологические материалы отражены в серии выпусков «Геологическая изученность СССР» (том 46 — «Киргизская ССР»); поэтому данный обзор ограничен краткой характеристикой достижений каждого этапа.

Дореволюционный этап изучения Киргизии начался со всемирно известных путешествий П. П. Семенова-Тянь-Шаньского в 1856 г. П. П. Семеновым (1867) были опровергнуты господствовавшие представления А. Гумбольдта о цепи действующих вулканов в Тянь-Шане. В капитальной работе «Металлогения Азии» Делонэ (De Launey, 1909) отрицалась металлоносность территории, расположенной к югу от Сырдарьи; фактический перечень месторождений Алайского и Туркестанского хребтов, приведенный в книге В. Н. Вебера (1913), доказал обратное. Тогда же было обращено внимание на исторические сведения о добыче ртути и найдены ртутные рудопроявления в районах, ныне входящих в Киргизскую ССР.

Успехи русских исследователей Тянь-Шаня для своего времени тем более замечательны, что царское правительство не прилагало больших усилий к выяснению геологического строения окраин. Среднеазиатские отряды энтузиастов-геологов Геолкома России были малочисленными и оснащенными слабее известных американских 1903 г. (Pumpelly, 1905; Davis, 1904, 1905) и немецких экспедиций 1902 г. и 1907—1908 гг., возглавленных гляциологом Г. Мерцбахером (Merzbacher, 1905 а, б; 1910, 1913), — проникавших вплоть до Хан-Тенгри.

* В средние века на территории Киргизии производилась добыча ртути, олова, золота и других полезных ископаемых, о чем свидетельствуют многочисленные древние горные выработки.

В 1900 г. была организована геологическая съемка Ферганы и предгорий окружающих ее хребтов. Д. И. Мушкетов (1911, 1912, 1915 а) и В. Н. Вебер (1912) были основными исполнителями съемки в десятиверстном масштабе по некоторым районам юга Киргизии. В связи с работами по улучшению землепользования, по окрестностям Иссык-Куля схематическая геологическая карта была составлена группой геологов, возглавленной В. Н. Половниковым (1915). Щелочные породы Туркестанского хребта были отмечены в 1880 г. И. В. Мушкетовым, а уникальные сиениты гор Кызыл-Омпул получили известность по описаниям образцов, опубликованным О. О. Баклундом и Д. С. Белянкиным. Больше внимания уделялось тектонике; Д. И. Мушкетовым (1919) выполнены обобщения, подытожившие дореволюционные региональные исследования.

Уверенность в перспективности региона дала В. Н. Веберу основание впервые для Тянь-Шаня подчеркнуть — «настало уже время разведок и определения тех месторождений, которые можно работать» (Вебер, 1913). Справедливость выводов В. Н. Вебера теперь не вызывает сомнений, равно как и значение рекомендаций К. П. Калицкого (1914) по разведке нефтеносных площадей Ферганы.

Второй этап геологических работ в Тянь-Шане, начавшийся после Октябрьской революции, до 1928 г. характеризовался малыми объемами работ и публикациями ранее собранных сведений (Янишевский, 1918; Преображенский, 1918 и др.). Мелкомасштабная съемка была возобновлена лишь тремя небольшими отрядами — в районе Таласа в 1921—25 гг., в нижнем течении Нарына (маршруты В. Г. Мухина в 1926—28 гг.) и в Туркестанском хребте (А. Марковский). Изредка проводились ревизионные осмотры по заявкам на золото (Машковцев; Рутковский, 1923), свинец (Бездека) и асбест (Меркульев) гидрогеологические (Ланге) и прочие наблюдения. Материалы по ревизии наиболее известных до революции рудных объектов близости от Ферганской впадины — района Тюя-Муюна (Ферман, 1928; Комишан, 1926 и др.), Гавасая (Соседко), Хайдаркана и Сымапа (Щербаков; он же и Соседко) — свидетельствуют о тщетности попыток оценки перспектив без детальной разведки. Только на Кадамдже, благодаря его доступности и мощным выходам богатых руд, с 1928 г. была начата стационарная разведка и строительство рудника.

Впервые необходимость геологического районирования показал Д. В. Наливкин (1926), охарактеризовавший северные и центральные (тяньшаньские) и южные (памирские) горные дуги. В последующих обзорах Д. В. Наливкин (1930а, 1936) подчеркивал геологические и палеогеографические особенности «дуг» как областей с неодинаковой историей развития.

Развитие геологических работ значительно ускорилось после первого в Средней Азии геологического съезда — III Всероссийского (Ташкент, 1928 год). Доклады Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, Д. И. Мушкетова (Труды..., 1930) служили идейными основами для ряда последующих обзоров Тянь-Шаня.

На территории Киргизии с 1930 г. появились отряды геологических организаций, как центральных, так и новых — среднеазиатских. Созданное Средне-Азиатское районное геологоразведочное управление (САРГРУ), вскоре переименованное в трест (САРГРТ), прежде всего форсировало разведки и изучение месторождения угля и нерудного сырья в Южной Киргизии (Шабаров; Кочнев, Кузичкина; Сикстель, 1937; Чистяков). Прирос запасов угля позволил заложить вместо кустарных дореволюционных предприятий шахты в Сулюкте, Кызыл-Кия, Кок-Янгаке и Таш-Кумыре. Поисками отряды САРГРТ охватывали

также и Северную Киргизию, где ими открыты десятки новых рудопроявлений (Бирюков; Висьневский; Глотов, 1934; Голубин; Дорошенко, 1935; Евфименко; Каленов; Лебедев; Наследов, Петросянц, 1935; Пояркова, 1935; Пуркин; Сикстель, Толчинская).

В начале тридцатых годов в Киргизской ССР вырисовалась перспективность Туркестано-Алайской горной цепи, что было обусловлено исследованиями Таджикско-Памирской экспедиции (ТПЭ). Главенствующую роль ТПЭ обеспечило участие в ее работах виднейших геологов АН СССР и ЦНИГРИ, а также регулярные обобщения и публикации материалов в ежегодных «Трудах» (издавались по 1936 г.). В них ряд статей по киргизским объектам опубликовали: Б. А. Борнеман, Ф. И. Вольфсон, Н. В. Ионин, В. А. Калужный, И. С. Коновалов, В. М. Крейтер и В. И. Смирнов, А. В. Москвин, А. П. Марковский, А. В. Пейве, Ф. Д. Полкопин, В. Э. Поярков, Н. М. Прокопенко, А. Ф. Соседко, М. Ф. Стрелкин, А. Е. Ферсман, Д. И. Щербаков. Целиком посвящены Киргизии отдельные выпуски трудов ТПЭ (№ 1, 1 (2), 3 (13), 51, 54, 62, 83, 97, 98); там же помещены геологические очерки важных районов: Алая (Никитин, 1936; Марковский, 1936а), Центрального Тянь-Шаня (Шульц и Некрасова, 1936), петрографические очерки (Москвин и Сауков, 1931; Гаврусевич; Москвин, 1932), а также первый региональный геохимический обзор (Щербаков, 1931). Параллельно с ТПЭ по центральным и северным районам Тянь-Шаня проведены маршрутные обследования Киргизской комплексной экспедицией СОПС АН СССР; результаты их изложены в «Материалах по геологии и геохимии Тянь-Шаня» (1931, 1933, 1935). Ряд аналитических данных и описаний минералов из этих сборников не утратили значения до сих пор.

Среди главных проблем региональной геологии Тянь-Шаня в период 1931—1938 гг. обсуждались преимущественно тектонические. В. А. Николаев (1933) впервые охарактеризовал переход от каледонид Северной области Тянь-Шаня к герцинидам Южной, подчеркнув роль тектонических швов между ними, названных «важнейшей структурной линией Тянь-Шаня». Некоторые данные по геологии Киргизии были суммированы в докладах П. А. Грюше, В. Г. Мухина, В. А. Николаева, Н. В. Шабарова, С. С. Шульца на XVII сессии МГК в 1937 г. (Труды..., 1939). Лишь к 1938 г. четко оформились различные позиции геологического районирования Тянь-Шаня, которому наряду с указанными трудами В. А. Николаева посвящены статья А. В. Пейве (1938) и монография В. И. Попова. Следуя Д. В. Наливкину, А. В. Пейве указывал на отсутствие резких границ между областями, связанное с возникновением в разное время центральных зон складчатости, от которых постепенно разрастаются складки; отмечено разграничение Северного и Южного Тянь-Шаня промежуточной зоной незавершенной складчатости — Ферганской депрессией, а также большое развитие виргаций или пучков складок, между которыми располагаются молодые впадины. Эти выводы были поддержаны Н. С. Шатским (1938).

Радикальное решение проблемы комплексных геологических исследований и разведок в Киргизии было обеспечено созданием в конце 1938 г. Киргизского геологического управления в г. Фрунзе. Сосредоточение сил на месте работ позволило форсированно развивать три направления: а) региональную съемку, б) тематические обобщения, в) разведку известных и вновь открытых перспективных месторождений. В итоге к 1941 г. была завершена мелкомасштабная геологическая съемка Киргизской ССР.

Большое значение имели работы 1944 гг. В. А. Николаев, базируясь на разработанной им схеме периодического развития структур-

но-фациальных элементов мобильных поясов земной коры, охарактеризовал значение и особенности каледонских и более древних структур Северного Тянь-Шаня. В. И. Смирнов проанализировал образование различных типов гидротермальных месторождений Тянь-Шаня в связи с эволюцией магмы. Опираясь на положение о том, что в Тянь-Шане названные месторождения генерированы главным образом герцинскими интрузиями, он наметил три группы, отвечающие начальным, средним и конечным стадиям дифференциации магмы (ранне-, средне- и поздне-термальные месторождения) и охарактеризовал 10 главных рудных районов.

Третий этап геологических работ, отвечающий годам Отечественной войны, оказался первым и наиболее ответственным испытанием местной геологической службы. Его результаты в значительной мере остались в тени из-за отсутствия публикаций. Краткая заметка Л. А. Нечаева (1945) засвидетельствовала, насколько возросло в военные годы чувство ответственности геологов и их стремление прежде всего выявить те источники сырья, стройматериалов и местного топлива, которые могли бы сразу обрабатываться. Так, В. Н. Гаврилова и К. Я. Михайлов, А. Е. Довжиков и Г. Ф. Шендерей с помощью местных жителей открыли новые месторождения для старательской (позднее — государственной) добычи. Главным достижением военных лет было обеспечение новыми источниками сырья ртутной промышленности, партиями Геологического управления (А. Б. Габелко, М. А. Новиков, Д. П. Резвой, Е. В. Свешникова, С. И. Сивериков, П. Н. Соколов, В. Т. Сургай и др.) и разведчиками треста «Средазцветметразведка» во главе с В. Э. Поярковым, О. А. Манучарянцем и В. П. Федорчуком. Большой вклад в обеспечение добычи редкометалльных руд в годы войны сделали П. И. Брайко, В. И. Смирнов, Д. Н. Казанли, В. И. Ободов, Е. К. Павлюкович, А. К. Поляков, Л. З. Шавшукова и др. В. Н. Котляр, А. П. Марковский, Б. П. Марковский, О. И. Некрасова, В. Н. Огнев, Н. М. Синицын, П. К. Чихачев, С. С. Шульц, С. В. Эпштейн, Д. И. Яковлев к 1943 г. подготовили первую сводную геологическую карту Киргизской ССР, изданную под редакцией А. П. Марковского. Геофизические методы поисков заняли должное место в те же годы (Б. С. Айдаркин, И. И. Велюц, В. Д. Жерносеков, Н. П. Староватов, Е. Ю. Фукс и др.).

В 1943 г. был создан Киргизский филиал АН СССР, при котором был образован Институт геологии.

Четвертый этап (1946—1970 гг.) истории геологического исследования Киргизской ССР включает два несколько различающихся периода, связанных постепенным переходом: 1) период составления среднемасштабной геологической карты, с попутными поисками по всей территории республики (завершился в 1958—1960 гг.); 2) период развития комплексных поисково-съёмочных работ детальных масштабов, а также усиления региональных и специальных тематических исследований.

Основными исполнителями съёмки были геологи Киргизского геологического управления: Г. Л. Бельговский, И. И. Бессонов, В. Г. Буров, А. Е. Довжиков, Т. А. Додонова, Ю. В. Жуков, И. Л. Захаров, Е. И. Зубцов, Н. В. Иванов, М. Б. Иванов, В. И. Кнауф, М. М. Кухтиков, А. Г. Ласовский, А. А. Луйк, Л. Н. Мозолев, К. Д. Помазков, М. М. Пуркин, В. М. Рожанец, М. А. Стронин, Л. И. Турбин, Ю. Н. Хмелев, Д. М. Шендерович. Вторую значительную группу исполнителей составили геологи Всесоюзного Аэрогеологического треста; Алайскую группу возглавлял Д. П. Резвой (1959), основными составителями карт являлись Г. И. Биличева, О. И. Богущ, Л. Б. Вонгаз, В. Н. Гаврилова,

Д. А. Казимиров, Ю. Я. Кузнецов, Н. А. Лисицына, В. П. Поникаров, Е. А. Похвистнева, Л. С. Тарасов; в последующих обобщениях участвовали А. В. Артемов, Е. А. Евдокимова, В. В. Козлов, И. А. Марушкин, Л. Т. Протасевич, А. В. Разваляев и др. Таласскую группу возглавлял А. В. Григорьев, среди основных авторов карты отметим В. С. Буртмана, Н. С. Каткову, В. Я. и И. Е. Медведевых, А. Ф. и М. А. Степаненко.

Большой объем тематических работ в пятидесятые годы выполнен партиями Управления геологии Киргизской ССР, Института геологии АН Киргизии, ВСЕГЕИ и других организаций. Вопросами стратиграфии докембрия и палеозоя занимались Г. Л. Бельговский, Л. Н. Белькова, А. Е. Довжиков, Е. И. Зубцов, В. Н. Огнев, В. Г. Королев, Б. В. Поярков и другие. Металлогенические исследования проводились Е. Н. Горечкой и Е. Д. Карповой. В эти годы появились публикации А. Я. Крылова по определению абсолютного возраста изверженных, и частично метаморфических пород Тянь-Шаня калий-аргоновым методом по валовым пробам и монография Л. В. Таусона, посвященная геохимии редких элементов в гранитоидах Северного Тянь-Шаня. Более детально все материалы и публикации рассмотренного периода охарактеризованы в т. 46 «Геологическая изученность СССР» — в выпусках по периодам 1946—1950, 1951—1955 гг. (1966, 1963).

Последнее десятилетие (1961—1970 гг.) в геологическом изучении Киргизии ознаменовалось массовым развитием комплексных поисково-съемочных работ детальных масштабов, выполняемых большим коллективом геологов Управления геологии республики. Детальными поисково-съемочными работами к настоящему времени охвачено около трети территории Киргизии.

Тематические исследования в шестидесятых годах получили дальнейшее развитие. Наряду с продолжением изучения стратиграфии и литологии осадочных комплексов в этот период было уделено большое внимание изучению тектоники, магматических пород и металлогении. Под руководством В. И. Кнауфа и Г. С. Поршнякова проведены работы, позволившие составить тектоническую карту территории Киргизии.

Петрологические исследования на протяжении 50-х и в начале 60-х годов касались отдельных районов. Изучением интрузий и вулканогенных толщ занимались Р. Д. Гаврилин, М. Д. Гесь, Е. Н. Горечкая, Т. А. Додонова, А. Л. Конюк, С. А. Лесков, Б. И. Омеляненко, К. Д. Помазков, Н. Ф. Шинкарев и другие. Работы регионального плана по изучению магматизма были начаты Управлением геологии Киргизской ССР в 1964 г. (Т. А. Додонова, А. Д. Захаров, И. Л. Захаров).

Значительное количество определений абсолютного возраста изверженных пород выполнено М. М. Аракелянц в лаборатории ИГЕМ'а АН СССР.

К 1970 г. было закончено составление ряда специальных карт, а также были опубликованы работы по металлогении. Среди исполнителей упомянутых карт и работ следует отметить В. Г. Бурова, З. Е. Бурыхину, А. И. Денисова, Е. Д. Карпову, В. И. Киселева, Н. К. Маршукову, М. П. Материкова, К. Т. Мустафина, Н. А. Никифорова, А. Б. Павловского, Н. Н. Попкова, А. Т. Почернина, С. Д. Туровского, В. Т. Сургая и др.

В заключение следует констатировать, что общее состояние геологической изученности Киргизской ССР быстро приближается к такому предельному значению, когда для суммирования потребуются специальные машинные методы. Иначе удержать в памяти и рассортировать все сведения по степени их достоверности и взаимосвязи невозможно.

Большинство хребтов Советского Тянь-Шаня сложено породами допалеозойского и палеозойского возраста, а межгорные впадины выполнены мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Исключение составляют только Ферганский и Заалайский хребты, в строении которых складчатые комплексы мезозоя и кайнозоя играют существенную роль.

Палеозойские структуры Тянь-Шаня являются частью Урало-Монгольского складчатого пояса, протягивающегося по обрамлению Восточно-Европейской и Сибирской платформ. Тектоническое положение Тянь-Шаня рассмотрено в статье Н. М. Сеницына и В. М. Сеницына. Согласно тектонической схеме, палеозойские складчатые комплексы Тянь-Шаня на севере ограничены древними структурами Джунгарского, а на юге — Таримского стабильных массивов. Структурной осью Тянь-Шаня является каледонская складчатая система, к северу и югу от которой располагаются соответственно «северные» и «южные» герциниды. На территории Советского Союза «северные герциниды» в значительной мере выходя за пределы орографических границ Тянь-Шаня, распространяясь на смежные равнинные области Казахстана. По данным А. А. Богданова (1965) на границе каледонид Тянь-Шаня и герцинид Казахстана располагается «краевой вулканический пояс», выраженный полосой развития гранитных плутонов, малых интрузий и мощными накоплениями пород порфир-туфовой формации.

Система «южных герцинид», образующая сравнительно узкую полосу в Восточном Тянь-Шане, в пределах советской его части сильно расширяется. «Южные герциниды» представляют здесь внутренние структуры виргирующих и постепенно погружающихся к западу горных хребтов, а также слагают фундамент межгорных впадин. На равнинах Узбекистана и юго-западного Казахстана они слагают складчатый фундамент Туранской плиты эпигерцинской платформы.

Каледонская складчатая система Тянь-Шаня, начинаясь в восточных его районах, протягивается через всю территорию Киргизии в направлении, близком к широтному, затем структуры ее приобретают северо-западное, а в пределах Казахстана и субмеридиональное простирания, прослеживаясь затем в горах Каратау, Улутау и в районе Кокчетова. Граница каледонид и «южных герцинид» представлена системой разломов. Таким образом, Тянь-Шань, взятый в целом, обнаруживает отчетливую зональность, определяющую основные черты его геологического строения.

Зональность геологического строения Тянь-Шаня наиболее наглядно проявляется в его палеозойской структуре; мезозойские и кайнозойские структуры, а также набор осадочных формаций, выполняющих межгорные впадины, отличаются значительно большим однообразием, что указывает на существенные отличия данного этапа развития от более древнего — палеозойского.

Тектоническая зональность Тянь-Шаня впервые была отмечена Д. В. Наливкиным (1926), а затем получила освещение в трудах В. А. Николаева, В. И. Попова, Н. М. Синицына, В. М. Синицына, В. Н. Огнева. Изучению этого вопроса значительное внимание уделено Г. Л. Бельговским, Л. Б. Вонгазом, А. Е. Довжиковым, Е. И. Зубцовым, В. Г. Королевым, В. И. Кнауфом, М. М. Кухтиковым, К. Д. Помазковым, Г. С. Поршняковым, Д. П. Резвым и другими геологами.

В основе принятого тектонического районирования лежит разделение домезозойских сооружений по комплексу признаков: возрасту складчатости, типам разреза и магматизма, морфологии структур. Обособление наиболее крупных подразделений — каледонской Улутау-Северо-Тяньшаньской и герцинской Южно-Тяньшаньской складчатых систем — произведено по возрасту проявления главных фаз складчатости, т. е. тех движений, которыми было обусловлено замыкание прогибов соответствующих геосинклинальных систем и смена собственно геосинклинального режима преимущественного поднятия. Изучение палеозойид Тянь-Шаня показало, что появление складчатых поднятий на территории геосинклинальной системы происходило неодновременно. Структуры разновозрастных поднятий, обладающие единством форм дислокаций и специфическим типом разреза, именуется складчатыми (тектоническими) зонами. Они являются основными единицами приведенной схемы тектонического районирования.

В пределах обширной и сложно построенной складчатой системы Южного Тянь-Шаня выделены группы зон, объединенных сходным характером развития и определенной общностью строения. Это следующие области: Срединный Тянь-Шань, Фергано-Кокшаальская и Чаткало-Кураминская.

Важными элементами региональной структуры Тянь-Шаня являются крупные обломки, глыбы складчатых сооружений предыдущих эпох развития, органически не связанные со структурами вмещающих их складчатых систем. Глыбы древних складчатых комплексов в различной степени переработаны более молодыми движениями, но в целом представляют относительно стабильные участки земной коры, игравшие роль срединных массивов. Особыми знаками на схеме тектонического районирования показаны области развития структур мезозойских и мезокайнозойских наложенных прогибов, а также альпийско-неотектонических межгорных и предгорных впадин, возникших на активизированной эпигерцинской платформе.

К Улутау-Северо-Тяньшаньской складчатой системе относятся каледониды *складчатой области Северного Тянь-Шаня*, распространенные на территории, занятой северными горными цепями Тянь-Шаня, а также в фундаменте межгорных впадин. Они выделяются широкими полями развития осадочных, метаморфических и изверженных пород допалеозойского и нижнепалеозойского возрастов. Средне- и верхнепалеозойские отложения и интрузии имеют относительно небольшое распространение.

Нижний структурный этаж северо-тяньшаньских каледонид сложен различными гнейсами, кристаллическими и амфиболовыми сланцами, и относительно редкими мраморами и амфиболитами. Наиболее крупные поля метаморфических толщ известны в районах Актюза, Борду, Сусамырском и Киргизском хребтах; мелкие выходы их распространены более широко. По данным геофизики значительные массы тяжелых ($\sigma \leq 2,8 \text{ г/см}^3$) повышенной магнитности древних пород присутствуют в фундаменте Чуйской и Иссык-Кульской впадин. Возрастное положение гнейсового комплекса недостаточно ясно. Бесспорен до-

рифейский (досреднерифейский?) возраст метаморфических пород комплекса, поскольку обломки их имеются в толщах, содержащих строматолиты верхнего рифея. Кроме того, рифейские отложения лежат со следами размыва на гранитоидах, прорывающих древние толщи.

Рифейский структурный этаж играет существенную роль в строении рассматриваемой области. От нижележащего он отделен поверхностью структурного несогласия и размыва, являющейся также поверхностью раздела между нижним комплексом глубоко метаморфизованных пород и метагенетически измененных пород рифея. Известно два главных типа разрезов рифейских толщ. В Таласском хребте разрез их, достигающий 7000 м мощности, полностью сложен осадочными породами: мелкогалечными конгломератами, песчаниками, филлитовыми и известковыми сланцами, алевролитами, известняками. Венчают разрез позднего докембрия конгломераты, пестроцветные кремнистые и алевроитовые сланцы и туфы венда. На всей остальной территории Северного Тянь-Шаня мощность рифейских толщ достигает 8000—10 000 м. Здесь также преобладают осадочные толщи филлитов, песчаников, кварцитов, карбонатных пород, среди которых имеются и свиты порфиритоидов; на долю последних приходится около одной пятой суммарной мощности разреза. В отличие от таласских, разрезы рассматриваемой группы существенно изменяются от места к месту как по величинам мощностей, так и характеру строения.

В истории формирования допалеозойских структур известны лишь послераннепротерозойский и байкальский этапы ее становления. В течение первого была создана сложная структура кристаллического фундамента, сохранившаяся только в отдельных глыбах и поэтому практически не поддающаяся общей реконструкции. Байкальские геосинклинального типа складчатые структуры имеют значительное распространение. Окончание их становления отмечено появлением пестроцветных и сероцветных молассоидных толщ в разрезах вендских отложений Таласского хребта и прилегающих районов Срединного Тянь-Шаня, угловыми несогласиями и трансгрессивным характером залегания толщ вышележащего, каледонского структурного этажа. Вероятно, что в среднем протерозое, раннем и среднем рифее складчатость проявлялась неоднократно. Однако уверенно выделить сейчас соответствующие структурные комплексы пока невозможно.

Среди докембрийских интрузий наибольшие площади занимают массивы гранитоидов, иногда гнейсовидной текстуры (хр. Кунгей-Алатау); ультрабазиты и габброиды слагают редкие небольшие тела. Вероятно, многие интрузии докембрийского возраста остаются пока неотделенными от нижнепалеозойских. Одной из интересных особенностей нижнего метаморфического комплекса является наличие в нем эклогитов (Макбал, Актюз).

Мощные и разнообразные по составу, строению разрезов и характеру дислокаций толщи каледонского структурного этажа повсеместно отделены от докембрийских поверхностью регионально несогласия и перерыва. Выявлены заметные различия во взаимоотношениях байкальского складчатого основания с нижнепалеозойскими структурными комплексами.

В Таласо-Каратауской зоне байкальское основание в раннем палеозое испытало общее умеренное погружение и здесь накопилась толща карбонатных пород общей мощностью около 2000 м (бешташская свита). В конце среднего ордовика Таласо-Каратауский прогиб прекратил свое существование, а известняки бешташской свиты были смяты в простые, нередко куполовидные, складки. Возникшие при этом значительные угловые несогласия между докембрийскими и нижнепа-

леозойскими толщами наблюдаются на фоне сходного в целом простиранья главных элементов разновозрастных структур. Поэтому в основном структура зоны рассматривается как байкальская, подвергшаяся значительной переработке каледонскими движениями.

Вне пределов Каратау-Таласской миогеосинклинальной зоны, в Северо-Киргизском эвгеосинклинальном прогибе, байкальское и более древнее основание в начале каледонской эпохи испытали глубокое погружение, превратившись в днища геосинклинальных прогибов. Другие крупные обломки допалеозойских структур в дальнейшей истории выступали в качестве устойчивых, относительно приподнятых глыб, разделявших новообразованные геосинклинальные прогибы (Заилийский и Иссык-Кульский срединные массивы). Выявляются также умеренно погружавшиеся глыбы, составлявшие основание неглубоких с маломощным осадочно-вулканогенным заполнением эпибайкальских прогибов (например, Агалатасского). Цепочка относительно поднятых блоков основания существовала очевидно вдоль южной границы Северного Тянь-Шаня и по северному обрамлению Таласо-Каратауской миогеосинклинали.

В основании геосинклинальных прогибов залегают продукты вулканических излияний основного состава — спилиты, диабазы, их туфы — возраст которых считается раннекембрийским. Мощность их в Киргизско-Терской прогибе достигает 2000—3000 м, в других прогибах — до 1000 м, а в краевых частях срединных массивов — первые сотни метров. Выше залегают своеобразные вулканогенно-осадочные и осадочные толщи, содержащие местами окаменелости среднего кембрия — низов нижнего ордовика. Среди них, помимо вулканокластических пород (базальт-андезитовой формации) весьма широко представлены характерные грубые, глыбовые известняковые конгломераты, зелено-серые и красноцветные полимиктовые и вулканомиктовые песчаники, алевролиты, ассоциирующие местами с кремнистыми сланцами и массивами известняковых рифов. Последние тяготеют к краям срединных массивов, районам развития относительно приподнятых глыб фундамента. Наличие среди кембро-ордовикских отложений грубообломочных осадков, полимиктовый их состав, присутствие оползневых текстур, широкое развитие рифов — все это свидетельства высокой подвижности и начала дифференциации в эвгеосинклинальных прогибах Северного Тянь-Шаня.

В начале аренигского века появились первые морфологически выраженные складчатые поднятия. Наиболее значительные из них представили антиклинории Киргизско-Терской раннекаледонской складчатой зоны. Появление раннекаледонских поднятий привело к усложнению общей обстановки осадконакопления, обособлению частных прогибов (Джергаланский, Карабалтинский) и появлению новых районов седиментации, частично охвативших и бывшие поднятия (Сусамыро-Долонский прогиб). Широко распространенные в прогибах толщи среднего ордовика имеют преимущественно песчано-сланцевый состав, часто построены по типу флиша; мощность их порядка 2000—2500 м. Вулканогенный материал в виде покровов андезитов и соответствующих пирокластов в ощутимых количествах присутствует в разрезах рубцового Чилико-Кеминского эвгеосинклинального трога в разрезах Сусамыро-Долонской зоны.

Нижнепалеозойские осадки геосинклинальных прогибов венчаются характерными красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами верхнего ордовика, а местами и нижнего силура. В краевых частях Иссык-Кульского массива и в Агалатасском прогибе маломощный (сотни метров) средний ордовик представлен песчаниками и слан-

цами с прослоями известняков. В удалении от краев массива, а также в пределах раннекаледонских поднятий, к этому возрасту относятся андезиты, дациты, плагиопорфиры (Шыргый, Айколь) мощностью от 100 до 1000 м. Вулканогенно-осадочный состав ордовикские толщи имеют и там, где они лежат на относительно опущенных блоках Зайлийского массива.

Отложение континентальных красноцветов позднего ордовика — раннего силура происходило в остаточных прогибах, развивавшихся на фоне общего поднятия региона; смятием их в складки отмечены проявления позднекаледонских фаз тектонических движений, завершивших собственно геосинклинальный этап развития каледонид Северного Тянь-Шаня.

Интрузивная деятельность каледонской эпохи изучена в рассматриваемой области еще недостаточно полно. Со среднекембрийскими излияниями здесь условно связывают формирование небольших тел основного и ультраосновного состава. Главное же значение имеют интрузии гранитоидной магмы, становление которых отвечало времени проявления восходящих движений. Раннекаледонским поднятиям синхронны интрузивные тела диоритов, гранодиоритов, кварцевых монцититов. Огромные плутоны гранитоидов позднеордовикского — раннесилурийского возраста формировались одновременно с ростом позднекаледонских поднятий (и поднятий срединных массивов), с которыми они связаны и пространственно. Ряд плутонических тел имеет линзообразную и грибообразную формы. Подошва их лежит на глубинах 10—15 км, а «ножки грибов» тяготеют к межзональным разломам и краевым разломам срединных массивов.

Смятые в складки и прорванные интрузиями нижнепалеозойские отложения отделены поверхностью крупного регионального несогласия и размыта от вышележащих образований эпикаледонского орогенного структурного этажа. В составе последнего можно наметить три яруса — подэтажа. Нижний из них образуют ниже-среднедевонские (возможно, местами и верхнесилурийские) андезиты и особенно широко развитые толщи кварцевых порфиров и туфов, кое-где ассоциирующие с красноцветными песчаниками. Средний ярус представляет собой мощные свиты осадочных пород верхнедевонского — нижнекаменноугольного возраста. Строение разрезов их зависит от структурной обстановки. В эпикаледонских периферических прогибах — по южной окраине каледонид, это преимущественно карбонат-терригенные прибрежно-морские толщи; в прогибах внутренних частей каледонской складчатой области преобладают красноцветные обломочные континентальные толщи с редкими пластами морских известняков. Верхний структурный ярус образуют красноцветные и сероцветные песчано-глинистые, реже более грубообломочные континентальные отложения, а также свиты вулканогенных пород (андезиты, трахиандезиты) среднего карбона — перми. При этом в прогибах внутреннего типа заметное место принадлежит темным и зеленовато-серым озерным песчано-глинистым осадкам с растительным детритом, а в прогибах периферических — лагунным, гипсоносным и соленосным отложениям.

Суммарная мощность эпикаледонского структурного этажа обычно лежит в пределах от нескольких сотен метров до 3—4 км, достигая максимальной величины (6000—7000 м) в Восточно-Киргизском прогибе. Для него в целом характерны простые складчато-глыбовые формы дислокаций. В Сонкульском периферическом прогибе, где широко развиты гипсоносные отложения, структура их значительно более сложная — складчато-чешуйчатая, переходящая на отдельных участках в покровную.

Интрузии орогенного периода развития в Северном Тянь-Шане образуют сравнительно небольшие тела. Наиболее ранние из них, гранитоидные по составу связаны с девонскими излияниями, входя в состав соответствующих вулканоплутонических комплексов. Среди верхнепалеозойских интрузий выделяются массивы габбро-монзонитов, щелочных сиенитов и сиенитов, а также наиболее поздних гранофиоров и аляскиитов.

В Северном Тянь-Шане известны месторождения и рудопоявления полиметаллов, меди, олова, золота, молибдена и других редких металлов. Промышленное значение имеют полиметаллические и редкометальные месторождения, связанные с поздним магматизмом орогенного этапа. Значительные запасы арсенопирита и серного колчедана заключены в неэксплуатируемых месторождениях горного обрамления Таласской впадины.

Складчатые сооружения Южно-Тяньшаньской системы имеют длительную и сложную историю становления, но ведущее значение среди них принадлежит герцинским складчатым комплексам. Южно-Тяньшаньские структуры в виде гигантской слабо выпуклой к югу дуги опоясывают каледониды Северного Тянь-Шаня. Границей между ними на всем протяжении служит система глубинных разломов — важнейшая (главная) структурная линия Тянь-Шаня В. А. Николаева (1933, 1953) или Терской-Каратауские разломы по А. В. Пейве. Глубинные разломы ограничивают эту систему с юга и юго-востока, отделяя ее от Таримского и Южно-Гиссарского массивов и сооружений Памир-Кульнуньской складчатой системы.

Крупные части Южно-Тяньшаньской системы отличались автономностью развития, что позволяет, как уже указывалось, обособлять в ее пределах однотипно построенные местные складчатые области.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня располагается в северной периферической части Южно-Тяньшаньской системы. Необходимость ее обособления была аргументирована в работах В. А. Николаева (1933, 1953) и особенно В. И. Попова. В дальнейшем изложении Срединный Тянь-Шань понимается в объеме Чаткало-Нарынской зоны В. А. Николаева.

Своеобразие геологического строения Срединного Тянь-Шаня обусловлено тем, что в раннем палеозое (а также, вероятно, в позднем рифее — венде) его территория по характеру развития представляла собой периферию каледонской геосинклинальной системы Северного Тянь-Шаня и входила в силурийское поднятие. В течение среднего и позднего палеозоя она была поглощена прогибом и составила периферию Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали. Поэтому в строении Срединного Тянь-Шаня нашли отражение события, имевшие место в соседних геосинклиналях.

Другим, важным для понимания геологии Срединного Тянь-Шаня, обстоятельством является относительно неглубокое залегание гнейсового фундамента. Гнейсы, кристаллические сланцы, амфиболиты, мраморы, составляющие древнее основание срединного Тянь-Шаня, практически не отличимы от аналогичных толщ Северного Тянь-Шаня ни по составу, ни по положению в разрезе. Как и на севере, они прорваны древними разновозрастными интрузиями, среди которых преобладают гранитоиды, мелкие тела основных пород, представляющих габбро-диабазовую формацию, очень редки. Выходы дорифейского гнейсового комплекса имеются в долине Сарыджаза, верховьях Нарына, в Кокирим-Тау, верховьях Чаткала. Наиболее значительный из них — Сарыджазский — представляет крупный блок, в пределах которого развит

очень просто дислоцированный маломощный (около 2500—2000 м) покров отложений верхнего докембрия и нижнего палеозоя.

Гнейсовое основание в ряде мест перекрыто толщей кислых эффузивов, условно относимых к верхнему рифею. Нередко непосредственно на этом основании лежит верхний структурный этаж — вендско-нижнепалеозойский, общая мощность которого около 4000—5000 м. Нижняя, допалеозойская, его часть сложена песчаниками, сланцами, тилитоподобными конгломератами, которые могут рассматриваться в качестве толщи моласс, синхронной байкальской складчатости и поднятиям в Северном Тянь-Шане. Углисто-кремнистые, глинисто-кремнистые и глинистые сланцы, включающие местами пачки известняков и доломитов, представляют осадки кембрия — нижнего ордовика. Их можно рассматривать в качестве представителей удаленной кремнистой формации, развивавшейся параллельно со спилито-диабазовой формацией Северного Тянь-Шаня. Заканчивают разрез нижнего палеозоя песчано-сланцевые флишеидные толщи среднего — верхнего ордовика. Достоверно установленные терригенные морские отложения силура (нижнего) имеются только на крайнем юге области в Чаткальском хребте, а предположительно к силуру относят зелено-серые континентальные песчаники в хр. Кокирим-Тау.

Толщи верхнего докембрия — нижнего палеозоя во всем Срединном Тянь-Шане отделены от вышележащих значительным перерывом в осадконакоплении, а разделяющая их поверхность является и поверхностью в различной степени выраженного углового несогласия. Движения каледонской эпохи здесь проявились одновременно с движениями в Северном Тянь-Шане. Главным результатом их было общее поднятие, которое только в пределах Джетымтауского и Кокиримского прогибов сопровождалось относительно слабой складчатостью.

Орогенный комплекс здесь менее полный и представительный чем в Северном Тянь-Шане. Его слагают немногочисленные фрагментарные покровы андезито-дацитовых лав (Чаткальский и Сарыджазский хребты) и весьма характерные красноцветные песчаники средне-позднедевонского возраста (тюлькубашская свита).

В конце девона и раннем карбоне опускания охватывают весь Срединный Тянь-Шань, за исключением Сарыджазского блока и дальнейшее развитие его происходит под воздействием событий в Фергано-Кокшаальской герцинской геосинклинали. Повсеместно в пределах области погружения формируется трансгрессивная серия карбонатных осадков, мощность которых достигает 2000—5000 м. Поднятия и складчатость в конце раннего — начале среднего карбона охватили значительную часть этой области. В это время появились своеобразные комплексы линейно-куполовидных и брахиморфных складок Чаткальской и Кавакской тектонических зон.

Осадконакопление во второй половине среднего карбона — ранней перми локализуется в отдельных прогибах (Джамандаванский), где происходит отложение обломочной флише — молассовой толщи 3000—4000 м мощностью. Обломочный материал, сносимый с более ранних поднятий Чаткальской и Кавакской зон, помимо Джамандаванского прогиба частично поступал и в прогибы соседних областей (Сонкульский, Турдукский). Складкообразованием в пределах Джамандаванской зоны практически заканчивается история возникновения палеозойских структур Срединного Тянь-Шаня.

С конца позднего докембрия и до конца палеозоя Срединный Тянь-Шань развивался по типу миогеосинклиналей, что, кроме характерного набора осадочных формаций, находит подтверждение и в скромных масштабах магматических проявлений. Из них наиболь-

шее значение имеют массивы гранитоидов предполагаемого средне-каменноугольного возраста. Отмечаются также массивы, представляющие габбро-монзонит-сиенитовую формацию средне-позднекаменноугольного возраста и пермскую аляскитовую.

Металлогенетическая специализация Срединного Тянь-Шаня определяется прежде всего наличием бедных, но крупных по запасам, магнетито-гематитовых руд в осадках венда и ванадиеносных с молибденом углисто-кремнистых сланцев нижнего палеозоя. В Чаткальской зоне известны позднепалеозойские скарновые медно-золотые месторождения, а также проявления и небольшие месторождения вольфрама, золота, полиметаллов в скарнах и жилах. В известняках и доломитах нижнего карбона Кавакской зоны заключены многочисленные, но сравнительно небольшие проявления полиметаллических руд, генезис которых является предметом дискуссий.

Южная граница Срединного Тянь-Шаня на всем протяжении совпадает с зонами глубинных (Чаткало-Нарынских, по Е. И. Зубцову, 1956а) разломов. Граница имеет сложную конфигурацию, обусловленную неоднократным сопряжением разломов северо-западного и северо-восточного простираний (приложение 1, см. Атбаши — Иныльчекский, Ферганский, Кассанский разломы). По данным отдельных геофизических пересечений (работы Н. К. Булина, А. Н. Лобанченко) и результатам интерпретации материалов землетрясений (Крестников, Нерсисов, 1962), перечисленные разломы проникают в верхнюю мантию.

К югу от системы упомянутых разломов, на юго-западе Киргизии, располагаются складчатые сооружения *Чаткало-Кураминской области*. В бассейне р. Кассан известны выходы гранатово-слюдяных сланцев, мраморов и амфиболитов, которые помещаются то в нижний палеозой, то в допалеозой. Факты, собранные в последние годы, заставляют принять в качестве наиболее достоверного предположение о докембрийском возрасте кассанского комплекса метаморфических пород. Положение его в пределах стратиграфической колонки допалеозойских отложений остается спорным.

Нижнепалеозойские отложения достоверно установлены только на северной (долина р. Терс) и южной (Моголтау) окраинах рассматриваемой области. В долине р. Терс Г. И. Макарычевым (1964) описана толща конгломератов, песчаников и алевролитов значительной (более 3000 м) мощности, содержащая граптолиты нижнего — среднего ордовика. Основание разреза здесь не вскрыто, но нижняя, немая часть его (около 2000 м), подстилающая слои с граптолитами ордовика, не содержит горизонтов углисто-кремнистых и карбонатных пород, столь типичных для кембрия Срединного Тянь-Шаня. Нижнепалеозойские толщи здесь целиком терригенные. В Моголтау нижнепалеозойские филлиты и песчаники залегают с угловым и азимутальным несогласием на рифейских слюдяных сланцах и кварцитах (Макарычев, Павлова, 1967). Выходы аналогичных метاپород довольно широко распространены в Кураминских горах, где они часто относятся к силуру; то же следует сказать и о некоторых интрузиях гранитоидов, рвущих метаморфические толщи и перекрытых среднепалеозойскими отложениями.

Размещение выходов допалеозойских и нижнепалеозойских толщ и характерный терригенный состав последних подтверждают уже давно высказанную В. А. Николаевым и Н. М. Синициным точку зрения о геоантиклинальном «позитивном» характере развития Чаткало-Кураминской области в раннем палеозое.

Отложения нижнего силура представлены толщей сланцев, содержащих прослой и линзы известняков и покровы андезитовых и андезит-дацитовых лав и туфов. Основание разреза нижнесилурийских

осадков нигде не вскрыто, наиболее вероятно налегание их непосредственно на докембрий. В долине Сумсара, где находится самое крупное поле выходов нижнего силура, отложения его образуют простую брахиморфную антиклиналь. Каледонскими движениями в Чаткало-Кураминской области обусловлен позднесилурийский перерыв в осадконакоплении. На эродированную поверхность нижнесилурийских и более древних толщ наложен орогенный комплекс девона, несколько напоминающий аналогичные образования Срединного Тянь-Шаня. Его начинают нижнедевонские — эйфельские лавы, туфы и вулканомиктовые песчаники наземной андезит-дацит — липаритовой формации. Мощность вулканогенных пород резко меняется — от десятков метров до 1000—1300 м. Верхняя половина девона (вплоть до низов фамена) представлена карбонатно-терригенными осадками, среди которых, особенно по северной окраине области, много пачек красноцветных, пестроцветных и гипсоносных пород. Карбонатно-терригенная формация имеет изменчивый состав, вплоть до полного замещения известняками (гора Бозбутау), и мощность (от нескольких метров на Кассане до 3000 м в р-не оз. Сарычелек). В данном регионе она замещает формацию древнего красного песчаника — тюлькубашскую свиту — Срединного Тянь-Шаня.

Вулканогенные и осадочные формации девона сменяет карбонатная формация фамена — нижнего карбона, возникшая в условиях общего погружения, охватившего во время ее образования всю геосинклинальную систему Южного Тянь-Шаня. Мощность толщи известняков и доломитов фамена — нижнего карбона изменчива и местами достигает 2000 м и более.

Намюрско-верхнепалеозойские (а местами, возможно, и нижнетриасовые) отложения в рассматриваемой области весьма изменчивы по мощности, составу, строению и стратиграфической полноте разрезов. В районах Кассана, Бозбутау и на юго-восточном склоне Чаткальского хребта толщи рассматриваемого возраста преимущественно терригенные, в меньшей мере карбонатно-терригенные, представляют флише-молассовый комплекс. Их мощности и стратиграфическая полнота разрезов непостоянны. В составе обычно отсутствуют осадки верхнего карбона, значительны пробелы в колонках среднего карбона. В связи с этим верхний палеозой ложится на более древние толщи различными стратиграфическими горизонтами. Эффузивы в составе верхнего палеозоя появляются только на юге упомянутого района, в бассейнах Кассансая, Сумсара, Гавасая. Здесь вулканогенные породы, представляющие дацит-андезитовую формацию, наблюдаются в верхах нижнего — низах среднего карбона, а сложный комплекс пород андезит-дацит-липаритовой формации в долине Кассансая непосредственно замещает пермскую терригенную молассу.

Еще далее к югу и юго-западу, практически уже за пределами Киргизии, в Кураминских горах верхний палеозой представляет мощная серия (7000—8000 м) весьма разнообразных эффузивных, пирокластических и связанных с ними интрузивных пород, формирование которых, по мнению узбекских геологов, закончилось в пермо-триасе (Васильковский, 1952; Абдуллаев и др., 1958). Следы позднепалеозойского вулканизма позволяют выделить в пределах Чаткало-Кураминской области специфическую Кураминскую позднегердинскую вулканогенную зону.

Структура рассматриваемой части Чаткало-Кураминской области складчато-глыбовая. Здесь широко развиты грабен-синклинали, горст-антиклинали. Характер структур и формаций, изменчивость мощностей и стратиграфического объема разрезов палеозойских отложений, нали-

чие выступов древнего фундамента свидетельствуют о длительном геантиклинальном характере развития Чаткало-Кураминской области. Ее можно представлять в качестве древнего устойчивого массива, испытывавшего погружения, вызывавшие появление геосинклинального режима.

Интрузивный магматизм в Чаткало-Кураминской области многоэтапен и во времени связан с импульсами ее воздымания. Среди интрузивов преобладают герциновые магматические тела, представляющие главным образом различные формации гранитоидного ряда. Для наиболее поздних палеозойских магматических проявлений характерны вулканоплутонические ассоциации.

С вулканическими и поствулканическими процессами в рассматриваемой области связано возникновение многочисленных проявлений руд золота, полиметаллов, редких металлов. Промышленное значение имеют руды сурьмы и свинца.

Герцины *Фергано-Кокшаальской складчатой области* обнажены в хребтах системы Туркестано-Алая, Ферганском, Атбашинском, Джангджирском, Иныльчекском, Кокшаальском, Майдантагском. В их строении преобладают отложения среднего и верхнего палеозоя, а отложения нижнего палеозоя имеют очень незначительное развитие; выходы докембрия единичны.

К докембрийским образованиям с некоторой долей условности отнесена толща слюдяных сланцев, гнейсов и мраморов, северного склона и приосевой части Атбашинского хребта. Возможно, к докембрию принадлежат филлиты и зеленые сланцы майлисуйской свиты и ее аналогов в районе гор. Баубашата. По данным геофизических съемок и профилирования гнейсовый фундамент в пределах Фергано-Кокшаальской области залегает на глубине 5—10 км.

Выходы нижнепалеозойских отложений в рассматриваемой области известны только в южном и восточном горном обрамлении Ферганы. Во всех выходах нижнепалеозойские отложения имеют малые (первые сотни метров) мощности. Среди них преобладают битуминоидные известняки, доломиты, глинистые, реже кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы и алевролиты, песчаники. Изредка встречаются горизонты эффузивов среднего состава (Алайский хр.). Малые мощности и довольно устойчивый фациальный состав осадков предполагают существование здесь платформы в раннем палеозое (Королев, 1957; Огнев) и свидетельствуют о тектоническом режиме «типа подвижных платформ» (Синицын, 1960). Однако выходы нижнепалеозойских толщ имеются только в пределах сравнительно ограниченной территории, которая, возможно, характеризовалась специфическими условиями развития.

Отложения силура, из которых обнажены преимущественно осадки верхнего отдела, весьма типичны для Фергано-Кокшаальской области. Среди них доминируют граптолитовые сланцевые и песчано-сланцевые толщи. Эффузивные и пирокластические породы кератофир-спилит-диабазовой формации известны в Ферганском и Кокшаальском хребтах. Относительная устойчивость состава осадков свидетельствует о слабой дифференциации области прогиба и осадконакопления, имевшей место приблизительно до середины лудлова. С позднего лудлова началась заметная дифференциация прогибов, вызвавшая появление большего разнообразия типов разрезов. В частности, в ряде районов сланцевые и песчано-сланцевые толщи замещаются карбонатными и эффузивными.

Разрезы девонских отложений значительно разнообразнее силурийских. Нижний девон представлен карбонатными или терригенными

толщами, а в некоторых районах Алая (зоны Араванская, Высоких предгорий) и Ферганского хребта к этому возрасту относятся свиты основных и средних эффузивов. Еще на стадии общего погружения Фергано-Кокшаальской геосинклинали, примерно в середине девона (иногда конце девона — начале раннего карбона) появились внутри-геосинклинальные поднятия, составившие основу длительно развивавшихся антиклинорий Зеравшанской, Кугартской, Чатыркульской и Иныльчекской раннегерцинских складчатых зон. В их пределах в дальнейшем седиментация либо не происходила, либо возникали относительно маломощные покровы специфического состава (карбонатно-терригенные, эффузивные), отличные от толщ одновременно формировавшихся в соседних прогибах (например, западное окончание Иныльчекской зоны).

Отложения второй половины девона и нижнего карбона обнаруживают еще большее разнообразие типов разрезов. Среди них в качестве основных могут быть указаны карбонатные, вулканогенные, терригенные типы, часто связанные между собой взаимными переходами. Терригенные (карбонатно-терригенные, кремнисто-карбонатно-терригенные) разрезы имеют преимущественное развитие в Кокшаальской, Майдантагской, Яссинской, Восточно-Алайской зонах, но встречаются и в других районах, занимая тот или иной стратиграфический уровень в пределах указанного интервала (Зеравшанская зона, Южноферганская зона и др.). Карбонатные и вулканогенно-карбонатные разрезы в общем тяготеют к северной периферической части Фергано-Кокшаальской области. Эффузивы наиболее развиты в составе живетских накоплений Джангджирского и Ферганского хребтов, где они представляют своеобразную трахибазальт-трахиандезитовую формацию. В западной части Ферганского хребта эффузивная, андезит-базальтовая формация, по данным Л. И. Турбина, появляется в разрезах намюрского — нижнебашкирского ярусов.

Мощности девонско-нижекаменноугольных толщ изменяются в широких пределах, составляя в среднем около 2500—3000 м. Минимальные значения их отмечаются в кремнисто-карбонатно-терригенных разрезах (например, в Майдантагской зоне), где они не превышают первых сотен метров.

Конец раннего — начало среднего карбона являлось временем напряженных и важных для формирования структур данной области тектонических движений. В этот промежуток времени появились геоморфологически выраженные поднятия среднегерцинских тектонических зон: Восточно-Алайской, Зеравшанской, Высоких предгорий Алая, Араванской, Баубашатинской, Джангджирской. Продукты разрушения вновь образованных поднятий в позднем палеозое заполняли разделяемые ими флише-молассовые прогибы. В разрезах последних возникли мощные флишеидные континентально-морские толщи. Верхняя грубо-обломочная моласса для Фергано-Кокшаальской области не типична. Наиболее отчетливые следы ее можно обнаружить в Карачатырской, Сурметашской, Турдукской зонах, где разрезы палеозоя местами венчают верхнекарбоновые — нижнепермские красцветные конгломераты. Мощность флише-молассовых толщ составляют 3000—4000 м, достигая 6000—7000 м в Карачатырской, Турдукской зонах. Вулканогенные продукты в составе молассового комплекса встречаются очень редко.

Замыкание поздних геосинклинальных прогибов Фергано-Кокшаальской области и формирование структур позднегерцинских (Гульчинско-Сурметашской, Туркестанской, Карачатырской, Яссинской, Тур-

дукской, Майдантагской, Кокшаальской) складчатых зон произошло в перми.

Интрузивный магматизм в Фергано-Кокшаальской области проявился в сравнительно умеренных масштабах. Массивы глубинных пород по своим размерам далеко уступают тем, что развиты в Северном Тянь-Шане. Наиболее крупные, из них по площади выходов едва достигают 400—500 км². Нередко обнаруживается приуроченность плутонических тел к разломам, сводам крупных антиклинальных структур. В Алае серия интрузивных тел образует в целом пояс, несколько секущий в отношении генерального простириания структур, но отдельные части этого пояса — интрузивные кулисы — ясно подчиняются простирианиям как общих, так и частных структур.

Время формирования для многих интрузий описываемой области не всегда ясно, но, несомненно, что все они принадлежат герцинскому циклу. Самыми ранними являются, вероятно, ниже-среднекарбонные тела габбро-перидотитов, амфиболитов (габбро-перидотитовой формации), образующие приразломные цепочки — пояса мелких выходов. Возможно, однако, что часть из них, приуроченная к полям развития девонских эффузий, является синхронной последним. Интрузии, отвечающие времени становления среднегерцинских поднятий, представлены ассоциациями пород гранитоидной и граносиенитовой (Кокшаал) формаций, интрузии же заключительных этапов развития — гранитной и сиенитовой формаций.

Герцинские складчатые и разрывные структуры Фергано-Кокшаальской области отличаются большой сложностью. В системе хребтов Кокшаала они имеют восток-северо-восточное простириание, в Ферганском хребте — северо-западное, а в горной системе Туркестано-Алая — восток-северо-восточное, которое восточнее меридиана г. Ош постепенно меняется на субмеридиональное и северо-западное. В восточных дугах Алая, в бассейне р. Тар простириания складок испытывают дугообразный изгиб и меняются на 180°.

Сложная картина изменения простирианий и виргаций складок в районах Ферганы уже давно привлекала внимание геологов и получала различные объяснения. Д. И. Мушкетов видел в ней результат смятия пучков складок в гигантскую горизонтальную флексуру, названную им ферганской сигмной (Мушкетов, 1919). В новом аспекте эта картина недавно представлена В. С. Буртманом, А. В. Пейве, В. В. Руженцевым (1963) и А. И. Суворовым (1968), трактуемыми ее как результат крупных сдвиговых перемещений и вызванных ими торцовых сочленений структур. Исследованиями А. Е. Довжикова и В. Д. Брежнева доказывается непосредственная связь фациальных зон и структур Кокшаала и Ферганского хребта и их обособленность от структур Алая.

Структуры разновозрастных тектонических зон Фергано-Кокшаальской области в своей основе являются складчатыми сооружениями геосинклинального типа — антиклинориями или синклинориями. Антиклинории Иныльчекской и Чатыркульской зон являются односторонними — их крылья, примыкающие к Атбаш-Иныльчекскому разлому, редуцированы и почти не сохранились. В целом простой, с широким сводом антиклинорий Джангджирской зоны по своей природе антивергентен; крылья его осложнены чешуйчатыми надвигами. Сходный, но менее ярко выраженный антивергентный характер имеет и антиклинорий Баубашатинской зоны. Общая антиклинорная структура Кокшаальской зоны сравнительно проста, а развитые на ее крыльях осложняющие складки весьма сложны, часто опрокинуты и разорваны. Специфична структура Майдантагской зоны с ее равномерно распре-

деленными по площади узкими линейными складками и чешуйчатыми надвигами, наклоненными в южных румбах.

Герциниды Туркестано-Алая занимают очень значительную часть Южного Тянь-Шаня и образуют северную ветвь обширного Гиссаро-Алайского складчатого пояса, лежащего на юге в пределах Таджикистана и уходящего на западе в Узбекистан. Наиболее характерной чертой строения всего этого сложного сооружения является широтная и запад-северо-западная ориентировка структурных элементов, которые только в восточной части Алайского хребта отклоняются к северо-востоку. Строгая линейная вытянутость обязана мощному пучку крупных глубинных разломов, образующих зоны с частой сменой узких линейновытянутых формационных тел, нарушенных складками и разбитых разломами. Крупнейшими глубинными разломами являются: Южноферганский, Туркестанский, Зеравшанский и Гиссарский. Два последние лежат уже за пределами Киргизской ССР.

Южную границу Южного Тянь-Шаня большинство исследователей проводят по системе глубинных разломов, проходящих под мощными молодыми наносами Алайской долины (Бархатов, 1963; Сеницын, 1960).

Существованием крупных глубинных разломов определяется и тектоническое районирование Туркестано-Алая, принятое в настоящей работе: тектонические зоны имеют здесь широтную вытянутость и отчетливую линейность.

Резкая формационная зональность была впервые подчеркнута в работах Н. М. Сеницына (1947, 1960) и Д. П. Резвого (1959). Н. М. Сеницыным создано представление о разнотипности среднепалеозойских разрезов Южной Ферганы, причем «полные» разрезы формировались в «седиментационных мульдах» — прогибах, а «сокращенные» на «антиклинальных отмелях» — поднятиях; те и другие соседствовали друг с другом в непосредственной близости, разделяясь «краевыми разломами». Свое дальнейшее развитие типизация разрезов получила в работах Г. С. Поршнякова, однако, основная идея Н. М. Сеницына о возможности формирования разных по типу разрезов в непосредственной близости друг от друга осталась неиспользованной. В результате на некоторых картах структуры Туркестано-Алая имеют несвойственный ей покровно-шарьяжный облик. Изучение геологического строения герцинид Туркестано-Алая показывает, что оно не отличается существенно от других частей Южного Тянь-Шаня.

Фергано-Кокшаальская складчатая область богата проявлениями разнообразных полезных ископаемых. Промышленное значение здесь имеют месторождения ртути, сурьмы, свинца. Проявления сурьмяно-ртутной минерализации типичны для всей территории, но основное сосредоточение они имеют в пределах так называемого Южно-Ферганского сурьмяно-ртутного пояса. На востоке области выявлены перспективные месторождения оловянных руд, связанные с контактовыми зонами верхнепалеозойских турмалиновых гранитов. Редкоземельная акцессорная минерализация устанавливается в связи с пермскими нефелиновыми сиенитами и в карбонатитовых жилах. Следует отметить также концентрации молибдена, ванадия и других элементов в залежах коловратитового типа среди осадков силура. Значительный поисковый интерес представляют проявления бокситов и аллитов в карбонатных свитах девона и карбона.

Позднерциническими тектоническими движениями во второй половине перми было в основном завершено формирование палеозойских структур Тянь-Шаня. Как доказал Н. М. Сеницын (1948, 1960), к этому времени Тянь-Шань представлял равнинную страну, отличавшуюся

спокойным, платформенным режимом. Осадконакопления в ее пределах, за исключением участков локальных прогибов, не происходило. Широкое развитие приобрели процессы образования кор выветривания. Несколько позднее (пермо-триас) аналогичные условия установились и на территории Северо-Памирской зоны, принадлежащей уже Памиро-Куньлуньской области. Таким образом, начиная со второй половины перми — триаса, территория современной Киргизии входит в состав обширной эпигерцинской (Урало-Сибирской, по Б. А. Петрушевскому) платформы, существовавшей практически до конца палеогена.

Молодая эпикаледонская платформа по особенностям тектонического режима относилась к числу подвижных. В позднем триасе — юре началась дифференциация платформенной равнины, геоморфологически выразившаяся в появлении невысоких пологих поднятий и болотистых озерных котловин. В пределах последних происходило накопление глинистых и песчаных осадков, а также торфяников, давших начало многочисленным пластам углей.

Помимо обширных районов проявления слабо дифференцированных тектонических подвижек, типичных для поздне триасово — юрского этапа развития эпигерцинской платформы, в ее пределах в это время зародились и прогибы типа авлакогенов, обладавшие высокими скоростями осадконакопления и большими градиентами мощностей осадков. На территории Киргизии известны структуры двух «глубоких» прогибов: Суякского и Заалайского. Первый из них располагается в юго-западном крыле Таласо-Ферганского глубинного разлома, а второй — ограничен Вахшским и Каракульским глубинными разломами. Суякский прогиб выполнен терригенными угленосными отложениями рэтюрского возраста, а в заполнении Заалайского прогиба участвуют свиты вулканогенных, континентальных, морских и лагунных пород юры — неогена. Суммарные мощности толщ достигают 4000—5000 м. Осадочное выполнение этих прогибов смято в сложную систему линейных, часто наклонных складок, нарушенных продольными разломами. Это обстоятельство наряду с большой мощностью осадков позволяло (Н. М. Синицыну, 1957), позднее В. И. Кнауфу и Г. С. Поршнякову рассматривать комплекс описанных структур в качестве складчатых зон. Замыкание Суякского прогиба обусловлено киммерийскими движениями, а Заалайского — альпийскими.

В размещении более молодых отложений, входящих в состав чехла эпигерцинской платформы, имеется определенная упорядоченность: осадки мела — эоцена достоверно установлены только к югу от Таласо-Ферганского разлома; к северу от него они либо отсутствуют, либо к их числу условно относят маломощные красноцветные песчано-глинистые продукты кор выветривания. Осадки нижнего мела в Ферганской впадине и ее горном обрамлении распространены не повсеместно. Нижнемеловые разрезы слагают континентальные алевролиты и преобладающие песчаники. Верхнемеловые и палеоген-эоценовые толщи отличаются присутствием свит, содержащих породы морского происхождения (глины, известняки, мергели, песчаники) и распространены шире, чем нижнемеловые осадки. Палеоген нередко залегает непосредственно на палеозойском субстрате. Мощности эпиплатформенных континентально-морских осадков верхнего мела — эоцена в среднем составляют несколько сотен метров.

В конце палеогена — начале миоцена воздымания охватывают всю территорию будущей горной страны Тянь-Шаня. Эпиконтинентальное море покидает районы Ферганы. На севере и на юге страны начинается формирование расчлененного рельефа и отложение в его

понижениях красноцветных обломочных толщ (киргизский красноцветный комплекс на севере и массагетская свита — на юге). Изменяющаяся мощность красноцветов (от 0 до 1500—2000 м), характерное погружение осадков в направлении к источникам сноса и вверх по разрезу свидетельствуют о прогрессирующем поднятии и расчлененном рельефе. Континентальные красноцветные толщи олигоцен-миоценового возраста нередко залегают непосредственно на палеозойском субстрате. Оживление древних глубоких расколов субстрата обусловило появление мелких тел основных щелочных пород и покровов трахибазальтов. Все указанные факты свидетельствуют о начале своеобразного этапа развития — эпиплатформенного орогенеза.

В плиоцене процесс дифференцированного поднятия страны получает свое дальнейшее развитие; четко обособливаются такие формы тектонического по своей природе рельефа, как межгорные впадины — прогибы и разделяющие их хребты — поднятия. Толщи плиоцена имеют резко переменные мощности (0—1000—2000 м) и литофациальный состав — от озерных соленосных глинистых осадков до грубых песчано-конгломератовых.

Новое значительное усиление поднятий, приведшее к созданию практически всех основных черт современного рельефа Тянь-Шаня, приходится на конец плиоцена — раннечетвертичное время. Среди осадков этого времени доминируют серые крупногалечные конгломераты мощностью в несколько сотен метров. Только в центральных частях впадин конгломераты замещаются мелкообломочными породами. Среднечетвертичные и более молодые осадки существенное значение имеют только в пределах межгорных впадин. Они представлены галечниками, песками, суглинками, слагающими морены, речные террасы, конусы выносов и рыхлые покровы на склонах гор.

Структуры эпиплатформенной орогенической области Тянь-Шаня и история их становления изучалась многими авторами. Ведущее значение в их познании принадлежит трудам С. С. Шульца (1948а), Б. А. Петрушевского (1955), И. П. Герасимова (1955). Как показал С. С. Шульц, впадины-прогибы и поднятия — хребты современного рельефа в своей основе являются крупными, большого радиуса кривизны конседиментационными «складками основания». Дислокации же толщ мезокайнозойского возраста, залегающих на палеозойском основании, принадлежат к числу «складок покрова». Среди последних имеются конседиментационные складки и складки, возникшие при гравитационном соскальзывании покровных толщ с поверхности древнего основания. Геолого-съёмочные и тематические работы позволили установить, что на поздних этапах становления структур орогенной области все более значительное место приобретали разрывные формы дислокаций. В связи с этим общий характер новейшей структуры Тянь-Шаня должен быть определен как складчато-глыбовый.

Многочисленные данные о дислокациях самых молодых осадков и нарушениях современного рельефа, а также высокая сейсмичность показывают, что процессы формирования структур Тянь-Шаня продолжают идти на наших глазах.

В мезозойских и кайнозойских отложениях межгорных впадин содержится целый ряд полезных ископаемых: ценные залежи высококачественных юрских углей, нефтяные и газовые месторождения мелового и палеогенового возраста; в континентальных отложениях межгорных впадин открыты месторождения поваренной соли, гипса, глауберита, каолина, стекольных песков, разнообразных строительных материалов.

СТРАТИГРАФИЯ

ДОКЕМБРИЙ

В границах Киргизской ССР выходы докембрийских метаморфизованных осадков и вулканогенных образований, перекрываемых фаунистически охарактеризованным нижним палеозоем, распределены неравномерно. Они широко представлены на территории складчатых Северо-Тяньшаньской и Срединно-Тяньшаньской областей. Предположительно к протерозою отнесены метаморфические толщи, составляющие реликтовую основу срединных массивов, Кассанского блока (Чаткало-Кураминская область) и Атбашинского блока (Фергано-Кокшаальская).

При расчленении докембрийских комплексов в Киргизии обычно выделяются многочисленные свиты с местными наименованиями. В последней сводке по стратиграфии СССР (Верхний докембрий, т. II, 1963) отмечено, что в Тянь-Шане наблюдаются преимущественно разрезы верхнего докембрия (рифей). Лишь в немногих геоантиклинальных структурах базальные конгломераты в основании рифея отделяют видимый гнейсовый фундамент нижнего докембрия, который одни авторы считают только нижнепротерозойским (Елютин и др., 1960), другие подразделяют на архей и протерозой (Белькова и Огнев, 1964). Существующие неясности заставляют рассматривать разрезы докембрия по каждому району распространения и некоторым структурам названных выше складчатых областей и тектонических зон.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

На площади Киргизско-Терскейской складчатой зоны докембрий обнаружен в трех районах: западной части Киргизского хребта, в Джумгалском хребте и Терскей-Алатау. В западной части Киргизского хребта имеется лучший в Северном Тянь-Шане разрез докембрийских образований, которые слагают Макбальский брахиантиклинорий.

В разрезе ископаемыми органическими остатками охарактеризована котуджанская свита среднего кембрия (Степаненко, 1959); с нею тесно связана подстилающая караарчинская свита, условно относимая к нижнему кембрию. Под поверхностью несогласия, ограничивающей снизу кембрийскую толщу, залегает мощная толща осадков докембрия. В ней выделены шесть серий, обособленных друг от друга стратиграфическими и угловыми несогласиями (снизу вверх): киргизская, караджилгинская, кенкольская, терскейская, западно-киргизская и учкошойская (табл. 3 и 4 вкладка). Особенно значительное несогласие, сопровождаемое резким скачком метаморфизма, разделяет киргизскую и кенкольскую серии в тех местах, где выпадает промежуточная — караджилгинская серия. Многими исследователями оно принималось за по-

верхность раздела нижнего и верхнего протерозоя (Королев, 1962; Белькова, Огнев, 1964).

Киргизская серия слагает ядро Макбальского антиклинория. Она впервые была описана и расчленена на три свиты (макбальскую, нельдинскую, каиндинскую) В. А. Николаевым (1939б). Более детальное изучение этих образований, проведенное И. Е. Медведевой (1960), В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1964б), позволило объединить их в серию и разделить на четыре свиты.

Макбальская свита выходит в ядре складки. Она состоит из двух подсвит: 1) слюдяные и гранатово-слюдяные сланцы с линзообразными горизонтами слюдяных и диопсидовых мраморов вверху — 350—400 м; 2) плитчатые мусковитовые кварциты с прослоями кварцитовых сланцев, силикатных мраморов, гранатово-слюдяных сланцев — до 1000 м.

Нельдинская свита тесно связана с макбальской, хотя контакт между ними достаточно резкий. В нижней части свиты обособливается пачка слюдяных и гранатово-слюдяных сланцев с порфиробластами пироп-альмандина, переслаивающихся с тремолитовыми и диопсидовыми мраморами и слюдяными кварцитами. Выше свита более однородна. Она слагается гранатово-слюдяными и слюдяными сланцами, содержит прослой графитистых разностей тех же сланцев, редкие горизонты кварцитов и силикатных мраморов. Вверх по разрезу количество порфиробласт граната постепенно уменьшается. Мощность свиты 1000—1500 м.

Эти две свиты образованы породами, претерпевшими интенсивный кристаллобластез. Сланцы характеризуются переменными соотношениями кварца, мусковита, биотита, граната (альмандин — пироп), хлоритоида. В мраморах вместе с кальцитом и доломитом развиваются диопсид, тремолит, мусковит. Кварциты сохранили реликты бластопсаммитовой структуры.

Характерную особенность этих свит составляет обилие небольших изометричных залежей эклогитов и гранатовых амфиболитов, встречающихся совместно. Эклогиты образуют согласные залежи и секущие тела, часто окаймленные гранатовыми амфиболитами и амфиболитами.

Ачикташская свита связана постепенными переходами с нельдинской. В переходной пачке наблюдается тонкое переслаивание мусковито-кварцевых и мусковито-карбонатных сланцев с мраморами. Свита имеет трехчленное строение. Нижняя подсвита сложена серыми и голубовато-серыми окварцованными и альбитизированными доломитовыми мраморами в ассоциации с мусковито-карбонатными и мусковито-кварцевыми сланцами, биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Мощность 400—500 м и больше. В средней подсвите преобладают зеленовато- и темно-серые плейчатые тонкочешуйчатые мусковито-хлорито-кварцевые и кварцевые сланцы. Мощность от 500 до 1500 м. В этой подсвите содержатся графитистые сланцы, пиритизированные, включающие сульфидные залежи. Переход к верхней подсвите постепенный, через переслаивание мраморов и сланцев. В составе подсвиты преобладают доломитовые мраморы, чередующиеся со слюдяно-хлорито-карбонатными сланцами. Мощность 100—400 м. Общая мощность ачикташской свиты 2000—2500 м. Эта свита В. А. Николаевым не выделялась. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) разделяли ее между нельдинской и каиндинской свитами, а В. Я. Медведев (1960) описывал ее как нижнюю подсвиту последней. В 1959 г. И. Е. Медведева выделила ее как самостоятельную «свиту слюдяных сланцев и мраморов». В 1960 г. ею введено для всей свиты наименование ачикташской.

Схема стратиграфии протерозойских

Общая шкала			Характерный комплекс органических остатков	Корреляционная региональная	
над-группа	группа	комплекс		Северный	
				Таласский хребет	Западная часть Киргизского хребта
Протерозойская	Верхнепротерозойская	R ₃			Джелдысуйская свита
		Среднерифейский	Строматолиты типа <i>Jurusania</i> , <i>Baicalia</i>	Толща известняков, сланцев 400—500 м	
			Строматолиты <i>Baicalia baicalica</i> (Maslov) Kryl., <i>B. Kirgisica</i> Kryl. Онколиты <i>Osagia tenuitamellata</i> Reitl.	Толща песчаников, сланцев, внизу гравелиты, конгломераты 500—600 м	Оввская свита Сланцы, известняки с <i>Baicalia</i> 200—2000 м
			Узундахматская свита	Кенкольская серия	Курганташская свита Сланцы, песчаники, базальные конгломераты 500—1200 м

Таблица 3

(доверхнерифейских) отложений Тянь-Шаня

стратиграфическая схема			
Тянь-Шань		Срединный Тянь-Шань	
Хребет Терской-Алатау	Занлийский хребет	Джетынтау	р. Кассан
?	Ичесуйская свита	Свита Большого Нарына	
~ ~ ~ ~ ~			
Сарыбулакская серия	Учемчекская свита Известняки, доломиты 500 м	Верхняя подсвита Сланцы, известняки 850—900 м	Толща мраморизованных известняков, горизонты конгломератобрекчий 200 м
	Джилуусуйская свита Кварциты, доломиты с <i>Jurusania</i> , <i>Baicalia</i> 400 м		
	Суекская свита Известняки, доломиты, сланцы с <i>Osagia tenuilamellata</i> , строматолитами 900 м	Средняя подсвита Сланцы, алевролиты, песчаники, прослой известняков 750 м	
	Тарагайская свита Шиферные и филлитовые сланцы 1000—3000 м	Нижняя подсвита Песчаники, сланцы, внизу конгломераты 1000—1200 м	Толща филлитовых сланцев 100—200 м
	Бельчийская свита Миндалекаменные порфиры, туфы, конгломераты 400—900 м		Толща миндалекаменных порфиритов, конгломератов 400 м ?
~ ~ ~ ~ ~			
	Экургенкольская свита Кварцевые порфиры, туфы, кварциты, гравелиты, конгломераты 0—1500 м		
~ ~ ~ ~ ~			

Общая шкала			Характерный комплекс органических остатков	Корреляционная региональная			
над-группа	группа	комп-лекс		Северный			
				Таласский хребет	Западная часть Киргизского хребта		
Протерозойская	Верхнепротерозойская	Нижнерифейский (?)	Неопределенные строматолиты	Ичкелетауская серия	Карабурунская свита Филлитовые сланцы, известняки, кварциты 400 - 1500 м	Караджилгинская серия	Батамчальская свита Бластосаммитовые сланцы, кварциты, доломиты 1200 - 1500 м
	Бакаирская свита Мраморизованные доломиты, известняки, сланцы 800 м ?				Башкисуйская свита Доломиты 500 м ?		
Архейская	Нижнепротерозойская		Неопределенные строматолиты		Каракульджинская свита Биотитовые, гранато-биотитовые сланцы, пачки слюдястых и скаполитовых мраморов 2000 м ?	Киргизская серия	Каиндинская свита Мусковито-кварцевые филлиты 1500—2000 м
							Ачикташская свита Доломитовые мраморы, филлиты со строматолитами 2000—2500 м
							Нельдинская свита Мусковито-гранатовые сланцы 1000—1500 м
							Макбальская свита Слюдястые кварциты 1000—1200 м
							?

Продолжение табл. 3

стратиграфическая схема			
Тянь-Шань		Срединный Тянь-Шань	
Хребт Терской-Алатау		Заилийский хребт	Джетымтау
			р. Кассан
Толщи сланцев, известняков, кварцитов со строматолитами более 200 м ?	Кеминская свита	Тегерментинская свита Мраморы, сланцы, гнейсы 1800 м	Свита Малого Нарына Амфиоловые и слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы 1500—2000 м
Аштурукская свита Метапорфириты, туфы, яшмовкварциты, зеленые сланцы 2000—3000 м ?		Онарыкская свита Метасланцы, гнейсы 2000 м	
Толщи силикатных мраморов и слюдяных сланцев Более 1000 м		Куперлисайская свита Сланцы, метадиабазы, туфы 3000 м	
?			Кассанская серия Гранатово-слюдяные сланцы, мраморы амфиболиты 3500—4500 м
		Актюзская свита Гнейсы, мигматиты 5000—6000 м	Свита куйлю Гнейсы

В 1967 г. В. В. Киселев в доломитах верхней подсвиты в верховьях р. Нельды обнаружил остатки концентрически-слоистых и пластовых строматолитов.

Каиндинская свита залегает согласно на нижележащей, между ними наблюдаются постепенные переходы. Нижняя граница проводится по кровле верхнего выдержанного горизонта мраморов ачикташской свиты. В каиндинской свите преобладают тонкочешуйчатые тонкосланцеватые мусковито-хлорито-кварцевые филлиты, в той или иной степени фельдшпатизированные. Значительную роль, особенно в нижней части свиты, играют графитистые и карбонатные филлиты, спорадически встречаются линзообразные горизонты мраморизованных известняков. Мощность свиты 1500—2000 м.

Ачикташская и каиндинская свиты отличаются меньшим метаморфизмом пород, чем породы подстилающих свит. Породы их также испытали кристаллобластические преобразования с полной переработкой структур и текстур, но минеральные новообразования отличаются малыми размерами, отсутствием граната, преобладанием мусковита, кварца, альбита; в мраморах отсутствуют диопсид и тремолит. Залежи эклогитов и гранатовых амфиболитов исчезают, их место занимают силловые и секущие залежи альбит-эпидот-актинолитовых амфиболитов с реликтовой габбровой структурой. Ачикташская и каиндинская свиты преобразовывались в более низкотемпературных условиях регионально-го метаморфизма, в условиях зеленосланцевой фации (актинолит-эпидотовая ступень).

Общая мощность киргизской серии в ее видимом разрезе составляет не менее 6000 м.

Вышележащая «кенкольская свита» В. А. Николаева на совещании в г. Ташкенте (1958) была подразделена на караджилгинскую и оввскую свиты. После изучения выяснилось, что эти «свиты» соответствуют рангу серий и состоят из ряда регионально прослеживаемых свит. Наследуя предложенные ранее названия, нижняя из них именуется караджилгинской, а верхняя — кенкольской серией.

Караджилгинская серия повсеместно отделена от киргизской серии тектоническим контактом; в бассейне р. Кенкол серия подразделена на две свиты.

Баикисуйская свита состоит из средне- и толстоплитчатых мраморизованных известняков, светло- и голубовато-серых в свежем сколе, буровато-серых на выветрелой поверхности, содержащих линзы, стяжения и прожилки кварца, а также пачки черных графитистых филлитов. Мощность до 500—600 м.

Батамчальская свита согласно залегает на нижележащей. Она состоит преимущественно из серицито-хлорито-кварцевых сланцев, филлитизированных кварцевых алевролитов и песчаников с подчиненными пачками рассланцованных кварцитов, кварцитовых сланцев, мраморизованных известняков, изредка кварцевых конгломератов. Мощность 1200—1500 м.

Кенкольская серия залегает с отчетливым угловым и стратиграфическим несогласием то на караджилгинской серии (долина р. Кенкол, восточная часть гряды Ортау), то на различных свитах киргизской серии (северный склон Киргизского хр., бассейн рек Суганды и Шолак-Каинды). Она слагается двумя свитами: курганташской и оввской.

Курганташская свита начинается кварцитовыми песчаниками, гравелитами и конгломерато-брекчиями, срезающими различные горизонты подстилающих отложений. На крайнем северо-западе Макбальского брахиантиклинория, в долинах рек Сугаты и Каинды (северный склон

Киргизского хребта) свита с глубоким размывом налегает на каиндинские филлиты. Здесь она полностью сложена буровато-серыми массивными внизу крупногалечными до валунных, вверху средне- и мелкогалечными конгломератами с прослоями известняковых песчаников, хлорито-карбонатных сланцев и рассланцованных известняков. Конгломераты рассланцованы; в менее нарушенных разностях видно, что галька слагается доломитовыми мраморами и филлитовыми сланцами. Мощность конгломератов 750—1000 м.

Несколько восточнее, на водоразделе рек Чумчук-сай и Котур-булак, лишь нижняя часть разреза курганташской свиты слагается известняковыми конгломератами, мощность которых сокращается в полтора-два раза, а выше появляется толща (350 м) зеленовато-серых филлитизированных песчаников и алеврито-глинистых сланцев. Далее к востоку происходит замещение известняковых конгломератов песчано-сланцевой толщей и в долине р. Макбал (сев.) конгломераты полностью исчезают из разреза курганташской свиты.

На южном склоне Киргизского хребта, в бассейне р. Кенкол, в основании рассматриваемой свиты расположены кварцитовые конгломераты и кварциты (10—50 м). Вышележащая толща представлена филлитизированными глинистыми и глинисто-карбонатными сланцами с прослоями рассланцованных алевропесчаников и мраморизованных известняков, роль которых вверх по разрезу возрастает. Мощность свиты здесь составляет от 500 до 1200 м.

Овская свита залегает на курганташской согласно, с постепенными переходами, и граница между ними обычно проводится по значительно преобладанию карбонатных разностей.

В северных разрезах известняковые конгломераты по резкому контакту сменяются толщей зеленовато-серых тонкослоистых хлорито-карбонатных сланцев, включающей пачку тонкопереслаивающихся глинистых мраморизованных известняков и сланцев и вверху горизонт буровато-серых тонкоплитчатых известняков. Овская свита здесь венчается выдержанным горизонтом серых массивных и толстоплитчатых известняков с многочисленными кальцитовыми прожилками (75 м). Выше по резкому контакту залегают кварциты джельдысуйской свиты. Полная мощность овской свиты на северном склоне Киргизского хребта, т. е. в северном крыле Макбальского брахиантиклинория, не превышает 200 м (Киселев, Королев, 1964).

Значительно более мощной является овская свита на южном склоне хребта, по северо-восточному крылу брахиантиклинальной складки. В долине р. Ова, левого притока р. Кенкол, нижняя часть свиты мощностью около 400 м сложена зеленовато-серыми тонкослоистыми плейчато смятыми хлорито-карбонатными сланцами с тонкими прослоями будинированных мраморизованных известняков. Основная часть свиты в данном разрезе имеет мощность 1200 м и слагается ритмично переслаивающимися пестроокрашенными хлорито-карбонатными сланцами и светлыми мраморизованными известняками. В самом верху появляются прослой и пачки светло-серых кристаллических известняков, линзы-биогермы строматолитов. Разрез свиты венчается горизонтом серых известняков и доломитов мощностью до 200—250 м. Среди строматолитов, характеризующих овскую свиту, И. Н. Крылов (1967) определил *Baicalia baicalica* (M a s l.) *B. kirgisica*. К г у l, очень сходные с формами из авзянской свиты среднего рифея Южного Урала.

К востоку от долины р. Кенкол, в грядях Кунгей и Ортогау, непосредственно спускающихся к руслу р. Талас, предполагаемым возрастным аналогом кенкольской серии может быть ортогауская толща, которая состоит из трех крупных седиментационных ритмов. Основание

слагается кварцитовыми песчаниками и брекчиями, с несогласием перекрывающими караджилгинскую серию. Они сменяются черными плитчатыми шиферного облика кварцевыми песчаниками и алевролитами (450—500 м). Более высокую часть толщи слагают карбонатные породы, содержащие множество биогермов, образованных гигантскими конофитонами и байкалоидными формами столбчато-ветвистых строматолитов. Мощность превышает 400 м. Выше залегает пачка черных кварцевых и полевошпатово-кварцевых алевритовых сланцев, содержащих прослой кварцитовидных песчаников, мощностью до 300 м, сменяемая пачкой чередующихся известково-глинистых сланцев и известняков, содержащих строматолитовые биогермы с типично среднерифейской формой *Baicalia baicalica* (M a s l.). Мощность до 300 м. Затем следуют зеленовато-серые иногда с красноватым оттенком тонкоплитчатые шиферные сланцы, часто сильно пиритизированные мощностью в 300—400 м. Следующей является толща буровато-серых сильно окварцованных известняков и доломитов мощностью в 600—750 м. Более высокая часть ортоауской толщи сложена кварцитопесчаниками, кварцитами, сменяющимися темными сланцами с линзами, прослоями и пачками доломитов. Мощность до 800 м. Суммарная мощность ортоауской толщи превышает 3000 м, из которых не менее 50% приходится на карбонатные породы.

Терской серия состоит из двух неравных по мощности свит, резко различающихся по литологическому составу, условиям образования и формационной принадлежности.

Джельдысуйская свита перекрывает известняки оввской свиты по очень резкому контакту, залегает на ее разных горизонтах, имеет в основании кору выветривания и прослой древнего элювия. Нижняя часть свиты, перекрывающая маломощный слой красных «мусористых» алевролитов, слагается красноцветными тонко- и среднеплитчатыми очень плотными кварцитовидными среднезернистыми преимущественно кварцевыми, реже полевошпато-кварцевыми песчаниками, содержащими прослой и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Кверху песчаники становятся более массивными, их окраска — светлой. Мощность от 50 до 150 м. Верхняя часть свиты образована зеленовато-серыми глинистыми сланцами, внизу переслаивающимися с кварцитовидными песчаниками. В сланцах обнаружены многочисленные следы червеобразных организмов, по заключению Б. С. Соколова (1965) представляющих собой остатки сабеллиитоидных трубок *Saarina*. Мощность до 60 м.

Джельдысуйские песчаники обогащены минералами тяжелой фракции, в составе которой заметно преобладает циркон, абсолютный возраст которого, определенный А. А. Краснобаевым α -свинцовым методом, составляет 1250 ± 100 млн. лет.

Терекская свита с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывает джельдысуйскую, имея в основании маломощную пачку базальных полимиктовых конгломератов. Нижние слои (150—200 м) обычно слагаются туфопесчаниками, хлоритовыми и хлорито-кремнистыми сланцами, кремнями. Над ними залегают базальтовые порфириды (500—600 м), часто с хорошо выраженной шаровой отдельностью, заключающие сверху линзообразный горизонт мраморизованных известняков мощностью в 150—250 м. Выше лежащая толща (200—600 м) представлена туфоконгломератами, туфобрекчиями с покровами туфолав, кремнистых пород. Основная часть терекской свиты мощностью порядка 1200 м образована чередованием покровов спилитов, диабазов и лавобрекчий, среди которых подчиненными являются пачки яшмовидных кремней, прослой туфов, линзы мраморизованных известняков.

Вулканогенная толща по резкому неровному контакту сменяется светло-серыми массивными мраморизованными известняками (120—400 м).

Суммарная мощность терекской свиты 2000—2700 м. Органические остатки не встречены. «Радиоогенный возраст» зеленокаменно измененных базальтовых порфиритов, определенный М. А. Гаррис калий-аргоновым методом по валовой пробе, не моложе 600—700 млн. лет.

Западно-киргизская серия, выделенная Ю. В. Жуковым и В. И. Кауфом, отделяется от описанной выше пачки известняков крупным разломом, к северу от которого выходят ритмично-построенные терригенно-карбонатные толщи. По данным В. В. Киселева и В. Г. Королева (1964), серия состоит из трех крупных седиментационных ритмов. Видимое ее основание образовано кварцитовидными песчаниками, выше постепенно сменяющимися пачкой алевроито-глинистых, углисто-глинистых и глинистых сланцев с прослоями углистых известняков вверху. Эта часть разреза иногда описывается под названием чачойской свиты, тогда как вышележащая именуется ченерской. Мощность этой толщи порядка 450 м. Нижний ритм венчается темно-серыми и серыми грубоплитчатыми тонкослоистыми известняками (300 м). Они с размывом перекрываются валуно-галечными кварцитовыми или (реже) известняковыми конгломератами, постепенно вверх переходящими в гравелиты и кварцитовидные песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами. Мощность терригенной толщи порядка 500 м. Она сменяется второй толщей массивных иногда тонкоплосчатых известняков мощностью в 220—250 м. На них с размывом лежат или кварцевые песчаники или известняковые конгломераты, выше полевошпато-кварцевые песчаники (100 м). Разрез серии венчается толщей переслаивающихся темно-серых тонкоплитчатых известняков, известняковых песчаников и известняковых брекчий, песчанистых известняков, тонкослоистых известняковых сланцев (250—350 м). Перекрывается она с размывом базальными конгломерато-брекчиями караарчинской свиты капкатасской серии, условно относимой к нижнему кембрию. Суммарная мощность серии около 1750 м. Органических остатков обнаружить не удалось.

Учкошойская серия изучена еще не достаточно, объем ее не выяснен. В разных местах различные исследователи под этим названием выделяют образования, в одновозрастности которых нет уверенности.

Первоначально выделялась как свита В. Я. Медведевым (1960) в верховьях р. Талас, в долине р. Учкошой. Здесь, по данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1964), она согласно налегает на вулканогенную толщу, описываемую в данном очерке под названием терекской свиты. Взаимоотношения с западно-киргизской серией не выяснены. Нижнекембрийская (?) караарчинская свита предположительно залегает выше. В. И. Кнауф и Ю. В. Жуков в составе учкошойской серии выделяют две свиты.

Нижняя *тушашуйская свита* сложена темными глинистыми и алевролитоглинистыми сланцами, содержащими углестое вещество и в той или иной мере известковистыми; встречаются прослои песчаников, включающих обломки диабазов типа терекских. Мощность 500—600 м.

Вышележащая *айламтатауская свита* состоит из плитчато-слоистых известняков, обломочных и кремнистых известняков, включающих прослои и пачки углесто-глинистых разностей. Мощность 600—750 м. В этой свите, особенно в ее нижней части, нередко встречаются строматолитовые разности известняков, образованные пластовыми формами *Stratifera*, в том числе *Stratifera rara* Ког., характерной для нижнего кембрия Восточной Сибири (Медведев, Королюк, 1958). В. Г. Короле-

вым и В. В. Киселевым обнаружены онколитовые разности известняков, содержащие, по заключению Э. А. Журавлевой, раннекембрийские формы *Nubecularites catagraphus* Reitl.

Восточнее, в долине р. Балыксу, левого притока р. Сусамыр, в 1967 г. В. В. Киселев обнаружил онколитово-катаграфиевые известняки, при изучении которых Э. А. Ревенко определила микрофолиты с нечеткими диагностическими признаками рифейского облика (вероятнее всего — позднерифейского), а именно катаграфии типа *Nubecularites* Masl. и онколиты из группы *Radiosus* Z. Zhig. Как видно, ископаемые органические остатки не позволяют однозначно решать вопрос о возрасте учкошуйской серии.

В районе перевала Джаргарт айлампатауская свита перекрыта пачкой в 150 м полосчатых известковистых сланцев, сменяемой пачкой кварцитов с прослоями кварцитовидных песчаников и сланцев (200 м).

По В. Я. Медведеву (1960), мощность верхней песчано-алевролитоглинистой толщи достигает 550—600 м. Таким образом, суммарная мощность учкошуйской серии в долине р. Учкошуй порядка 1600—2000 м.

В Джумгалском хребте толщи, слагающие Макбальскую структуру, прослеживаются до верховьев р. Сусамыр. Здесь, на южном склоне Киргизского хребта, по долине р. Балыксу, можно видеть фрагменты разрезов кенкольской, терскейской и учкошуйской серий. Восточнее, в долине р. Кокомерен, развиты аналоги караджилгинской и кенкольской серий, на что обратил внимание В. Н. Козеренко (1948). Разрез докембрия в этом районе был расчленен Е. И. Зубцовым в 1951 г. на шесть свит. Наиболее древней является *турагаинская свита*, сложенная биотитовыми и амфибол-биотитовыми гнейсами очковой текстуры (порфиروبласты микроклина до 3—4 см в диаметре), а также биотитовыми сланцами, подчиненными амфиболовыми и биотит-амфиболовыми сланцами. Мощность порядка 2000—3000 м.

Крупным разломом эта свита отделяется от *кызылойской свиты*, с которой, очевидно, начинается разрез караджилгинской серии. В ее строении характерны внизу серицито-хлорито-кварцевые и серицито-кварцевые сланцы, а сверху — переслаивание серицито-карбонатных сланцев и мраморизованных известняков. Мощность 1100—1300 м.

Сарысуйская свита отчетливо разделяется на три части. Внизу выходят плитчатые известняки с подчиненными прослоями глинисто-карбонатных сланцев (200 м), сменяемые светлыми тонкослоистыми мраморизованными известняками, включающими горизонты известняковых брекчий (150 м). На них по резкому контакту, отделяясь слоем известняковых брекчий, залегает пачка кварцитовидных песчаников и тонкослоистых кремнистых пород (50—60 м). Она составляет основание мощной (около 500 м) толщи темно-серых пятнисто окрашенных массивных с обломочной текстурой мраморизованных доломитовых известняков. Пачкой чередующихся плитчатых известняков и карбонатно-глинистых сланцев (200 м) они отделяются от толщи белых плитчатых известняков, сверху обломочных (300 м). Мощность свиты в целом 1400 м.

В основании вышележащей *бурундинской свиты* отмечается размыв и пачка кварцевых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов, кварцитов мощностью в 50—70 м. Этот горизонт напоминает тот, что начинается кенкольскую серию в Киргизском хребте. За ним следует толща темных филлитовидных и алеврито-глинистых сланцев шиферного облика, сверху чередующихся с карбонатными сланцами, тонкими прослоями доломитовых известняков (700—1000 м).

Чонкульская свита сильно ороговикована и представляет собой чередование тонкослоистых роговиков по карбонатно-глинистым породам

со светлыми мраморизованными известняками (400—500 м). Разрез венчается *акмойнокской свитой* белых массивных грубоплитчатых мраморизованных известняков с характерной тонкой слоистостью и обилием сингенетичных карбонатных брекчий (400 м).

Суммарная мощность пяти свит терригенно-карбонатного состава порядка 4000—4500 м, т. е. близка суммарной мощности караджилгинской и кенкольской серий в Киргизском хребте.

По данным К. Д. Помазкова, А. Г. Ласовского и Л. Н. Мозолева, выше залегает вулканогенная *ириторская свита* спилит-диабазового состава. В нижней части этой свиты встречаются прослои кварцитов, известняков, кремнистых сланцев, характерны прослои ярко-красных яшмовидных пород. Мощность около 2000 м. Предположительно ириторская свита может сопоставляться с терекской (Королев, 1962, 1963). Соотношение с фаунистически охарактеризованным кембрием не выяснено.

В западной части Терсей-Алатау, на южном склоне его среди докембрийских толщ можно выделить четыре серии: карагоманскую, сарыбулакскую, терсейскую и верхненарынскую. Взаимоотношения между ними далеко не всегда ясны.

В нижнем течении р. Каракуджур, в районе пос. Сарыбулак, докембрийские толщи образуют сравнительно простую структуру — Сарыбулакский брахиантиклинорий, ядро которого проплавлено каледонскими интрузивными породами.

К карагоманской серии относятся две согласно залегающие метаморфические толщи. Видимое основание нижней из них слагают массивные птигмито-плотчатые амфибол-биотитовые и биотитовые парагнейсы с обособлениями в них «слояков» кварцевого, полевошпатово-кварцевого состава, а также с прослойками силикатных мраморов. Видимая мощность толщи парагнейсов 250—300 м.

Вышележащая толща начинается пачкой темных биотито-кварцевых и черных графитистых мусковито-кварцевых сланцев, переходящих в графитистые филлиты мощностью около 500 м. Верхняя ее часть образована светлыми зеленовато-серыми тремолитовыми, актинолитовыми и диопсидовыми мраморами, тонкочередующимися с биотитовыми и амфиболовыми сланцами. Мощность 300—500 м. Условно карагоманская серия может сопоставляться с киргизской серией и, соответственно, с тургаинской свитой. Все они пересекаются древними интрузиями амфиболитизированных габбро. Контакты карагоманской серии с другими толщами докембрия тектонические.

Сарыбулакская серия в видимом основании имеет довольно слабо метаморфизованную толщу, состоящую из черных аргиллитоподобных сланцев, переслаивающихся с доломитами и включающих линзы и желваки бурого доломита, а также крупные линзообразные пачки строматолитовых известняков. В кровле этой толщи постоянно залегает горизонт (20—30 м) плитчатых окварцованных доломитов, характеризующихся тонкослоистой текстурой, множеством прослояков, включений и прожилков светлого халцедоновидного кварца. Выдержанный слой кварцитов прослеживается в верхней части рассматриваемой толщи, видимая мощность которой достигает 150 м.

На неровной поверхности окварцованных известняков залегает маломощная (2,5—5 м) пачка псаммитовых и мелкопсефитовых туфов кварцевых порфиров, переходящих в излившиеся разности этих пород. Также по неровному контакту слой кислых вулканитов или непосредственно кварциты перекрываются *бельчийской свитой*, состоящей из покровов сильно измененных миндалекаменных основного состава порфиров с подчиненными туфами того же состава. В верхней части сви-

ты появляются дайки и единичные покровы светло-зеленых рассланцованных кварцевых порфиров. Для свиты характерно множество силловых залежей и секущих тел долеритов и диабазов, незаметно переходящих в покровы мандельштейнов. Мощность свиты 500—900 м.

С вышележащей *тарагайской свитой* контакт резкий, без переходных разностей, но еще недостаточно изученный. В строении этой свиты участвуют зеленовато-серые плйчато-сланцеватые филлиты с тонкими прослойками графитистых разностей, кварцитовых сланцев и мраморизованных известняков, а также многочисленными секущими и послойными дайками измененных диабазов. Мощность толщи филлитов достигает 3000 м.

В верхней части свиты обособливается пачка в 400—500 м мощности, состоящая из глинисто-серицитовых филлитовидных сланцев, включающих линзовидные прослои, линзы и валуны (?) кварцитовидных песчаников и кварцевых алевролитов, в той или иной степени железистых. Выше залегает очень характерная толща тонкопереслаивающихся пестроокрашенных мраморизованных глинистых известняков и филлитизированных известково-глинистых сланцев, содержащая линзы строматолитовых известняков, сходная с оввской свитой Киргизского хребта. Мощность 300—350 м, по некоторым подсчетам до 500 м.

К *суекской свите* здесь может относиться «толща известняков Тюлека», налегающая по очень резкому контакту на сланцы тарагайской свиты. В основании выделяется маломощный слой известняковых брекчий, сменяемый толщей буровато-серых, средне- и толстоплитчатых доломитовых известняков с включениями и прослоями кварца. Встречаются тонкослоистые и обломочные разности известняков. Мощность этой толщи 450—500 м. Примерно в 150 м от основания залегают линзы онколитовых разностей, в которых В. Г. Королевым были обнаружены проблематические остатки, определенные З. А. Журавлевой как *Osagia tenuilamellata* Reitl, характерные для среднего рифея Урала и Сибири, а также для верхней части оввской свиты кенкольской серии Киргизского хребта.

Более высокую тектонически обособленную часть разреза в нижнем течении р. Тюлек слагают серые и темно-серые массивные и толстоплитчатые доломиты с характерной для них тонкой слоистостью — полосчатостью, прослоями обломочных разностей, небольшими внутренними размывами, переходящими в стилолитовые швы. Мощность таких известняков 200—250 м. Они сменяются толщей черных графитистых пиритоносных серицито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с темно-серыми плитчатыми, в том числе углисто-глинистыми известняками (200—250 м).

Известняки содержат остатки микрофитолитов. По определениям Э. А. Ревенко, среди них отмечены онколиты из верхнерифейской группы *Volvatella* Nag., а также плохой сохранности пузырчатые образования, возможно принадлежащие *Vesicularites elatus*, типичная форма которого установлена в самых верхах миньярской свиты верхнего рифея Урала. Общая мощность карбонатных толщ в разрезе, составленном по низовьям р. Тюлек, достигает 1000 м. Они тектонически контактируют с каракаттинской вулканогенной свитой кембрийского возраста, сходной с караарчинской свитой по составу и стратиграфическому положению.

Карбонатные толщи, занимающие промежуточное положение между суекской и каракаттинской свитами, выходят также в верховьях р. Каракатты, где они в свое время выделялись под названием «нижняя свита Каракатты» (Королев, 1955). Видимая нижняя часть этой свиты слагается толщей розоватых и зеленоватых кварцитовидных песчаников,

включающих линзы и прослои кварцитовых конгломератов, алевропесчаников и алевролитистых аргиллитов мощностью в 200—300 м. Вышележащая толща состоит из чередующихся плитчатых доломитизированных известняков, темноокрашенных глинистых и карбонатно-глинистых сланцев, алевролитов, алевросланцев с единичными прослоями кварцитовидных песчаников. Породы пиритизированы, содержат графитисто-глинистый тонкораспыленный материал. Разрез венчается толщей массивных и плитчатослоистых известняков с линзами, стяжениями и желваками кремней, отдельными прослоями сингенетичных карбонатных брекчий. Суммарная мощность «нижней свиты Каракатты» порядка 2000—3000 м. В ней встречены остатки археоспонгий *Occultus Kraspor.* алькгонгского возраста, найденные А. Г. Ласовским и Л. Н. Мозолевым.

Восточнее Сарыбулака, в верховьях р. Нарын, в нижней части докембрия обособливается *сарыторская свита*, сложенная слюдяными кварцитами, гнейсами и кристаллическими сланцами с полностью преобразованными первичными структурами и текстурами (Жуков и Кнауф, 1962), которая условно относится к карагоманской серии. Видимая ее мощность не менее 500 м.

Вышележащая *экургенкольская свита* залегает на подстилающих толщах несогласно. Она начинается полимиктовыми конгломератами (до 120—170 м), состоящими из хорошо окатанных обломков подстилающих кристаллических сланцев, кварцитов, гранитоидов. Конгломераты сменяются светлоокрашенными порфироидами мощностью от 250 до 1500 м.

Вышележащая *бельчийская свита* ложится на разные горизонты подстилающих образований. В ее основании повсеместно выделяется пачка крупногалечных полимиктовых конгломератов (до 200 м), состоящих из обломков кварцитов, порфироидов, мраморов, кристаллических сланцев и гранитоидов. Основная часть свиты сложена метаморфизованными миндалекаменными диабазами, эпидозитами, зелеными сланцами с пачками рассланцеванных туфов, туфогенных и полимиктовых песчаников, пластовыми телами амфиболитизированных габброидов. Наблюдалось фаціальное замещение мандельштейнов конгломератами. Общая мощность свиты 900 м.

Тарагайская свита состоит из трех подсвит, нижняя из которых по резкому контакту залегает на эффузивах бельчийской свиты. Внизу выделяется пачка рассланцеванных алевролитов, алевропесчаников и песчаников, сменяемая пачкой темно-серых до черных графитистых сланцев шиферного облика, кверху уступающим место зеленым хлорито-серицитовым сланцам. Мощность нижней подсвиты порядка 400 м. Средняя подсвита (около 300 м) сложена известковистыми филлитами, тонко переслаивающимися с мраморизованными глинистыми известняками. В верхней подсвите (350—400 м) господствуют черные нередко графитистые филлитовидные сланцы, вверху переслаивающиеся с черными известняками и алевроито-глинистыми сланцами. Суммарная мощность тарагайской свиты 1000—1100 м.

Суекская свита подразделяется на три подсвиты (Киселев и др., 1965). Нижняя из них состоит из чередования средне- и толстоплитчатых полосчатых доломитизированных известняков, содержащих пачки белых сахаровидных «вонючих» мраморов, иногда флюоритистых. Мощность 300 м. Средняя подсвита сложена черными пиритизированными серицито-графито-кварцевыми сланцами с подчиненными прослоями графитистых известняков. Мощность 250 м. Верхняя подсвита представлена серыми грубослоистыми доломитистыми известняками с подчиненными горизонтами белых сахаровидных известняков и черных известко-

во-глинистых сланцев. В верховьях р. Каракуджур эта подсвета содержит пачки известняковых конгломератов. Ее мощность 400 м. Общая мощность суекской свиты в долине р. Бурхан не менее 900 м.

Перекрывающая *джилуусуйская свита* имеет очень резкий нижний контакт, начинается кварцитовидными песчаниками розового, зеленого и светло-серого цвета с прослоями малиновых глинистых сланцев (около 200 м), которые перекрыты валунно-галечными известняковыми конгломератами, включающими линзы и прослойки доломитов, в том числе строматолитовых, а также пачки кварцитовидных песчаников и окварцованных известняков (200 м). Выше залегает *учемчекская свита*, сложенная внизу черными плитчатыми тонкослоистыми известняками, сменяющимися кверху темно-серыми массивными разностями с ясно выраженной тонкой слоистостью. Мощность превышает 500 м.

Терской серия залегает без видимого несогласия на карбонатных толщах протерозоя. В ее основании выделяется горизонт кварцево-полевошпатовых песчаников и кварцитов с прослоями гравелитов, алевролитов и сланцев мощностью в 50—80 м (реки Учмек, Айколь). Выше располагается пачка полосчатых кремнистых сланцев у туфосланцев (250 м). Основная часть серии слагается различными метаморфизованными порфиритами, диабазами и их туфами, лавобрекчиями с пачками кремнистых пород. Общая мощность серии достигает 2500 м. Нормальных взаимоотношений с фаунистически охарактеризованным нижним палеозоем нигде не обнаружено.

На северном склоне хр. Терской-Алатау, в верховьях рек Турасу и Улахол, докембрийские отложения слагают широкую площадь, в строении которой участвуют две свиты, разобщенные крупным тектоническим контактом, благодаря чему взаимоотношения между ними не выяснены.

Талдысуйская свита слагает южный блок. С севера на юг и снизу вверх стратиграфически здесь выходят следующие толщи. Видимое основание слагается зелеными и темно-серыми филлитовидными тонкослоистыми карбонатизированными сланцами и туфосланцами, сильно смятыми, пронизанными послойными прожилками кварца, птигматитово-плитчатыми. Встречаются прослойки кварцитовидных песчаников. Мощность (видимая) — 400—500 м. Выше с отчетливым разрывом залегает толща бурых рассланцованных сильно смятых массивных полимиктовых конгломератов, состоящих из несортированных слабо окатанных обломков доломитов и известняков, окатанных галек кремнистых пород, кварцитов, метаморфических сланцев, изредка изверженных пород. Мощность 300—400 м.

Вышележащая толща состоит из различно окрашенных в той или иной степени окварцованных доломитов и белых мраморизованных известняков. Широко распространены онколитовые разности, такие же как в «известняках Тюлека». Мощность около 400 м. Карбонатные породы по резкому контакту сменяются горизонтом светлых кварцитовидных песчаников, переслаивающихся с черными филлитами и кварцитовыми сланцами. Мощность 300—500 м. Верхняя видимая часть свиты слагается толщей углистых филлитов, иногда сульфидизированных, карбонатных сланцев, включающих пачки доломитов и темных плитчато-слоистых углистых известняков. Мощность порядка 500 м. Разрез венчается светлыми массивными кварцитовидными песчаниками, обогащенными рутилом, цирконом, турмалином. Мощность 200—300 м.

Суммарная видимая мощность талдысуйской свиты составляет 2300—2500 м. По своему строению она чрезвычайно напоминает толщу известняков Тюлека, а также суекскую, джилуусуйскую и учемчекскую свиты.

Улахольская свита образует северный блок. Большинство исследователей считает, что эта свита согласно подстилает талдысуйскую (К. Д. Помазков, Ю. В. Жуков и В. И. Кнауф; Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев). А. Д. Смирнов, исследовавший этот район в 1949—1950 гг., предполагал более высокое стратиграфическое положение улахольской свиты. Свита состоит из более или менее равномерно переслаивающихся разнозернистых полимиктовых песчаников с подчиненными алевролитами, глинистыми сланцами, изредка гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Свита отличается ритмичной, иногда отчетливой градационной слоистостью, свойственной флишевым и флишoidным формациям, многочисленными следами внутренних размывов, существенной ролью среди обломков разнообразных эффузивов (спилитов, метапорфиритов и метапорфиров), кварцитов и кремнистых пород. Мощность улахольской свиты 2500—3000 м.

Аналогичные толщи распространены довольно широко в северном обрамлении Кочкорской впадины и на южном склоне Джумгалского хребта, где они относятся то к кембро-ордовику, то к ордовику. Отсутствии в них остатков скелетной фауны позволяет ставить под сомнение раннепалеозойский их возраст.

В восточной части Терской-Алатау отчетливо выделяются две докембрийские серии пород, разобщенные крупнейшим несогласием и внедрением интрузий.

Наиболее древней является *ашутурукская свита*. В ее строении участвуют актинолитизированные порфириты (с реликтовой спилитовой, реже диабазовой структурами), туфобрекчии и лавобрекчии, туфы и туффиты, пачки риолитовых порфиров. Широко распространены альбито-хлоритовые, хлоритовые, эпидот-актинолитовые сланцы, встречаются кремнистые породы и яшмобрекчии, линзы мраморизованных известняков. Мощность этой андезито-базальтовой свиты составляет 2000—3000 м.

Верхненарынская серия залегает с глубоким размывом как на ашутурукской свите, так и на прорывающих ее гранитоидах. Серия разделяется на две свиты. В основании нижней *джолколотской свиты* выделяется пачка (до 120 м) красноцветных «мусористых» песчаников, алевролитов, кварцитовидных песчаников, состоящих из дресвы подстилающих гранитоидов*. Обломочный циркон, выделенный из этих песчаников, по определениям α -свинцовым методом, произведенным А. А. Краснобаевым, имеет возраст 1270 ± 120 млн. лет, т. е. в общем таков же, как циркон из джельдысуйских кварцитов. Основная часть свиты слагается переслаивающимися зеленовато-, лиловато- и темно-серыми рассланцеванными полимиктовыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, алевролитами и алеврито-глинистыми сланцами. Встречаются прослой и пачки полимиктовых конгломератов и гравелитов. Мощность до 1000 м.

Ашуайрыкская свита обычно сменяет нижележащую по резкому контакту, но местами наблюдаются как будто бы постепенные переходы. Она состоит из линзообразного переслаивания темно-серых и черных углистых и глинистых в той или иной степени филлитизированных сланцев темно-серых и серых плитчатых массивных известняков и доломитов. Среди карбонатных пород характерны тонкослоистые разности, прослой сингенетичных карбонатных брекчий, следы подводного оползания, псевдоолитовые разности, мергелистые породы и особенно известняки с линзами, прослоями и стяжениями черных кремней. Мощ-

* В последние годы получены материалы, указывающие на принадлежность этих пород к тиллитам джетымтауской свиты (*Прим. ред.*).

ность 1100—1400 м. Среди органических остатков встречены лишь микрофитолиды плохой сохранности, по структуре напоминающие верхнерифейско-вендские образования типа *Vermiculites*.

От вышележащей серии, обычно условно относимой к кембрию, верхненарынская серия отделена крупным межформационным разломом, по-видимому, развившимся вдоль поверхности регионального несогласия. Вышележащая серия описана под названием «джаналачского комплекса» (Криволицкая, Королев, 1960), состоящего из трех свит общей мощностью 4000—4500 м; он условно относился то к ордовики, то к кембрию. Однако, полное отсутствие скелетной фауны может ставить под сомнение такое заключение и делает вполне вероятным представление о докембрийском возрасте.

В отношении корреляции верхненарынской серии существуют разные толкования. Ю. В. Жуков и В. И. Кнауф сравнивали ее с сарыбулакской серией, а В. Г. Королев считал более вероятной параллелизацию с вышележащей «нижней свитой Каракатты» и соответственно с западно-киргизской серией.

В пределах Иссыккульского срединного массива докембрийские образования распространены очень широко в виде ксенолитов среди преобладающих здесь нижнепалеозойских и протерозойских гранитоидов. Из-за фрагментарности выходов и интенсивно проявленного контактового метаморфизма расчленка внутреннего строения докембрия очень затруднена.

В докембрии этого района можно выделить следующие ассоциации горных пород.

1. Темные биотитово- и амфибол-биотитово-кварцевые сланцы, иногда с кордиеритом, с подчиненными амфиболитами и эпидозитами, переходящие в кварцитовидные песчаники и слюдисто-кварцевые сланцы, с одной стороны, и в парагнейсы, с другой (например, турасуйская свита В. И. Кнауфа и Ю. В. Жукова).

2. Кварциты, слюдистые кварциты с подчиненными слюдяно-кварцевыми сланцами, встречаются разности железистых кварцитов (урюктинская свита И. Л. Захарова на южном склоне Кунгей-Алатау).

3. Мраморы и доломитовые мраморы в различной степени озмеевированные и тремолитизированные, нередко с диопсидом, тонкослоистые силикатно-карбонатные роговики с пачками темных слюдяно-кварцевых и эпидот-доизит-актинолитовых сланцев (значительная часть атджейляуской свиты В. Г. Королева на востоке Терской-Алатау).

4. Сочетание светлых и темных мраморизованных известняков и доломитов, нередко окварцованных, с темными кварцитами, кварцитовидными песчаниками и кварцевыми метаалевролитами (например, кишурюктинская свита Кунгей-Алатау, выходы в районе пер. Арчатор в восточной части Терской-Алатау).

Перечисленные ассоциации горных пород являются весьма характерными и для докембрия других районов Северного Тянь-Шаня. В пределах Иссыккульского срединного массива в них пока что не найдено органических остатков, а в несогласно перекрывающих нижнепалеозойских толщах наиболее древней является ордовикская фауна.

Кварциты, кварцевые песчаники, доломиты наряду со сланцами свидетельствуют о том, что среди докембрийских образований названного массива вряд ли распространены позднерифейские образования, отличающиеся пестротой литологического состава, развитием полимиктовых разностей обломочных пород. Вероятнее всего в докембрии этого массива преобладают нижний и средний рифей.

Более высокие горизонты рифея, по-видимому, представлены в узкой грабенообразной зоне, отделившей Иссыккульский массив от следующего к северу древнего поднятия.

В этой зоне наиболее древние фаунистически охарактеризованные отложения принадлежат верхнему кембрию — нижнему ордовику. В мощной колонне осадков, залегающей под ними, выделяется, судя по последним данным А. Бакирова (1967) и Ю. В. Жукова, шесть «немых» свит, большинство которых, вероятно, является докембрийским.

В видимом основании разреза В. Н. Охотников выделил *чонкеминскую свиту*, подразделяемую на три подсвиты. Нижняя из них в долине р. Джашильколь (приток Чон-Кемина) начинается разногалечными полимиктовыми конгломератами и гравелитами, переслаивающимися с кварцитовидными песчаниками (150—200 м). Они состоят из хорошо окатанных галек и мелких валунов гнейсов актюзского типа, гнейсовидных гранитоидов, кварцитов и кварца. Основная часть свиты сложена кварцево-полевошпатовыми и реже полимиктовыми кварцитовидными песчаниками, часто косослоистыми, со следами волноприбойных знаков. Мощность оценивается в 1000—1200 м. В составе средней подсвиты преобладают хлорито-серицитовые сланцы с пачками мелкозернистых песчаников и песчаных мраморизованных известняков, алевролитов. Мощность 750 м. Верхняя подсвита состоит, в основном из карбонатных хлорито-серицитовых сланцев с прослоями и пачками мраморизованных известняков. Мощность 850—900 м.

Выше с размывом располагается *ичкесуйская свита*, начинающаяся туфоконгломератами. Затем следуют чередующиеся покровы спилитов и андезитовых порфиритов, включающих мощную пачку лав, туфолав и туфобрекчий, разделяющих свиту на два крупных ритма. Отмечаются маломощные линзы известняков. Мощность 1250—1750 м.

Кольторская свита лежит с размывом на ичкесуйской. В ее основании выделяется горизонт мелкогалечных полимиктовых конгломератов, который кверху сменяется толщей переслаивающихся алевролитов и песчаников полевошпато-кварцевого и полимиктового состава. В гальке конгломератов отмечаются кварциты, основные и средние эффузивы и туфы, различные гранитоиды, мраморы. Мощность 450—700 м.

Торуайгырская свита, выделенная в 1939 г. А. А. Лавровым, перекрывает кольторскую с отчетливо выраженным размывом, начинается маломощными конгломератами, состоящими из галек мраморизованных известняков, песчаников и алевролитов чон-кеминского типа, эффузивов, очевидно происходящих из ичкесуйской свиты, а также гранитоидов и кварцитов. Основная часть свиты образована серыми и черными плитчатыми мраморизованными известняками, иногда углистыми, включающими пачки углисто-глинистых сланцев. Мощность (видимая) 400—450 м. В верхней части, на контакте с интрузивами, выделяется пачка амфиболовых сланцев (кунгейская свита А. Бакирова).

Несомненно более молодой является *чолпонатинская свита*, выделенная А. Бакировым, который относит ее к верхнему протерозою, тогда как Ю. В. Жуков склонен рассматривать ее как средневерхнекембрийскую (?). Это ритмично-слоистая толща пестроокрашенных песчаников, алевролитов и аргиллитов полимиктового состава, нередко со значительной ролью в обломочном материале разнообразных эффузивов и карбонатно-сланцевых пород торуайгырской свиты. Суммарная мощность не менее 1500 м. Чолпонатинская свита с резко выраженным угловым и азимутальным несогласием перекрывается фаунистически охарактеризованной долонатинской свитой, в нижней части которой, согласно определений А. Г. Вологодина из коллекций А. Бакирова, содержатся такие раннекембрийские (атдабанские) водоросли, как *Eri-*

phyton carptum Korde, *E. mirabile* Korde, *E. vulgare* Korde. Такие данные, видимо, свидетельствуют о докембрийском возрасте всех нижележащих образований*.

В пределах **Заильского срединного массива** метаморфические толщи обнажены на значительной площади (по Кастекскому плоскогорью, в горах Тас-Кемин, в отрогах Киргизского хребта). Эти толщи признаны древнейшими из известных докембрийских образований Северного Тянь-Шаня. Среди них выделяются две серии: актюзская и кеминская. В. А. Николаев, В. Н. Огнев, В. Г. Королев (1962) относили актюзские гнейсы к архею, Д. Н. Елютин, В. И. Кнауф (1958) — к нижнему — среднему протерозою; на обзорной геологической карте Киргизской ССР, составленной в 1965 г. под руководством В. И. Кнауфа и К. Д. Помазкова, актюзская свита гнейсов обозначена как нижний (?) протерозой.

Актюзская свита, выделенная А. А. Лавровым в 1938 г., входящая в состав одноименной серии, изучалась многими геологами (В. М. Сергиевский, Е. Л. Бутакова, Д. Н. Елютин, А. А. Луйк, Ф. Ш. Раджабов и др.); при детальной геологической съемке в 1959—1961 гг. В. И. Киселев и Р. М. Израилева охарактеризовали разрезы свиты; описание разрезов дано также Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1964).

Свита состоит из парагнейсов биотитового и биотит-амфиболового состава, подчиненных им разнообразных кристаллических сланцев (главным образом биотитовых и биотит-амфиболовых с гранатом, силлиманитом и кианитом), полосчатых параамфиболитов. Значительную часть свиты составляют аплитовидные ортогнейсы, артериитовые и теневые мигматиты, развивающиеся вследствие селективного плавления и гранитизации, приводящих к широкому проявлению микроклинизации и образованию анатектических гранитов. В гнейсовой толще в 1966 г. Н. Л. Добрецов и А. Бакиров обнаружили линзовидные тела и будины эклогитов и гранатовых амфиболитов, обычно ретроградно измененных до цоизит-амфиболовых сланцев. Эклогиты состоят из пироксена, граната, примеси рутила и вторичной роговой обманки. Мощность свиты 5000—6000 м.

Кеминская серия, по данным Ю. В. Жукова и В. В. Овчинникова, состоит из трех свит.

Куперлисайская свита повсеместно отделена от актюзской тектоническими контактами, предположительно осложненными первоначально несогласными взаимоотношениями, устанавливаемые А. А. Лавровым и др. По этим границам породы гранулитовой фации резко сменяются породами зеленосланцевой фации метаморфизма. Свита слагается главным образом альбит-актинолитовыми, карбонатно-хлоритовыми, эпидото-хлорит-актинолитовыми сланцами, обычно полосчато-сланцеватой текстуры, пронизанными интрузивными телами метадиабазов, метагаббро и метагаббро-диабазов. Видимая мощность свиты — порядка 3000 м.

Онарыкская свита, по данным В. В. Овчинникова, согласно залегает на куперлисайской, слагается слюдяными сланцами и гнейсами с редкими прослоями амфиболитов и амфиболитовых сланцев. Верхняя часть свиты интенсивно проплавлена гранитным материалом и состоит из мигматитов, биотитовых и биотит-амфиболовых гнейсов. Мощность около 2000 м**.

* Такое заключение требует проверки, так как в известняках, содержащих водоросли, в нескольких метрах выше по разрезу были собраны нижнеордовикские брахиоподы (Прим. ред.).

** Более вероятно, что онарыкская и тегерментинская свиты являются аналогами актюзской. (Прим. ред.).

Тегерментинская свита также слагается преимущественно гнейсами и мигматитами, но содержит пласты мраморов, графитовых сланцев, наряду с амфиболитами. Мощность, видимо, достигает 4500 м (?).

Комплекс более молодых, сопоставляемых с толщами Кеминской зоны докембрийских образований выходит на северном склоне Кыргызского хребта, в бассейне рек Иссык-Ата и Кегеты. Здесь, по данным В. М. Рожанца, выделяются две свиты.

Нижняя из них *маралсайская свита* состоит из биотитово-кварцитовых и актинолитово-кварцитовых тонкослоисто-тонкополосчатых сланцев с прослоями углисто-кварцевых сланцев и пачками туфоидов. Видимая мощность около 500 м. Вышележащая *туюксайская свита* горизонтом известняковых конгломерато-брекчий (100—150 м) делится на две части. В нижней преобладают темные тонкоплитчатые и тонкослоистые углистые мраморизованные известняки, углистые филлиты с прослоями и линзами черных кварцитовых песчаников, тогда как в верхней преобладают светлые брекчиевидные мраморизованные доломиты с подчиненными пачками темных слоистых кремнистых известняков и черных тонкослоистых углистых известняков. Мощность свиты около 1000 м. В ряде мест отмечались находки водорослевых структур, пока что не изученных. Первая находка была сделана А. И. Поповым в 1938 г. по саю Чаарташ (Терекбулак). О более древнем, чем нижний палеозой, возрасте туюкской свиты свидетельствует тот факт, что в заведомо доордовикской, предположительно нижнесреднекембрийской курсайской свите, по данным В. А. Макарова, имеются пласты конгломератов, содержащих обломки пород туюкской свиты.

Очевидно, докембрийской является также *шокурторская свита*, отнесенная В. А. Грищенко к ордовику. Взаимоотношения ее с туюкской свитой не совсем ясны, но предполагается, что она залегает выше карбонатных толщ. В ее составе преобладают кварцевые и вулканомиктовые песчаники, имеются пачки конгломератов. По своему характеру шокурторская свита напоминает чолпонатинскую свиту Кеминской зоны.

Стратиграфическая принадлежность всех описываемых свит является весьма спорной. Все авторы, однако, считают актюзскую свиту наиболее древней в пределах Тянь-Шаня и большинство относит ее к дорифейским образованиям. Считается также вероятным предположение об одновозрастности соответственно кольторской и торуайгырской свит Кеминской зоны, маралсайской и туюкской свит и их принадлежность к рифею. Корреляция основана лишь на литологическом сходстве.

В Таласском хребте (в пределах **Каратау-Таласской зоны**) органические остатки встречены в основании бешташской свиты и принадлежат среднему кембрию (Додонова, 1964). С нею тесно связан внизу маломощный горизонт фосфатизированных кремнистых пород, сопоставляемый с чулактауской свитой Малого Каратау, для которой в последнее время доказан раннекембрийский возраст (Келлер, Королев, 1965; Келлер, Покровская, 1965). Ниже залегает мощная толща «немых» карбонатно-терригенных осадков, докембрийский возраст которых предполагался В. А. Николаевым (1939б). В последнее время она расчленена на ряд серий и свит.

В основании таласских толщ Т. А. Додонова (1957) выделила как наиболее древнюю *каракульджинскую свиту*, состоящую из темно-серых биотитовых, скаполито-слюдяных, слюдяно-гранатовых сланцев с подчиненными прослоями и пачками слюдяных мраморов; мощность около 2000 м. Контакты с окружающими толщами тектонические. Ряд авторов полагает, что эта свита не имеет самостоятельного стратиграфического значения, а представляет собой локально метаморфизованные

в зоне Таласского разлома образования карабуриной и узонахматской свит. На это обратили внимание Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев. Однако большинство исследователей предполагает все же, что каракульджинская свита является наиболее древней в Таласском Алатау и может представлять собой стратиграфический аналог киргизской серии.

Вышележащая ичкелетауская серия (по Ю. В. Жукову и В. И. Кнауфу — таласская) состоит из двух свит, взаимно тесно связанных.

Бакаирская свита выходит в непосредственной близости к Таласскому разлому. Она состоит из серых и темно-серых мраморизованных известняков и доломитов, включающих пачки зеленых хлорито-карбонатных и черных углисто-карбонатных сланцев и углистых плитчатых известняков, часто тонкослоистых. В нижней части свиты встречаются прослои кварцевых и полевошпато-кварцевых песчаников, а В. И. Кнауф и Ю. В. Жуков отметили пачки мелко- и среднегалечных, реже валунных конгломератов, состоящих преимущественно из обломков карбонатных пород, но включающих также валуны гранитоидов и кристаллических сланцев. Видимая мощность до 700—800 м.

Карабуриная свита связана с нижележащей постепенным переходом. Основная ее часть состоит из чередования пачек зеленых серицито-хлоритовых и серицито-хлорит-карбонатных сланцев с пачками тонко переслаивающихся тех же сланцев с мраморизованными известняками, изредка встречаются горизонты рассланцованных кварцитовидных песчаников и светлых мраморизованных известняков. Породы сильно смяты, тонко гофрированы и иногда будинированы. Мощность меняется от 400 до 1500 м. Литологически и по типу строения ичкелетауская серия очень напоминает караджилгинскую серию западной части Киргизского хребта.

Узонахматская свита залегает с отчетливым размывом на различных горизонтах подстилающих отложений. Она обычно начинается рассланцеванными мелкогалечными конгломератами, гравелитами и песчаниками, чередующимися с пачками зеленых филлитовидных серицито-хлоритовых сланцев (до 500 м). В обломках много мраморизованных известняков, сланцев, метаморфических пород, кислых эффузивов. Верхняя основная часть свиты образована преимущественно глинисто-карбонатными тонкослоистыми породами с пачками плитчатых тонкослоистых мраморизованных известняков и изредка кварцевых песчаников. Сопоставление этой свиты с кенкольской серией вполне вероятно (Додонова, 1957).

Общая мощность свиты оценивается по-разному, от 1000 до 2500—3000 м, что, вероятно, зависит не только от различных методов ее измерения, но и от глубины последующего размыва.

Карагаинская серия состоит из трех свит. Она залегает резко несогласно на узонахматской свите, содержит в основании горизонт конгломератов, состоящих из обломков пород подстилающих свит, а также из галек основных эффузивов и гранитоидов.

Тагыртауская свита образована чередованием пачек ритмично-флишевого переслаивания тонко- и среднеслоистых полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Характерна градиционная слоистость, следы внутренних размывов, в основании пластов — многочисленные иероглифы. В обломочной части песчаников обилён вулканогенный материал. Мощность свиты от 1100 до 2000 м.

Сарыджонская свита состоит из пачек ритмично переслаивающихся средне- и крупнозернистых полимиктовых песчаников, пачек тонко чередующихся карбонатно-глинистых, известково-глинистых сланцев и

пелитоморфных известняков. Мощность карбонатно-терригенной флишовой толщи 650—750 м.

Чаткарагайская свита совершенно согласно и постепенно сменяет нижележащую, местами контакт очень резкий, даже с конгломератобрекчиями. Свита слагается, в основном, плитчатыми тонкослоистыми известняками с подчиненными пачками известково-глинистых сланцев и горизонтом известковистых песчаников. Мощность достигает 600—700 м, но обычно 400—450 м. В долинах рек Курган и Чичкан в составе свиты появляются строматолитовые разности известняков, состоящие из построек *Inzeria toctogulii* Kгуl., *Minjaria calciolata* (Kogol.), *Gymnosolen* cf. *ramsayi* Steinm., *Sacculia* (?) Kogol., *Tungussia* sp., характерными, по заключению И. Н. Крылова для верхов каратавской серии верхнего рифея Южного Урала.

Малокаройская серия обычно, но не повсеместно, залегает с разрывом и картографическим несогласием на разных горизонтах карагаинской серии. Серия состоит из трех свит, верхняя из которых часто относится к нижнему кембрию.

Кызылбельская свита в долинах рек Карабура, Кумыштаг, Урмарал начинается горизонтом (10—40 м) бурых крупнозернистых полимиктового состава песчаников и гравелитов, включающих внизу прослой и линзы разногалечных конгломератов, состоящих из хорошо окатанных обломков цветных кремней, кварцитовидных песчаников, кварца и неокатанных обломков подстилающих сланцев и известняков. Основная часть свиты слагается малиновыми (с пачками ярко-зеленых) алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, алеврито-глинистыми и глинистыми сланцами, подчиненными пластинами пелитоморфных известняков, пачками аркозовых и кварцевых гравелитов и грубозернистых песчаников. Мощность изменяется от 50—100 м в долинах рек Курган, Чичкан, Карагаин, до 300—500 м по рекам Табылгаты, Кумыштаг.

Чичканская свита прослеживается из Таласского хребта через Ичкелетау в Малый Каратау, позволяя уверенно коррелировать разрезы серии этих районов. Свита состоит из темно-серых и табачно-зеленых глинистых и алеврито-глинистых сланцев, черных лидитов, серых массивных сильно окремнелых доломитов и доломитовых известняков. Мощность от 50 до 125 м. В доломитах и вторично кремнистых породах широко распространены строматолитовые постройки, представленные, по заключению И. Н. Крылова (1967), столбчатыми строматолитами *Patomia ossica* Kгуl., *Linella avis* Kгуl., *Conophyton gaubitzia* Kгуl. Этот своеобразный строматолитовый комплекс позволяет довольно уверенно предполагать, что отложения, его содержащие, могут сопоставляться с вендским комплексом Русской платформы, юдомским комплексом Сибирской платформы и их аналогами в других районах СССР.

Курганская свита чрезвычайно характерна и легко распознается по особенностям состава не только в Таласском хребте, но и в Малом Каратау. Внизу выделяется маломощный (2—5 м) слой мелкогалечных полимиктовых конгломератов и песчаников, состоящих, в основном, из продуктов размыва подстилающих толщ. Предполагают, что свита залегает с угловым несогласием. Она слагается тонкослоистыми пестроокрашенными породами: зелеными, розовыми и лиловыми туфами кварцевых порфиров и трахитов, кремнистыми туффитами и туфосланцами, кремнями с подчиненными слоями и пачками аркозовых и вулканомиктовых песчаников и алевролитов. Мощность варьирует от 100 до 400 м. Эта свита большинством исследователей признается нижнекембрийской. Однако, в последние годы получены данные по радиогенному возрасту глауконитов, выделенных из терригенных пород свиты

в Малом Каратау, свидетельствующие о ее докембрийском возрасте, что подтверждает точку зрения В. А. Николаева (1952).

Малокаройская серия сверху ограничена поверхностью глубокого размыва и несогласия, выше которой залегает *терексайская свита* (Королев, 1962), сложенная конгломератами, валунными и крупногалечными внизу, мелкогалечными и гравийными вверху, состоящими главным образом из плохо сортированных обломков пород, вымытых из подстилающих свит, а также принесенных с севера, со стороны Киргизского хребта. Мощность свиты изменяется в широких пределах от 50 до 300—400 м.

Выше по резкому контакту, но вполне согласно, залегают черные фосфатизированные кремнистые сланцы, сменяющиеся бешташскими известняками и доломитами, которые, как уже говорилось, содержат внизу среднекембрийскую фауну и флору. Терексайская свита является, очевидно, стратиграфическим эквивалентом всей или части джетымской серии, широко развитой в вендских образованиях Срединного Тянь-Шаня.

Нижние свиты Таласского разреза легко сопоставляются с древними толщами ядра Макбальского антиклинория, а малокаройская серия и терексайская свита не находят там своих аналогов и при корреляции приходится обращаться к разрезам Срединного Тянь-Шаня.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

Широкое развитие в Срединном Тянь-Шане докембрийских образований выявлено лишь в самые последние годы, когда почти одновременно во многих местах были обнаружены органические остатки кембрийского возраста. Изучение докембрия показало, что в пределах этой тектонической области он состоит из двух структурно-формационных комплексов, разобренных крупнейшим региональным несогласием, поверхность которого принималась за раздел между протерозоем и палеозоем. Однако вскоре выяснилось, что в верхнем структурно-формационном комплексе первые остатки фауны появляются очень высоко, выше специфической толщи тиллитоподобных образований, характерных для самых верхов протерозоя. Основываясь на этом, ряд исследователей Тянь-Шаня пришел к выводу о том, что над поверхностью регионального несогласия залегают отложения, которые следует относить к верхнему протерозою. Вопрос о границе протерозой — палеозой внутри этой, вообще согласно пластующейся толщи отложений, решается и сейчас по-разному. В данном томе за подошву кембрия принимается основание толщи ванадиеносных кремнистых пород, непосредственно перекрывающих серию пород с «тиллитами» (Королев, 1962, 1963).

Нижний структурно-формационный комплекс, слагающий кристаллический доколь Срединного Тянь-Шаня, залегает гипсометрически довольно высоко и потому выходит на поверхность во многих местах. Особенно широкие площади он слагает в восточной части Киргизии, где формирует Сарыджазский блок, рассматриваемый как остаток позднедокембрийского стабильного массива.

В хребтах Сарыджазском, Куйлю-тау и Ак-Шийрак (Восточный) метаморфические образования этого комплекса описаны П. А. Грюше (1940) под названием *свиты куйлю*. В составе свиты отмечаются полосчатые амфибол-биотитовые и биотитовые гнейсы, нередко диафорически переходящие в актинолитовые, хлоритовые, эпидот-хлоритовые и мусковитовые разности. Парагнейсы довольно интенсивно инъецированы лейкократовым гранитным материалом с образованием мигматитовых полей. В гнейсовой толще выделяются пачки до 100—200 м мощ-

ности светлых мраморов, содержащих тремолит, диопсид, графит, а также кварц и мусковит, прожилки асбеста. Встречаются массивные и слабо сланцеватые амфиболиты, слюдястые кварциты. Ассоциации метаморфических минералов указывают на условия амфиболитовой фации при высоких температурах и умеренных давлениях. Сильно проявился диафторез в условиях фации зеленых сланцев. А. Д. Захаров отобрал пробу измененного (хлоритизированного) биотита из биотитового гнейса с р. Куйлю (ур. Арпатакыр), а М. М. Аракелянц определила для него калий-аргоновое отношение, соответствующее возрасту 886 ± 20 млн. лет, т. е. самым низам верхнего рифея. Несомненно, что время формирования пород свиты куйлю гораздо более древнее.

Сходные по составу и степени метаморфических преобразований породы описаны К. Сагындыковым (1964а) в ядре Кокийримского антиклинария, в гряде Тахталык. Так называемая толща *Кара-су* состоит из полосчатых, нередко очковых слюдяных гнейсов и мигматитов, тогда как в толще *Каргыш* кроме гнейсов и гранитогнейсов отмечены амфиболиты и мраморы; мигматиты, пегматиты и аплитовые инъекции развиты широко*.

Очень близкой является и свита *Малого Нарына*, выделенная С. С. Шульцем (1938). В этой свите характерны амфиболовые гнейсы и сланцы, слюдяно-кварцевые (иногда с кордиеритом) сланцы, мусковитовые микрогнейсы, пачки белых мраморов (иногда с флогопитом) и силикатных мраморов (с тремолитом, диопсидом, полевыми шпатами, кварцем). Отмечались подчиненные кварциты, метаморфические конгломераты. Максимальная видимая мощность оценивается в 2500 м. Сравнительно широко развита пегматитовая, аплитовая и кварцевая инъекция с образованием пегматитов.

В хр. Нарынтау комплекс нижнедокембрийских пород слагает узкую, но довольно протяженную полосу вдоль южного контакта Восточно-Уланского интрузива. Здесь, по данным А. Бакирова, В. В. Киселева и В. Г. Королева (1961а), преобладают темноокрашенные биотитовые и амфиболовые кристаллические сланцы (с кордиеритом, тремолитом, турмалином), среди них выделяются поля мигматитов и мигматито-гнейсов, линзы и прослой серпентинизированных и тремолитизированных мраморов. Они прорваны гнейсовидными диоритами и гранодиоритами Восточно-Уланского интрузива, не оказывающими контактового воздействия на толщи рифейско-вендского комплекса. Это служит основанием для отнесения «метаморфической толщи южного контакта Уланского массива» к доверхнерифейскому цоколию. Ряд исследователей полагает, что метаморфизм рассматриваемой толщи обязан контактовому воздействию на кембро-ордовикские образования верхнепалеозойской гранитоидной магмы.

Атбашинская свита образует крупный тектонический блок в зоне сочленения Срединного и Южного Тянь-Шаня. Блок может рассматриваться так же, как выступ доверхнерифейского кристаллического цоколя. Свита выделена О. И. Сергуньковой. Сложена она мусковит-альбитовыми, гранат-мусковит-альбитовыми, роговообманково-мусковит-альбитовыми гнейсами, метаморфическими сланцами того же состава, глаукофановыми, известково-альбитовыми сланцами и мраморами. Мощность оценивается в 3000—4000 м. Породы атбашинской свиты испытали два этапа метаморфизма. На первом этапе метаморфизм имел прогрессивный характер и доходил до фации глаукофановых сланцев,

* Толща Карасу, по мнению других исследователей (Е. И. Зубцов), принадлежит свите Большого Нарына. Пегматитовые жилы по определениям абсолютного возраста являются пермскими. (Прим. ред.).

хотя основная площадь слагается породами эпидот-амфиболитовой фации (с альмандином, дистеном). Вероятно, как и для пород свиты куйлю, этот этап происходил в дорифейское время. Ретроградный метаморфизм видоизменил породы атбашинской свиты. Он протекал в условиях зеленосланцевой фации. Однако иногда ее считают метаморфизованным силуром, поскольку в поле развития свиты обнаружены карбонатные породы с табулятами лудлова. Этому противоречит тот факт, что в песчаниках силура этого района обильны продукты размыва мусковито-кварцевых сланцев.

³⁾ В зоне, пограничной между Срединным Тянь-Шанем и Чаткало-Кураминской складчатой областью, древний кристаллический фундамент высоко выступает в Кассанском блоке, рассматриваемом как остаток срединного массива, сильно переработанного герцинскими движениями. Древнейшие образования здесь объединяются под названием кассанской серии, первоначально изученной В. С. Малявкиным. В результате работ, проведенных Г. И. Макарычевым и Т. Г. Павловой (1967), серия разделена на пять толщ: 1) амфиболиты и биотитовые сланцы (до 230 м); 2) мраморы (140—340 м); 3) биотито-кварцитовые сланцы с линзами мраморов и графитовых сланцев (до 400 м); 4) амфиболиты, биотит-кварцевые и гранатовые сланцы (1500—1700 м); 5) кварцево-слюдяные пачки кварцитов (до 700 м). Толщи 3, 4, 5 описывались Л. И. Турбиным (1962) как семизсайская свита. Суммарная мощность кассанской серии 3000—5000 м.

Толщи несогласно перекрыты свитой кварцитов и конгломератов, переходящих кверху в метаморфизованные песчаники, алевролиты, кремнистые сланцы, относящиеся уже к верхнему комплексу отложений. Породы кассанской серии значительно метаморфизованы.

II Верхний структурно-формационный комплекс залегает резко несогласно на нижнем и отличается слабым преобразованием пород, хорошо сохраняющих первичные структурные и текстурные особенности, несмотря на значительное иногда дислокационное воздействие. В нижнем структурно-формационном комплексе все породы претерпели кристаллобластез, их первичные структурные и текстурные особенности не сохранились. Этот резко выраженный скачок в метаморфизме, происходящий по поверхности регионального несогласия, особенно подчеркивает разницу во времени в условиях формирования двух комплексов и свидетельствует о длительности континентального перерыва и размыва в пределах Срединного Тянь-Шаня в начале позднего протерозоя.

В стратиграфическом разрезе верхнего комплекса снизу вверх выделяются: 1) локально развитая «толща Борду», 2) свита Большого Нарына, 3) узунбулакская свита и ее аналоги, 4) свита джетымтау, 5) джакболотская и 6) байконурская свиты. Три последние подразделения объединяются в джетымскую серию (Королев, 1957, 1962а).

⁴⁾ «Толща Борду» выделяется лишь по северной периферии Джетымского наложенного прогиба, в долинах рек Арчалы и Кызылбель, входящих в бассейн р. М. Нарын. Эта толща образует ряд тектонических пакетов в поле развития свиты Малого Нарына; возможно, эти взаимоотношения характеризуют первично трансгрессивный характер взаимоотношений между ними. Нижняя часть толщи слагается зелеными полимиктовыми конгломератами (видимая мощность 75 м), состоящими из галек кварца, кварцитов, известняков. Выше залегает пачка зеленокаменно измененных мандельштейновых порфиритов (до 300 м), напоминающих образования бельгийской свиты. Более высокая часть «толщи Борду» слагается зеленовато- и буровато-серыми рассланцеванными кварцевыми, полевошпато-кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, алевропесчаниками, переслаивающимися с алевритистыми серицито- и

серицито-хлорито-кварцевыми сланцами тарагайского типа (100—200 м). В обломочном материале встречаются плагиограниты и кварциты, кварцитовые сланцы, кварц, плагиоклазы, реже калишпаты, окатанные цирконы. Она перекрывается пачкой светлых плитчатых и массивных мраморизованных доломитовых известняков, обычно тонкослоистых, содержащих линзы и прослои перекристаллизованных кремней, пакеты карбонатно-серицито-хлоритовых сланцев, метапесчаников и конгломератов. Встречены линзы гематитовых и гематит-магнетитовых руд. Мощность 250—300 м.

«Толща Борду» венчается пачкой зеленых серицито-хлорито-кварцевых сланцев, нередко известковистых, тонко переслаивающихся с кварцитовидными песчаниками и микрокварцитами, изредка включающими горизонты рассланцеванных мелкогалечных кварцевых конгломератов и графитистых мраморов. Мощность 450—500 м, а общая видимая мощность «толщи Борду» превышает 1000 м. Судя по элементам залегания, она уходит под свиту Большого Нарына, но непосредственный контакт осложнен разломом.

Свита Большого Нарына была впервые выделена С. С. Шульцем (1938) и О. И. Некрасовой под названием «свита рассланцеванных кварцевых порфиров Большого Нарына» и считалась доготландской. В. Г. Королевым (1957а) выявлено несогласное налегание на ней позднедокембрийской свиты Джетымтау. Свита Большого Нарына закартирована в хребтах Джетымтау и Нарынтау; отмечена на западном погружении хребта Ак-Шийрак (Восточный), на северном склоне Атбашинского хребта, в Тахталыкской гряде, а также на северо-западном погружении Таласского хребта, в Джебаглинской гряде. Н. М. Синицын предполагал, что кислые эффузивы в восточной части гор. Бозбугтау в Северной Фергане принадлежат докембрию*.

Узунбулакская свита распространена локально в Чаткальской зоне (Степаненко, 1958). Нижняя ее часть характеризуется преобладанием грубообломочных пород: гравелитов, песчаников и конгломератов, образующих невыдержанные по простиранию пласты. Они состоят из плохо сортированных, в различной степени окатанных обломков плагиогранитов, кристаллических пород, кварцитов, кремней, полевых шпатов, кварца, иногда известняков. Еще В. А. Николаев (1930) и А. О. Кайзер отметили налегание базальных конгломератов этой свиты на древние плагиограниты.

Верхняя часть свиты образована толщей ритмично переслаивающихся зелено- и темно-серых алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, встречаются тонкие прослои известняков и доломитов. К. Сагындыков (1967) отметил присутствие туфогенных разностей и даже туфов и туфолав андезито-трахитов и андезитовых порфиритов. Мощность узунбулакской свиты изменяется от 100 до 600 м.

Аналоги узунбулакской свиты известны в восточной части Среднего Тянь-Шаня, по рекам Чон- и Кичи-Талдысу, правым притокам р. Сары-Джаз, где они были описаны Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой (1966). Здесь резко несогласно с размывом на древнейших гранитах залегает горизонт аркозовых песчаников (до 5—6 м) или туфоконгломератов, сменяемый покровами миндалекаменных базальтов (70 м). Выше следует ритмично-слоистая толща, состоящая из аркозовых и кварцитовидных песчаников, иногда туфогенных, включающих гальки гранитов, прослои гравелитов, и черных углистых алевролитов и глинистых сланцев (60—300 м). В углистых алевролитах Е. И. Зубцовым были взяты пробы, в которых Л. Л. Багдасарян и Б. В. Тимофеев оп-

* Описание свиты см. в главе «Магматизм».

ределили остатки синезеленых водорослей *Gloecapsomorpha* cf. *prisca* Z e l. *G.* cf. *macrocysta* E i s.

Джетымская серия в составе трех свит, выделенная В. Г. Королевым (1957), лишь частично соответствует «свите рассланцованных туфогенных полимиктовых конгломератов Джетымтау», которая в свое время была обособлена С. С. Шульцем (1938). Из «свиты Джетымтау» С. С. Шульца были отделены отложения фаунистически охарактеризованного кембрия и нижнего ордовика (шорторская свита по В. Г. Королеву, или байдамтальская по Е. И. Зубцову).

Свита Джетымтау сменяет согласно узунбулакскую свиту или залегает трансгрессивно на выступах более древних пород. В восточной части хр. Джетымтау, по долине р. Узун-Турук (Джолдошев, Королев, 1960), несогласно на гипербазито-базитовой интрузии, рвущей свиту Большого Нарына, залегает пачка в 70 м мощности, состоящая из зеленых и черных алеврито-глинистых сланцев (в том числе углистых) с прослоями аркозовых песчаников и доломитовых известняков.

Выше следует внешне монотонная толща грубообломочных пород. В ее нижней части выделяется пачка серых и зеленовато-серых средне- и крупнозернистых «мусористых» полевошпато-кварцевых песчаников с рассеянными гравием и мелкой галькой. Большая часть свиты Джетымтау слагается несортированными тиллитоподобными конгломератами. В них преобладает серицито-хлорито-глинистый «бесструктурный» материал, в котором «плавают» обломки самой различной величины — от алевритовых частиц кварца и полевых шпатов до валунов в 10—20 см в поперечнике самых разнообразных пород: кварцитов, кислых эффузивов из свиты Большого Нарына, гнейсированных гранитоидов, метасланцев, мраморизованных известняков и доломитов, основных эффузивов, кремнистых пород и др. Обломочный материал окатан в различной степени. Часто встречаются обломки уютнообразной формы, с вогнутыми гранями, стесанными ребрами. Распределение обломочного материала в глинистом матриксе — крайне неравномерное: обломки то плотно прилегают друг к другу, то рассеяны в преобладающей по объему основной массе. Ориентировки в расположении обломков нет. Поверхность галек и валунов обычно выветрена, покрыта железисто-карбонатной корочкой.

Мощность толщи тиллитоподобных конгломератов в восточной части и на северном склоне хр. Джетымтау закономерно изменяется от 200 м в сводовой части антиклинория Большого Нарына до 500—600 м на его северном крыле.

В долине р. Сарыджаз, по рекам Чон- и Кичи-Талдысу, мощность свиты такова же. Здесь свита Джетымтау по резкому контакту залегает на толщах «талдысуйской серии», включает прослой кварцевых песчаников и тонкослоистых глинистых сланцев и алевролитов. Е. И. Зубцов и Е. И. Зубцова (1966) отметили следы ледниковой обработки крупнообломочного материала, свидетельствующие о наличии образований типа наземных морен.

В западной части хр. Джетымтау, по данным Ю. В. Жукова (1960), мощность свиты в три-четыре раза больше. Здесь в составе свиты Джетымтау выделяются три подсвиты.

Нижняя подсвита гравелито-песчаников сложена рассланцованными темно-серыми гравелито-песчаниками и тиллитоподобными конгломератами, «мусористыми» алеврито- и углисто-глинистыми сланцами. Среди глыб и валунов, включенных в сланцеватый матрикс, преобладают лейкократовые гранитоиды, доломитовые известняки, метаморфические сланцы. В гальке и валунах присутствуют кислые эффузивы, кварциты, метаморфические сланцы, а также гранитоиды. Обломки

псаммитовой размерности представлены характерным дымчатым кварцем, плагиоклазами, калиевыми полевыми шпатами, составляющими продукты разрушения свиты Большого Нарына. В верхней части подсвиты появляются линзы хлорито-гематито-магнетитовых руд и хлорито-гематитовых сланцев. Спорадически встречаются линзы кристаллических доломитов. Мощность 1000 м.

Средняя подсвита состоит из зеленовато- и темно-серых филлитизированных глинистых и алеврито-глинистых сланцев с тонкой слоистостью сезонного типа. Встречаются прослои песчаников, гравелитов и «валунных глин». Характернейшую особенность подсвиты составляют пласты и линзы хлорито-гематито-магнетитовых руд. Мощность 300 м.

Верхняя подсвита имеет мощность около 500 м и сложена рассланцованными тиллитоподобными конгломератами, переходящими в обычные гравелиты и конгломераты с обильной галькой гранитоидов.

Суммарная мощность свиты Джетымтау в разрезах западной части хребта может достигать 2000—2500 м. Таким образом, наряду с фациальной изменчивостью свиты наблюдается и очень большой диапазон изменений мощности в зависимости от положения по отношению к древним поднятиям, которые, вероятно, служили местными источниками обломочного материала (например, поднятие Куйлю-Сарыджазского района, ядро Тахталыкского поднятия).

Джакболотская свита залегает с резким, но согласным контактом на свите Джетымтау в одноименных горах, где впервые выделена Ю. В. Жуковым (1960), а также в Сарыджазском районе. В ядре Кок-Ийримского поднятия отмечено ее непосредственное налегание на гнейсовый фундамент (Сагындыков, 1964). Повсеместно свита имеет устойчивое трехчленное строение и сравнительно мало изменяющуюся мощность.

1. Зеленовато- и темно-серые тонкослоистые алевролиты, алевропесчаники, глинистые сланцы с рассеянной вкрапленностью пирита и железистого карбоната образуют толщу мощностью около 100 м. В ее основании выделяется маломощный (не более 20 м) горизонт доломитов и доломитизированных известняков.

2. Выше залегает толща или преимущественно красноцветная, или зелено-красная, состоящая из тонкослоистых алевролитов, алеврито-глинистых и глинистых сланцев. Подчиненными являются песчаники, также с тонкой линейной, реже косой слоистостью. Мощность изменяется от 50 до 175 м.

3. В нижней части третьей толщи обособливается характерная пачка, в которой наблюдается тонкое (по несколько миллиметров) переслаивание зеленых и красных известняково-глинистых сланцев и розоватых, желтых, белых, зеленоватых кристаллических известняков. В породах этой пачки часто наблюдаются следы древних оползней, в результате которых сформировались своеобразные обломочные породы, известные в литературе под названием «бамбуколистных известняков». Мощность пачки 5—40 м. Верхняя часть толщи слогаается темно-серыми алеврито-глинистыми сланцами с прослоями афанитовых известняков и доломитов, образующими пачку мощностью в 15—40 м. Суммарная мощность джакболотской свиты изменяется от 250 до 300 м.

Разрез докембрия венчается *байконурской свитой*, образующей прекрасно выраженный маркирующий горизонт от Курук-тага в Восточном Тянь-Шане — через район Сарыджаза, Джетымтау, Кок-Ийримтау, Джебаглы, Большой Каратау и Улутау — до Ишимской луки в Центральном Казахстане. Свита обычно залегает согласно с резким контактом на нижележащей джакболотской свите (Королев, 1957), но отмечались и постепенные переходы (Сагындыков, Шабалин, 1964;

Зубцов, Зубцова, 1966). В западной части хр. Джетымтау, в районе пер. Калмакашу, Ю. В. Жуков наблюдал размыв и угловое несогласие (до 15°), выраженное срезанием подошвой байконурских тиллитов мелких складок в кровле джакболотской свиты. Тиллитоподобные конгломераты байконурской свиты на 50% и более состоят из алевроито-глинистого в той или иной степени известковистого «бесструктурного» материала, содержащего беспорядочно рассеянные песчинки, гравий, гальку и валуны до 1 м и более в поперечнике. Очень характерны карбонатные включения. Наблюдались прослой и линзы ленточно-слоистых глин, иногда деформированные гляциодислокациями, а в кровле — маломощный горизонт бурых доломитов. В составе галек и валунов наиболее обычны известняки и доломиты, частично происходящие из подстилающей джакболотской свиты, кислые эффузивы свиты Большого Нарына, разнообразные метаморфические породы и гранитоиды из гранито-гнейсового фундамента, кварциты, кремнистые породы, песчаники и сланцы. Форма обломков самая разнообразная. Очень часто встречаются обломки утюгообразной формы с вогнутыми гранями, характерные для ледниковых образований. Специальное изучение их Н. М. Чумаковым показало, что на поверхностях обломков, особенно известняков и сланцев, хорошо сохраняются ледниковые шрамы. Мощность байконурской свиты обычно невелика, от 5 до 300 м.

В Чаткальской зоне полному объему вышеописанных трех свит джетымской серии соответствует *шорашуйская свита*, выделенная А. Ф. Степаненко (1958). Она залегает с резким контактом, без видимого несогласия на узунбулакской свите и состоит из двух четко обособленных частей. Нижняя из них настолько характерна, что не без оснований описывалась Л. И. Турбиным (1962а) как самостоятельная аяктерская свита. Она состоит из рассланцованных тиллитоподобных конгломератов, таких же, как в свите Джетымтау. Обломки, «плавающие» в преобладающем глинистом материале, состоят из плагиогранитов, известняков и доломитов, кварцитов, кварца, кремнистых пород, полевых шпатов, кристаллических сланцев. Мощность от 100—150 до 300—350 м.

Верхняя часть слагается ритмично-слоистой флишоидной толщей зеленоватой и темно-серых полимиктовых, иногда косослоистых песчаников, алевролитов и алевроито-глинистых сланцев. Встречаются пачки зелено-красных пород джакболотского типа. Мощность варьирует от 100 до 400—500 м. Выше по резкому контакту залегает сандалашская свита, в нижней части которой содержится нижнекембрийская фауна (Мисюс, Сагындыков, 1967).

В породах джетымской серии органические остатки, за исключением пока слабо изученных микрофоссилий, не обнаружены. Лишь в обломках карбонатных пород из тиллитоподобных конгломератов в ряде мест удалось выявить микропроблематические остатки — онколиты и катаграфии — позднерифейского возраста. Так, в свите Джетымтау из района р. Узунтурук в хр. Джетымтау доломитовые известняки, образующие валуны и глыбы, содержат онколиты *Asterosphaeroides radiosus* Z. Zhur. и катаграфии *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., характерные для третьего (верхнерифейского) комплекса Сибири. Источник этих обломков не выяснен. В тиллитах байконурской свиты карбонатные обломки содержат более молодой четвертый (вендский) комплекс микропроблематических остатков. В Б. Каратау, в долине р. Бала-Саускандык, они представлены *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnор.), а в Улатау (Зайцев и др., 1966) — *Osagia columinata* Reisl., *Vesicularites concretus* Z. Zhur. Источник органогенных обломков не установлен, но предполагается, что они происходят из подстилающих отложений, аналогов джакболотской свиты.

**КОРРЕЛЯЦИЯ И ОБЩАЯ СХЕМА
СТРАТИГРАФИЧЕСКОГО РАСЧЛЕНЕНИЯ
ДОКЕМБРИЯ ТЯНЬ-ШАНЯ**

Разрезы докембрия Тянь-Шаня отличаются изменчивостью литологического состава, сложными взаимоотношениями толщ, бедностью органическими остатками, значительной эпигенетической переработкой в результате эпипротерозойских геосинклинальных и орогенических перестроек. Все это составляет большие трудности при внутри- и межрегиональной стратиграфической корреляции. Классический биостратиграфический метод имеет крайне ограниченное применение при расчленении и корреляции докембрия, хотя за последние годы, особенно в Советском Союзе, наметились вполне реальные пути для приложения этого метода к стратиграфии верхнего протерозоя (Келлер и др., 1960; «Стратиграфия СССР», Верхний докембрий, 1963). Большие успехи сулит метод физический — «абсолютной геохронологии», но в таких неоднократно регенерированных тектонических областях, как Тянь-Шань, приходится чрезвычайно осторожно относиться к цифрам. Более обнадеживающим для разработки стратиграфических региональных схем, внутрирегиональной и межрегиональной корреляции докембрийских образований представляется метод структурно-формационного анализа.

При составлении корреляционной схемы докембрийских отложений Тянь-Шаня (см. табл. 3; 4 — вкладка) учитывалась сумма признаков: этапность метаморфических и эпигенетических преобразований; тектоническая природа, последовательность и состав формаций с выделением гомологических рядов, а также «опорных формаций»; тектоническая зональность в горизонтальном распределении формаций; их структура и этапы ее перестройки и в связи с этим — характер региональных несогласий с выявлением таких, которые обособливают временные структурно-формационные комплексы; проявление эффузивного и интрузивного магматизма; характерные комплексы органических остатков.

Среди докембрийских толщ Тянь-Шаня по степени метаморфизма можно обособить три группы комплексов: 1) нижняя интенсивно метаморфизованных пород; 2) средняя метагенетически преобразованных пород; 3) верхняя эпигенетически измененных пород. Для двух верхних групп комплексов, резко обособленных от нижней, выяснилась отчетливая тектоническая зональность, а вследствие этого и существенные различия разрезов на площади. В пределах Тянь-Шаня можно выделить три главных типа разреза верхнего протерозоя (Королев, 1962), точнее верхнего рифея: терсейский, каратау-таласский и чаткало-нарынский. Во всех трех типах разреза средняя группа комплексов метагенетически измененных пород по существу характеризуется идентичными особенностями — преобладанием доломитов и известняков, кварцитов и филлитовидных сланцев. Во время формирования этих комплексов существенная тектоническая дифференциация не наблюдалась.

Верхняя группа комплексов отложений, отделенная от средней региональным несогласием, напротив, отличается высокой дифференциацией и большим формационным разнообразием. Именно для этих комплексов особенно резко выражена тектоническая зональность с обособлением двух геоструктурных областей (Шульц, 1964): эпиплатформенной геосинклинальной в Северном Тянь-Шане, и эпиплатформенной орогенной в Среднем Тянь-Шане, развивавшихся параллельно. Одновременность геотектонического развития этих двух структурных обла-

стей привела к формированию двух параллельных формационных рядов. Закономерная последовательность формаций и фациальные отношения между ними служили основой стратиграфической корреляции (Штрейс, 1960, 1963). За опорные для корреляции приняты вулканогенные формации, начинающие синхронные геосинклинальный или орогенный циклы: спилито-диабазовая в зонах геосинклинального погружения (терской тип разреза) и наземная порфир-туфовая вулканоплутоническая в смежной орогенной области.

Другим коррелятивным уровнем в пределах верхней группы комплексов может рассматриваться молассовая формация. Эта «опорная» формация представляет собой важнейший межрегиональный стратиграфический уровень, благодаря присутствию в ней горизонтов тиллитов. Тиллиты, являющиеся климатическими индикаторами, могут служить даже более надежной основой для сопоставлений, чем биостратиграфические уровни.

Для средней и верхней групп комплексов корреляция в пределах региона и с общей шкалой верхнепротерозойских (рифейских) отложений может быть скорректирована по биостратиграфическим данным, пока еще довольно скудным, но показывающим общую последовательную смену комплексов органических остатков (Королев, Крылов, 1962; Келлер, Королев, Крылов, 1965; Крылов, 1967).

В настоящее время в докембрии Тянь-Шаня можно наметить пять уровней строматолитов и микропроблематических остатков. Эти уровни следующие.

1. В ортогауской толще, в ее нижних карбонатных пачках, обнаружены гигантские конофитоны в сопровождении байкалоидных форм строматолитов. Последние вверху становятся преобладающими и характеризуются всеми признаками *Baicalia baicalica* (M a s l.) K r y l. Многочисленны пластовые строматолиты типа *Stratijera*. По общему облику этот строматолитовый комплекс приближается к байкальскому типу (нижний рифей Южного Урала), но в нем отсутствуют типичные для нижнего рифея *Kussiella* и в то же время характерны байкалии, считающиеся типоморфными для среднего рифея (Крылов, 1967).

2. В кенкольской серии и ее аналогах содержатся строматолиты *Baicalica baicalia* (M a s l.) K r y l., *Baicalia kirgisisca* K r y l., совершенно отсутствуют крупные конофитоны, нет таких стратифер, как в ортогауской толще. Этот комплекс строматолитов в общем соответствует содержащемуся в авзянской свите юрматинской серии среднего рифея Южного Урала. Этот вывод подтверждается широким развитием *Osaigia tenuilamellata* Re i t l., типичной для среднего рифея Урала и Сибири.

3. В карагаинской серии комплекс строматолитов совершенно иной. Он характеризуется присутствием таких форм, как *Minjaria calciolata* K r y l., *Gymnosolen* cf. *ramsay* Stein m., *Inzeria toctogulii* K r y l., *Tungussia* Sem ich., *Sacculia* (?) K o r o l. Здесь же встречены катаграфии *Vesicularites elongatus* Z a b r., *Vermiculites bicolor* Rev. Общий облик строматолитов (Крылов, 1967a) позволяет сравнивать вмещающие их отложения с самыми верхними горизонтами верхнего рифея Урала, т. е. с миньярской свитой, или даже с низами укской свиты венда. Катаграфии, по заключению Э. А. Ревенко, принадлежат третьему (верхнерифейскому) комплексу.

4. В чичканской свите малокаройской серии состав строматолитового комплекса совершенно специфичный. Для него характерны *Patomia ossica* K r y l., *Linella* u k k a K r y l., «*Conophyton*» *gaubitza* K r y l., *Collenia buriatica* M a s l., а также строматолиты, напоминающие *Tungussia* (Крылов, 1967). Такой же комплекс строматолитов за послед-

нее время отмечен в отложениях, сопоставляемых с вендским комплексом, но в их самой нижней части, довольно тесно связанной с верхним рифеем (Крылов, 1967б).

5. В беркутинской свите, а также в грубообломочной части байконурских тиллитов характерны катаграфии *Vesicularites bothrydioformis* (Краспор.) *V. concretus* Z. Zhur., *Yermiculites irregularis* (Reitl.), *V. tortuosus* Reitl., свойственные четвертому (юдомскому) комплексу микропроблематик, по Журавлевой.

Таким образом, как отметил И. Н. Крылов (1967), выявляется закономерная смена водорослевых построек во времени.

Итак, докембрий Тянь-Шаня делится на шесть стратиграфических комплексов регионального значения. Поверхности раздела фиксируются не только перерывами и размывами различной глубины, но и этапами структурной перестройки. Нижние два комплекса рассматриваются как дорифейские: условно архейский и нижнепротерозойский. Они отделены от вышележащих рифейских комплексов крупнейшим несогласием, резким скачком метаморфизма. Верхние четыре комплекса, содержащие в большом количестве органические остатки водорослевого происхождения, рассматриваются как верхнепротерозойские (рифейские, в понимании Н. С. Шатского) или рифейские и вендские, как принято в последнее время.

Нижние комплексы представлены наиболее метаморфизованными толщами докембрия. В структурном отношении они формируют метаморфический фундамент, являющийся «сквозным» для всех структурно-формационных областей Тянь-Шаня. На него резко несогласно накладываются серии и свиты неогейкума. Несогласие, сопровождающееся чрезвычайно резким скачком в метаморфизме, свидетельствует о крупной структурной перестройке перед началом позднего протерозоя.

В состав нижних комплексов входят толщи пород, претерпевших полную перекристаллизацию исходного материала, уничтожение первичных структур и сильнейшую переработку первичных текстур. Преобразование происходило в условиях амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций, для нижнего из комплексов (архейского?) сопровождалось интенсивной мигматизацией, спорадически проявляющейся в более высоких по стратиграфическому положению нижнепротерозойских (?) толщах. Свиты и серии нижних комплексов формируют сравнительно простые крупные по размерам брахиструктуры. Свообразной особенностью архейского (?) и нижнепротерозойского (?) комплексов следует считать появление эклогитов (Макбал, Актюз, предположительно Атбаши, Кассан). Все толщи испытали довольно сильный диафторез.

Внутренняя стратиграфия нижних комплексов разработана слабо. Большинство исследователей принимает, что наиболее древней — условно архейской — на Тянь-Шане является актюзская свита и сравниваемая с нею свита Куйлю. Более молодыми, условно нижнепротерозойскими, являются киргизская серия, сравниваемые с нею каракульджинская, атбашинская свиты и кассанская серия, древнейшие толщи Терской Алатау.

Данные абсолютного возраста не помогают решению вопроса о возрасте нижних комплексов в пределах докембрия. Все значения являются омоложенными, они колеблются в интервале 600—900 млн. лет. По своему положению метаморфические толщи Тянь-Шаня могут условно сопоставляться с тараташской свитой Южного Урала, дорифейскими толщами ядра Улутауского и Кокчетавского антиклинориев в Центральном Казахстане, гнейсами Юго-Западного Памира.

Нижне- и среднерифейский комплексы отделены от архейского (?) и нижнепротерозойского (?) важнейшим структурным рубежом. Верхняя граница среднерифейского комплекса также определяется несогласием и структурной перестройкой. Комплексы образованы доломитами, доломитовыми известняками, филлитовидными сланцами и филлитизированными кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, кварцитами. В нижних частях этих комплексов обособливаются вулканогенные формации, начинающие соответствующие циклы погружения. В этих породах хорошо сохранились обломочные и вулканогенные структуры, прослеживаются первичные текстуры, существенно переработан лишь пелитовый материал, а также материал эффузивов и туфов. Условия преобразования пород являются переходными от фации зеленых сланцев к глубинному эпигенезу. Крупные брахиформные структуры комплексов свидетельствуют о своеобразном, возможно протоплатформенном, режиме образования осадочных формаций комплексов.

Нижнерифейский (?) комплекс выделяется условно. В него включена караджилгинская серия в западной части Киргизского хребта, трансгрессивно и с угловым несогласием перекрывающая киргизскую серию. Среднерифейская кенкольская серия залегает на ней трансгрессивно. С караджилгинской параллелизуется ичкелетауская серия, выходящая в ядрах антиклинорий в Таласском хребте, а также значительная часть «кокомеренского комплекса». Все они занимают сходное стратиграфическое положение, характеризуются общностью литологического состава и метagenетических преобразований пород, а также близкой мощностью порядка 3000 м. В разрезах этих серий наблюдается чередование известняково-доломитовых и кварцито-сланцевых толщ.

Иного состава толща условно отнесена к этому стратиграфическому уровню в восточной части хр. Терской-Алатау. Это аштурукская свита метаморфизованных (до зеленых сланцев) эффузивов. Еще более условным является отнесение к нижнерифейскому (?) комплексу кеминской серии в западной части Заилийского хребта. Серия отражает полный седиментационный цикл, начинающийся излияниями основных лав и заканчивающийся накоплением терригенно-карбонатных пород и имеющий мощность до 7000 м. Очень сильный метаморфизм с явлениями гранитизации, затронувший терригенно-карбонатные толщи серии, не исключает более древнего возраста.

Среднерифейский комплекс выделяется более уверенно и более надежна корреляция отдельных разрезов. Его стратотипом служит кенгольская серия, которая залегает трансгрессивно, в ряде случаев с небольшим угловым несогласием на нижнерифейской (?) караджилгинской серии или на более древнем комплексе. Опорный разрез начинается обломочными породами (в том числе грубыми конгломератами). Перекрывается серия кварцитовыми песчаниками жельдысуйской свиты, относящейся к верхнерифейскому комплексу. Мощность серии в опорном разрезе до 3000 м.

В Терской-Алатау к рассматриваемому возрастному комплексу относятся сарыбулакская серия и подстилающая ее местами экургенкольская свита, начинающаяся базальными конгломератами. Общая мощность сарыбулакской серии не менее 4500—5000 м.

В Чилико-Кеминской зоне на основании общего типа строения, состава и положения в разрезе, с кенкольской серией может сопоставляться чон-кеминская свита, в видимой нижней части которой вскрываются конгломераты, включающие продукты разрушения гнейсовых толщ нижнего комплекса. Мощность свиты порядка 3000 м.

В Таласо-Каратауской зоне кенкольской серии, видимо, соответствует узонахматская свита, с несогласием (с базальными конгломератами) залегающая на различных толщах ичкелетауской серии. Она начинается терригенными породами, венчается сланцево-известняковыми. Мощность достигает 3000 м.

В пределах Срединного Тянь-Шаня предполагаемые аналоги кенкольской серии выходят лишь по северной периферии, на границе с Киргизско-Терской зоной. В хребте Джетымтау в видимой нижней части разреза этих образований выходят полимиктовые конгломераты и мандельштейны, а в кровле — мраморы. Здесь разрез как бы в миниатюре (800—1000 м) повторяет разрез сарыбулакской серии, будучи несогласно перекрыт верхнерифейской свитой Большого Нарына.

Верхнерифейский комплекс отличается разнообразием типов разреза, литологическим разнообразием, сложностью соотношений между отдельными толщами. В его основании прослеживается поверхность несогласия и размыва. В пределах Киргизско-Терской зоны с этой поверхностью совпадает резкое изменение структурного плана, связанное с заложением эвгеосинклинальных трогов верхнего рифея. Комплекс в Киргизско-Терской зоне отчетливо разделяется на три регионально выраженные серии, отличающиеся составом и разобщенные поверхностями размыва.

Терская серия включает вулканогенные толщи. В эвгеосинклинальной области Северного Тянь-Шаня это спилито-диабазовая терекская свита в Киргизском хребте, ее предполагаемый аналог ичкесуйская свита в Чилико-Кеминской геосинклинали. Мощность свит основных и средних вулканитов, сопровождаемых яшмокарбонатами и карбонатными породами, достигает 3000 м.

Вероятно синхронной является свита Большого Нарына, образовавшаяся в орогенной области Срединного Тянь-Шаня. Она с несогласием перекрывает среднерифейский комплекс. В составе свиты господствуют липаритовые породы, изливавшиеся в наземных условиях и имеющие резко изменчивую мощность, достигающую 2500 м.

Возраст терекской свиты и свиты Большого Нарына, как и их аналогов, палеонтологически не доказан. Обе свиты залегают несогласно или на среднерифейских толщах или прямо на гнейсовом цоколе. Продукты их разрушения в изобилии встречаются в обломочных толщах верхнего рифея и венда.

Западно-Киргизская серия залегают с размывом на терекской, но образует с нею единые структуры в западной части Киргизского хребта. Она построена ритмично и состоит из чередования терригенных и терригенно-карбонатных толщ общей мощностью до 2000—2500 м. Вероятно, к аналогам этой серии относятся кольторская терригенная и торуайгырская карбонатная свиты (около 1000 м) в Кунгей Алатау. Ископаемые остатки в этих свитах пока не обнаружены.

Более молодые серии, занимающие в едином верхнерифейском комплексе наиболее высокое стратиграфическое положение, характеризуются флишоидным строением. Это карагаинская и учкошуйская серии, чолпонатинская свита, условно верхненарынская серия.

Карагаинская серия выделяется только в Таласо-Каратауской зоне. Она залегают на размытой поверхности среднерифейской (?) узонахматской свиты и состоит из трех свит флишоидного строения общей мощностью до 2500—3000 м. В верхней части серии появляются красцветные породы.

Для суждения о возрасте карагаинской серии важное значение имеют следующие факты: 1) в обломочных породах изобилуют продукты разрушения вулканогенных свит терекской серии, 2) в чатка-

рагайской свите встречаются строматолиты, тождественные миньярским из верхнего рифея Южного Урала, а в ее аналогах в Малом Каратау — катаграфии III (верхнерифейского) комплекса; 3) перекрывающая серию то согласно, то с размывом малокаройская серия содержит более молодой комплекс строматолитов, переходный от верхнего рифея к венду. Эти данные позволяют утверждать, что карагаинская серия соответствует верхней части верхнерифейской каратауской серии.

Вероятно, близкое стратиграфическое положение занимает ритмично построенная карбонатно-терригенная толща, выходящая в хр. Каракатты к северу от оз. Сонкель, хотя не исключен ее больший стратиграфический диапазон. Наличие верхнерифейских микрофитолитов в карбонатных пачках как будто бы подтверждает такую корреляцию. Очень похожа на карагаинскую серию чолпонатинская свита в бассейне р. Чон-Кемин, отличающаяся отчетливо флишевым строением. Но полное отсутствие органических остатков лишает уверенности при отнесении ее к верхнему рифею. Существует мнение и о ее кембрийском возрасте.

Остался невыясненным вопрос о стратиграфическом объеме верхненарынской серии (см. табл. 4).

Серия своими базальными слоями перекрывает выветрелую поверхность гранитоидов и тектонически отделяется от более молодого «джаналачского комплекса», условно относимого к кембрию. По составу она близка западно-киргизской и учкошуйской сериям. Встречены плохой сохранности микрофитолиты.

Учкошуйская серия несомненно моложе среднерифейской ортоауской толщи и древнее нижнекембрийской караарчинской. Ископаемые остатки, встреченные в ней, свидетельствуют как о позднерифейском, так и раннекембрийском возрасте. Полное отсутствие скелетной органики ставит под сомнение заключение о возможности ее раннекембрийского возраста.

Вендский комплекс хорошо выделяется в Таласо-Каратауской зоне и Срединном Тянь-Шане, где описан под названием малокаройской и джетымской серий.

Малокаройская серия развита в Таласо-Каратауской зоне. В Таласском хребте она образована тремя свитами. Нижняя из них кызылбельская залегает местами на размывтой поверхности чаткарагайской свиты, срезая ее различные горизонты, и тогда имеет в основании пласты конгломератов и гравелитов, но иногда разделение этих двух смежных свит затруднено. В Малом Каратау этой свите соответствуют две: коксуйская свита, своими базальными конгломератами перекрывает разные толщи верхнего рифея и помимо полимиктовых конгломератов содержит в своем составе песчаники, и актугайская, отличающаяся существенной ролью аркозовых и кварцевых песчаников, гравелитов, конгломератов, частыми внутренними размывами.

Руководящим стратиграфическим горизонтом, надежно связывающим разрезы малокаройской серии Таласского хребта и Малого Каратау, является чичканская свита окремнелых строматолитовых доломитов, кремнистых и глинистых пород, глауконитовых песчаников, а также вышележащая курганская свита пестроокрашенных тонкослоистых туффитов, пепловых туфов с игнимбритами, лавовыми покровами. Общая мощность малокаройской серии в этих двух районах не превышает 1000—1200 м.

Малокаройская серия охарактеризована в Таласо-Каратауской зоне специфическим комплексом строматолитов, являющимся, по И. Н. Крылову, естественным развитием верхнерифейского комплекса. Входящие в его состав строматолиты *Patomia* и *Linella* характеризуют

слои, переходные между рифеем и вендом на Урале (укская свита) и в Сибири (низы жербинской свиты).

Джетымская серия завершает разрез докембрия Тянь-Шаня. Она типично развита в Срединном Тянь-Шане, где залегает или несогласно на свите Большого Нарына или сменяет согласно, а местами, по-видимому, постепенно дотиллитовые толщи, сопоставляемые с малокаройской серией. В составе джетымской серии выделяются два уровня тиллитов и ассоциирующих с ними пород: нижний (свита Джетымтау, нижняя часть шорашуйской свиты) и верхний (байконурская свита, «субкембрийские тиллиты»), разделенных слоистой пестроцветной песчано-глинистой толщей (джакболотская и оттукская свиты, верхняя часть шорашуйской свиты). Мощность серии обычно не превышает 1000 м, но для некоторых районов хребта Джетымтау только нижние тиллиты достигают 2500 м.

В Таласском хребте к этой серии может относиться терексайская свита, состоящая из гравелитов, конгломератов (в том числе тиллитоподобных), песчаников и алевролитов с линзами и пластами карбонатных пород вверх. Эта свита залегает несогласно на размытой поверхности подстилающих свит вплоть до сарыджонской в ядрах антиклиналей (например, в низовьях р. Карагаин), и грубообломочные породы состоят из продуктов их разрушения. Мощность достигает 400 м.

Собственно джетымская серия палеонтологически не документирована, а ее докембрийский возраст рядом исследователей оспаривается (Анкинович, 1961), хотя сейчас все большее и большее число геологов начинает соглашаться с точкой зрения о вендском ее возрасте. Аргументация здесь следующая.

1. В джетымской серии и ее аналогах нигде не встречено остатков скелетной фауны, но найдены проблематические остатки, принадлежащие четвертому (вендскому) комплексу.

2. В слоях, перекрывающих эту серию, встречаются обильные остатки губок, беззамковых брахиопод, хиолитов, среди которых обнаружены представители, свойственные томмотскому ярусу, т. е. самому нижнему подразделению нижнего кембрия.

3. В более высоких горизонтах закономерно появляются раннекембрийские трилобиты в Курук-таге и в Малом Каратау и свойственные ленскому ярусу беззамковые брахиоподы в Чаткальском хребте.

4. Тиллиты Тянь-Шаня сами по себе являются выдающимся стратиграфическим горизонтом, обязанным своим возникновением нивальному климату, охватившему практически одновременно (на уровне около 600 млн. лет назад) обширные площади на земной поверхности (Сибирь, Южный Китай, Скандинавия, Шпицберген и Гренландия). Повсеместно тиллиты залегают ниже первых толщ с кембрийской фауной, будучи характерным компонентом вендского комплекса.

Эти доводы заставляют не сомневаться в правильности точки зрения о позднедокембрийском, точнее вендском, возрасте джетымской серии.

В составе вендского комплекса джетымская серия является не самой высокой. Выше ее выделяются очень маломощные карбонатные и терригенно-карбонатные образования типа беркутинской свиты (или «нижних доломитов») Малого Каратау, залегающие резко трансгрессивно на самых различных толщах венда и верхнего рифея и имеющие в основании древнюю кору выветривания. Они теснейшим образом связаны с достоверным кембрием, не содержат остатков скелетной фауны, но в них встречаются остатки микрофитоцитов IV (юдомского) комплекса.

Исходя из этих данных, граница докембрия и кембрия в Тянь-Шане и Южном Казахстане должна проводиться или по подошве или внутри фосфоритоносной чулактауской свиты в Таласо-Каратауской зоне и ванадиеносной толщи в Срединном Тянь-Шане. В Северном Тянь-Шане из-за отсутствия раннекембрийских окаменелостей вопрос об этой границе решается чисто условно.

В заключение характеристики докембрийских образований Киргизии следует отметить, что с ними связан разнообразный комплекс неметаллических и металлических полезных ископаемых.

В метаморфических толщах протерозоя сосредоточены главным образом запасы нерудного сырья: гранатов, мелколистовой слюды, мономинеральных кварцитов. Региональная рутилоносность метаморфических пород обнадеживает в отношении поисков рутилитов.

В терригенно-карбонатных комплексах раннего — среднего и в джельдысуйской свите позднего рифея выявлено значительно повышенное содержание обломочных минералов тяжелой фракции (циркон, рутил и др.) в кварцитах, составляющих существенный формационный элемент этого комплекса.

Железорудные проявления в связи с этими толщами отмечены в Северном Присонкулье и долине р. Арчалы, но эти руды скорее близки джеспилитовым. Эти толщи могут оказаться перспективными в отношении магнезитов саткинского типа, тальков и талькитов. Первые их находки сделаны в верховьях р. М. Нарын. Заслуживает внимания региональная сульфидизация графитисто-сланцевых пород среднего рифея, свидетельствующая о возможном обнаружении колчеданных и полиметаллических залежей (например, в районах Кокмерена и рек Бурхан, Суек).

В тиллитсодержащих покровных молассах позднего венда обнаружен (Жуков, 1960; Джолдошев, Королев, 1960) и предварительно исследован Джетымский железорудный бассейн первично осадочных железных руд. Это особый тип железорудных месторождений в грубообломочных формациях. Его распространение не ограничивается только Тянь-Шанем, месторождения этого типа известны в Улутау (Центральный Казахстан) и на Среднем Урале.

ПАЛЕОЗОИ

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрий установлен во всех трех складчатых областях: Северо-Тяньшаньской, Срединного Тянь-Шаня, Фергано-Кокшаальской.

Впервые остатки кембрийской фауны в пределах Киргизской ССР были обнаружены в коллекции В. Козловского, собранной в 1912 г. в урочище Шодымир в северных предгорьях Туркестанского хребта (В. Н. Вебер). Монографическое описание среднекембрийской фауны Шодымира сделано Е. В. Лермонтовой (1951). Позднее И. С. Комишан (1925) в долине р. Араван нашел остатки среднекембрийских брахиопод, определенных М. Э. Янишевским. В том же районе северных предгорий Алая, в горах Кызыл-Кунгей, П. А. Грюше (1928) были обнаружены остатки фауны плохой сохранности, определенной Е. В. Лермонтовой как среднекембрийская. В 1952—1966 гг. было доказано, что в Туркестано-Алайской горной системе небольшие выходы кембрийской системы встречаются достаточно часто. В Срединном Тянь-Шане впервые остатки кембрийской фауны были найдены в 1954 г. В. Г. Андриухиным в верхнем течении р. Сарыджаз. В последующие годы эти на-

ходки умножились и сейчас обнаружены на всем протяжении этой структурной области.

В Северной Киргизии первые находки кембрийской фауны были сделаны в 1940 г. Д. И. Яковлевым. В 1943 г. А. Г. Вологдин и М. С. Потапова, повторив маршруты Д. И. Яковлева, собрали коллекцию кембрийских археоциат на известняковой вершине правобережья рч. Карагайлы-булак (приток Кичик-Кемина). Эти данные были использованы в описании кембрия в издании «Стратиграфия СССР» (Королев, 1965в), но остаются спорными.

В Северной Киргизии известно несколько местонахождений средне- и верхнекембрийской фауны, а развитие нижнего кембрия по-прежнему остается недоказанным.

Фаунистические остатки из кембрийских отложений практически не изучены. Опубликована лишь монография Е. В. Лермонтовой (1951) по среднекембрийским трилобитам Южной Киргизии, и статьи Т. И. Хайруллиной и В. И. Гончаровой. Вопросы стратиграфии кембрия Тянь-Шаня в последнее время рассматривались В. Г. Королевым (1962а, 1965а).

Ниже рассматриваются основные разрезы кембрийской системы, в которых остатками фауны подтверждено наличие разных отделов, а также распространение и состав свит, относимых к кембрию.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В Северо-Тяньшаньской складчатой области наиболее полные разрезы кембрия изучены в западной части Киргизского хребта, в Таласском и Джумгольском хребтах и в западных частях хребтов Заильского и Терсей-Алатау (табл. 5, вкладка).

В Таласском хребте в карбонатном разрезе нижнего палеозоя, вероятно, присутствуют все три отдела кембрия. Здесь на конгломератах терексайской свиты (венд-кембрий?) залегает бешташская свита, сложенная массивными светло-серыми мраморизованными известняками и доломитами, кое-где с прослоями и стяжениями кремней. Видимая ее мощность от 600 до 2000 м.

В 1961 г. по левому склону долины р. Бешташ, у устья р. Каинды, в 30 м выше основания свиты, Т. А. Додоновой (1964а) в пачке черных битуминозных мелкокристаллических слегка глинистых известняков собраны *Lingulella* aff. *spatula* (Walcott), *Acrotreta* ex gr. *parvula* (Wallerius) *Palaeobolus* (?) sp., *Chancelloria* ex gr. *grosdilovi* Zhur. et Kog. По мнению В. Ю. Горянского, этот комплекс характерен для среднекембрийских отложений. В средней и верхней частях свиты известны остатки ниже- и среднеордовикской фауны.

Поскольку бешташская свита является прямым аналогом фаунистически охарактеризованной тамдинской свиты, широко распространенной в той же тектонической зоне в Малом Каратау (Келлер, Покровская, 1965; Королев, 1962а, Лисогор, 1960) есть все основания предполагать в ней присутствие нижнего и верхнего отделов кембрия.

На западном окончании Киргизского и в Сусамырском хребтах в основании разреза залегают вулканогенные образования караарчинской свиты (спилитовая свита В. А. Николаева, 1929). В районе перевала Чонгур видно, что караарчинская свита несогласно залегает на докембрийской учкошуйской свите и перекрывается палеонтологически охарактеризованными средне-верхнекембрийскими отложениями. Она сложена андезитовыми порфиритами, туфами и в меньшей мере песчаниками и сланцами (Киселев, 1964). В бассейне р. Караарча свита имеет трехчленное строение. В нижней части она сложена кремни-

стыми и кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками и подчиненными эффузивами и туфами с прослоями разноокрашенных кремней. В средней части разреза развиты вулканогенные породы: спилиты, часто с шаровой отдельностью, диабазовые порфириды, туфы, туфолавы и туфобрекчии. Прослои осадочных пород редки и маломощны. В верхах разреза снова широко распространены осадочные породы, чередующиеся с основными эффузивами. Мощности свиты достигает 2500 м. В Сусамырском хребте, в верховьях р. Толук, по данным Т. А. Додоновой (1960), наблюдаемая часть караарчинской свиты мощностью до 3000 м сложена исключительно диабазами. На правобережье р. Каракол-Таласский обнаженная часть свиты достигает 3500 м. Здесь наряду с диабазами широко развиты андезитовые порфириды, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники и туффиты, содержащие линзы известняков и кварцитов.

Караарчинская свита несогласно перекрывается котуджанской свитой, выделенной в 1957 г. А. Ф. Степаненко (1959) на западном окончании Киргизского хребта. В верховьях рек Чунгур и Котуджан она образована полимиктовыми, туфогенными и известковистыми песчаниками, туфами, туффитами с редкими прослоями яшмовидных пород и рифами (?) известняков. В массивных известняках нижней части свиты В. С. Губаревой и А. Ф. Степаненко (Степаненко, 1959) собраны остатки трилобитов низов среднего кембрия: *Hypagnostus parvifrons* (Linnæus), *Kootenia granulata* Pock., *Chondranomocare* sp., *Elathtia* sp., *Solenopleura* cf. *recta* N. Tchern, а в аналогичных известняках верхней части свиты — позднекембрийские *Pseudagnostus* cf. *pseudocyclopyge* Ivsh., *Aphelaspis boshchekulensis* Ivsh (определения Н. В. Покровской). Мощность среднего-верхнего кембрия не превышает 550 м. Котуджанская свита согласно перекрывается туюксайской свитой песчаников верхнего кембрия — нижнего ордовика (Киселев, Королев, 1964).

Далее к юго-востоку по простиранию Киргизско-Терской складчатой зоны в северном Присонкулье, в горах Караджорга и Капкатас, между докембрием и средним-верхним ордовиком ранее выделялась капкатасская свита, объем и стратиграфическое положение которой не были достаточно ясны. Капкатасская свита впервые была выделена С. С. Шульцем (1938), но возраст ее определен как силурийский. В. Г. Королев (1962) предложил вулканогенно-осадочную толщу кембрия именовать капкатасской серией и подразделять ее на две свиты: каракаттинскую (собственно вулканогенную) и караджоргинскую (туфовую). В 1963—1965 гг. В. И. Кнауф, К. Д. Помазков, Ю. В. Жуков и другие исследователи капкатасской свитой называли только нижнюю вулканогенную толщу, а верхнюю — вулканогенно-осадочную часть описывали как караджоргинскую свиту.

В хр. Балыкты и Сонкультау в основании толщи диабазов и спилитов, относившихся к капкатасской свите, известны осадочные породы, из которых Л. Н. Мозолевым были собраны остатки ранне-среднекембрийских водорослей *Epiphyton* cf. *fruticosum* Vologd. (определение В. П. Маслова). Возможно, эта вулканогенная толща является аналогом караджоргинской свиты, положение которой в хр. Каракатты не выяснено, так как она не отделена от фаунистически охарактеризованного вулканогенного ордовика и имеет неясные взаимоотношения с нижележащей спилит-кератофировой толщей (данные Л. Н. Орлова и В. Н. Богдецкого).

Караджоргинская свита описана в горах Акташ-Караджорга. Взаимоотношения ее с капкатасской свитой изучены недостаточно. Свита представляет собой сложную ассоциацию вулканогенных и терриген-

ных пород, в которой последние резко преобладают. Вулканогенные и вулканомиктовые образования распространены обычно неравномерно. Кремнистые и карбонатные породы играют резко подчиненную роль, образуя рифы, линзы и невыдержанные по простиранию и мощности прослои. Мощность свиты достигает 1200 м.

Рифогенные массивы известняков в караджоргинской свите развиты спорадически и располагаются несколькими полосами, очевидно, отвечающими различным стратиграфическим уровням. В горах Акташ (междуречье Сарыбулак — Кичине-Каракуджур) они заключены среди толщ туфогенных и известняковых конгломератов с прослоями туфопесчаников и кремнистых сланцев. Отдельные рифовые массивы имеют куполовидные очертания, и размеры их достигают 300 м в поперечнике. В рифах полосы, занимающей, по-видимому, наиболее низкое положение в разрезе, содержатся остатки трилобитов нижней части амгинского яруса среднего кембрия: *Pagetides* sp. *Kootenia* cf. *gaspensis* Rasetti, *Chondragraulos minussensis* Legt., *Erbia granulosa* Legt и новый вид рода *Elrathia* (сборы Л. Н. Орлова и В. И. Гончаровой). На более высоком стратиграфическом уровне, в осадках облеkania другого крупного рифа, найдены остатки трилобитов *Hysterolepnus* sp. (сборы и определение В. И. Гончаровой). Представители этого рода известны из отложений верхнего кембрия — нижнего ордовика.

В центральной и восточной частях хр. Терской-Алатау отложения кембрийской системы выделялись по аналогии и параллелизовались с капкатасской свитой в старом понимании (т. е. «капкатасской серией», по В. Г. Королеву). В бассейне р. Бурхан и у перевала Тон, по данным В. М. Рожанца, на известняках ашуайрыкской свиты верхнего протерозоя залегают туфы и сланцы мощностью около 600 м. В восточной части хр. Терской-Алатау В. Г. Королев (1962) условно отнес к кембрию три свиты: нижнюю — тургенъаксуйскую (диабазы, порфириты и их туфы) мощностью 1500—2000 м; среднюю — таштамбекторскую (существенно терригенную, с прослоями диабазов и туфов) мощностью 2000 м и верхнюю — ашуторскую, сложенную песчаниками и сланцами с подчиненными известняками и известковистыми песчаниками. Мощность ашуторской свиты 900—1100 м. По общей литологии таштамбекторская и ашуторская свиты сходны с караджоргинской свитой.

К северу от полосы кембрия Молдотау-Присонкуля, в горах Джумголтау по долине Учтора и на его водоразделах с соседними саями Каратор и Акташ, прослеживаются три полосы с линзами известняков и известняковыми конгломератами. Первая — на водоразделе рек Учтор и Каратор. Среди полимиктовых песчаников содержится ряд линз известняков, размерами до 25×15 м, с сопутствующими им внутрiformационными конгломератами. Из этих известняков В. И. Гончарова определила остатки трилобитов майского яруса среднего кембрия: *Dorypyge richtofeniformis* Legt., *Dorypygina delicatula* Legt. и др. Вторая — на правом борту и по тальвегу долины р. Учтор, где обнажаются существенно известняковые конгломераты с отдельными более крупными глыбами и обломками известняков. Как в гальке, так и в глыбах известняков содержатся остатки одних и тех же видов трилобитов низов позднего кембрия: *Liostracina decorata* Gontch., *Tricrepicephalus* sp., *Damesops convexus* Chц, *Chiawangella karakolica* Gontch. Третья — на водоразделе рек Учтор и Акташ. В толще вулканомиктовых песчаников и гравелитов мощностью порядка 300—400 м наблюдаются две более крупные линзы протяженностью 50 и 70 м. В этих известняках обнаружены *Theodenisia microps* Rasetti и *Th. bituberculata* Gontch, определяющие возраст этих линз как конец позднего кембрия. Учитывая, что фауна в каждой полосе принадле-

жит различным ярусам кембрия и нигде не смешивается, наиболее вероятно предположить, что здесь представлен полный разрез двух верхних отделов кембрийской системы. Лишь в 5—7 км далее к северо-западу, в горах Бала-Шили, в сходных по строению и составу толщах, обнаружены линзы известняков, содержащие фауну раннего ордовика. Однако К. Д. Помазков предполагает, что все эти образования относятся к ордовику и что кембрийская фауна в них является переотложенной.

На северной окраине Северо-Тяньшаньской складчатой области, в восточной части Киргизского хребта, на Кастекском плоскогорье и в Заилийском Алатау, состав и мощность кембрийской системы однозначно не выяснены.

Н. И. Дорошенко, В. И. Киселев и др. в 1959—1961 гг. в южной части Кастекского плоскогорья закартировали вулканогенную «курсайскую свиту» (диабазы, порфириды, туфы) мощностью порядка 500 м, предположительно датированную как ранний кембрий и вышележащую вулканогенно-осадочную «карагайлинскую свиту», мощность которой оценивается около 1500 м. Последняя, по находкам остатков фауны на правом берегу р. Карагайли-булак (правого притока Кичик-Кемина), отнесена к среднему-верхнему кембрию. В средней части склона правого борта р. Карагайли-булак в тектоническом блоке обнажается средняя, так называемая рифогенно-конгломератовая, пачка карагайлинской свиты мощностью 300—400 м. В составе ее принимают участие кремнистые сланцы, конгломераты, состоящие из обломков основных эффузивов, и ассоциирующие с конгломератами линзы и прослои известняков. В известняках В. И. Киселевым обнаружены остатки средне-верхнекембрийских брахиопод: *Iphidelia* sp., *Conotreta* sp. и *Acrotreta* sp. (определения В. Ю. Горянского). Взаимоотношения этой пачки с вышележащими отложениями не вполне ясны. В другом тектоническом блоке в верховьях сая обнажается кембрийская пачка мощностью около 100 м переслаивающихся среднеслойных серых, темно-серых кремнисто-известковистых сланцев, темно-серых известняков, серо-зеленых песчаников и кремнистых сланцев. В средней и верхней частях пачки в прослоях серых и темно-серых пелитоморфных известняков В. И. Гончаровой в 1957 г. были собраны остатки трилобитов *Agnostus hedini* Troed s., *Onchonotellus subcinctus* Let m., *Acrocephalina armata* Troed s., *Charchaia norini* Troed s., *Lotagnostus asiaticus* Troed s и новые виды родов *Hedinaspis* и *Euloma*. Данный комплекс характеризует возраст вмещающих отложений как самый конец позднего кембрия. Верхний кембрий перекрыт с размывом и большим азимутальным и угловым несогласием базальными конгломератами фаунистически доказанного среднего-верхнего ордовика.

Таким образом, в Северном Тянь-Шане выделяются два типа разреза кембрийской системы: 1) карбонатный, согласно залегающий на верхнем протерозое и непрерывно переходящий в ордовик, в Таласском хребте, 2) вулканогенно-осадочный в остальной части.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

В складчатой области Срединного Тянь-Шаня кембрийская система развита в хребтах Чаткальском, Пскемском, Сандалашском, Кокиримтау, Джетымтау, Нарынтау, в восточной части хр. Терской-Алатау, в хребтах Куйлю и Сарыджазском.

На западном склоне Пскемского хребта, в бассейне р. Пскем, сохранились останцы кембрийских отложений на северном крыле крупной Пскемской антиклинали. Так, в среднем течении р. Бештор, по наблю-

дениям И. Д. Доронкина, В. И. Сургутанова и др., на протерозойских гнейсах и гранитах залегают базальные конгломераты, возможно вендского возраста. Нижняя пачка в разрезе кембрия представлена известковистыми сланцами мощностью 120—150 м. Выше залегают черные ленточные и тонкоплитчатые известняки (35 м); серые известняки (50 м), содержащие остатки трилобитов *Agnostidae* характерных для верхов среднего — низов верхнего кембрия (определения Т. И. Хайруллиной); неравномернозернистые известняки (25—30 м). Остальная часть известняково-терригенного разреза, отнесенного к нижней подсвите сандалашской свиты, содержит остатки фауны ордовика. На южном крыле Пскемской антиклинали, прослеженном на север до верховьев Караянгркыся — истока р. Сандалаш, кембрийские отложения в составе этой подсвиты доказаны И. Д. Доронкиным, который нашел остатки кембрийских трилобитов по саю Чиралма. Е. И. Зубцова и Е. И. Зубцов (1963) также указывали на наличие здесь терригенно-карбонатных кембрийских отложений.

В районе смыкания Сандалашского хребта с Таласским, кембрийские отложения, входящие в нижние горизонты сандалашской свиты, встречены лишь в тектонических блоках. Так, на юго-восточном склоне Сандалашского хребта, по ручью Бугулыбулак, в бассейне р. Каракасмак — правого притока р. Чаткала в узком тектоническом блоке, сложенном породами сандалашской свиты, В. С. Губаревой были собраны остатки трилобитов низов верхнего кембрия: *Proceratopyge olenekensis* P o k r. и *Pseudagnostus impressus* L e r m. (определения Н. В. Покровской, Степаненко, 1958). В 5—6 км юго-западнее, в долине правого составляющего ручья Бугулыбулак П. П. Мисюсом в 1963 г. отмечен второй выход отложений кембрия, впервые обнаруженный. В 1968 г. разрез кембрийских отложений этого блока, вскрытый канавой, был осмотрен В. И. Гончаровой совместно с В. Ф. Бородаенко и В. С. Казначеевым. В верхней части разреза, в пачке переслаивающихся кремнистых и глинистых известняков, В. И. Гончаровой собраны и определены остатки трилобитов конца позднего кембрия: *Agnostus hedini* T r o e d s., *Pseudagnostus obsoletus* L e r m., *Lotagnostus asiaticus* T r o e d s., *Proceratopyge fragilis* T r o e d s., а также новый вид этого рода *Charchaia norini* T r o e d s., *Norinia convexa* T r o e d s.

Еще дальше на восток по южному склону Таласского хребта, по видимому, обнажен разрез всех отделов кембрийской системы. Южнее перевала Каракульджа, по данным А. Ф. Степаненко (1958), на песчаниках вендской шорашуйской свиты с неясными следами перерыва залегают сандалашская свита, разрез которой имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Массивные доломитизированные известняки, в верхней части с тонкими прослоями черных кремней. В верхней части пачки найдены небольшие по размерам биогермы синезеленых водорослей 38,5 м
 2. Известняки светло-серые, массивные, переполненные раковинами *Obolella* sp. (определение Н. В. Покровской) 10 „
 3. Серые и темно-серые известняки, местами переходящие в осадочную известняковую брекчию. Содержат остатки трилобитов *Kooteniella* sp., *Hypagnostus* ex gr. *truncatus* B r ö g g e r, *Elrathia* sp., *Triplagnostus atavus* T u l l b e r g, *Kootenia* sp., *Chondranomocare* sp., *Olenoides convexus* L e r m o n t o v a, по заключению Н. В. Покровской, позволяющие относить вмещающие отложения к низам среднего кембрия 15 „
 4. Серые и светло-серые массивные часто окремненные известняки и доломиты с редкими прослоями кремней 280 „
- В средней части этой пачки найдены остатки ниже-среднеордовикских граптолитов.

Общая мощность кембрия в Каракульджинском разрезе не превышает 180—200 м.

В 1963 г. П. П. Мисюс и К. Сагындыков (1967) изучали этот же разрез кембрия. Ими в пачке 2 найдены остатки нижнекембрийских брахиопод *Kutorgina* cf. *cingulata* (Billings) и *Acrotreta* sp. (определения В. Ю. Горянского).

В восточной части Срединного Тянь-Шаня на значительном протяжении к кембрию относится шорторская свита (Королев, 1957). В ее составе преобладают известняки и кремнистые сланцы, мощность 50—450 м.

На левобережье р. Арчалы, в восточной части хр. Джетымтау, где в разрезе шорторской свиты преобладают известняки, в их верхних пачках, В. Г. Королевым в 1955—1957 гг., а также В. И. Гончаровой в 1957 г. было собрано большое количество остатков трилобитов *Proceratopyge rectispinata* (Troeds.), *Lotagnostus asiaticus* Troeds., *Diceratopyge mobergi* Troeds., *Hedinaspis regalis* Troeds., *Charchaqlia norini* Troeds., *Acrocephalina armata* Troeds., сверху появляется *Haniwa amboliti* (Troeds.). Такой комплекс видов свидетельствует о наличии верхнего кембрия, мощность которого в данном разрезе, очевидно, достигает 200 м. Нижняя часть толщи известняков той же мощности может частично или целиком отвечать среднему кембрию. И лишь известковистые и кремнистые сланцы основания разреза, содержащие также углисто-кремнистые ванадиеносные прослои, могут принадлежать нижнему кембрию (Королев, 1962а; Шабалин, 1964). Эта пачка отделяет свиту от «верхних тиллитов» венда. Такой же разрез шорторской свиты наблюдается в более южной полосе, в западной части хр. Джетымтау, в районе пер. Калмакашу. Здесь верхи карбонатной части разреза охарактеризованы тем же комплексом остатков трилобитов, что и в районе Арчалы. В разрезе также встречаются *Westergardites pelturaeformis* Troeds., *Pseudagnostus obsoletus* Lerm. и беззамковые брахиоподы *Lingula*. Известняки постепенно сменяются сланцевой толщиной с прослоями карбонатных пород суммарной мощностью около 50 м. В этой переходной пачке обнаружены лишь *Lingula orbicularis* Eichw. как на р. Арчалу, так и в районе пер. Калмакашу.

Восточнее, в хребтах Куйлю и Сарыджазском, кембрийские отложения вошли в состав беркутской свиты среднего кембрия — нижнего ордовика. Свита подразделяется на две подсвиты:

Кремнистая подсвита (залегает выше «верхних тиллитов»):

1. Массивные кремнистые породы, в нижней части с прослойками углисто-глинистых и глинисто-кремнистых сланцев, а также известняков и кварцитов 35—40 м

2. Темно-серые и черные кремнисто-глинистые, кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями углистых и глинистых сланцев 45—100 „

3. Известковистые сланцы, песчаники, алевролиты, черные кремнистые и углисто-глинистые сланцы с прослоями известняков 100—125 „
В кремнистых породах много остатков кембрийских губок.

Сланцево-карбонатная подсвита.

1. Известково-глинистые, кремнисто-глинистые и известковистые сланцы серого и темно-серого цветов с прослоями известняков, с остатками *Ptychagnostus aculeatus* (Angelin), возраст которых датирует вмещающие отложения как вторую половину майского яруса (определение В. И. Гончаровой).

2. Серые известняки, чередующиеся с известковистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. В верхней части этой пачки известняки содержат многочисленные остатки трилобитов и лингулид верхнего кембрия: *Lotagnostus asiaticus* Troeds., *Hedinaspis regalis* Troeds., *Proceratopyge rectispinatus* (Troeds.), *Diceratopyge mobergi* Troeds., *Acrocephalina armata* Troeds. и *Lingula orbicularis* Eichw., *Lingula pussila* Eichw. 50—100 „

3. Темно-серые глинистые сланцы с прослоями известняков, содержащих остатки лингулид: *Lingula orbicularis* Eichw. и *L. pussila* Eichw. 20—30 „

В самых верхних, сланцевых горизонтах беркутской свиты присутствуют обильные остатки только раннеордовикских лингулид.

Таким образом, возраст верхней подсвиты беркутской свиты по остаткам фауны датируется как средний кембрий — нижний ордовик. Нижняя подсвита условно относится к нижнему кембрию.

В бассейнах рек Куйлю-западная и Куйлю-восточная пачки карбонатных пород чаще всего имеют мощность 25—30 м, а иногда вообще отсутствуют и беркутская свита здесь сложена, в основном, черными кремнистыми породами с прослойками углисто-глинистых сланцев. В районе р. Талды-су, у южной границы складчатой области Среднего Тянь-Шаня, вся свита имеет небольшую мощность. В основании разреза залегают лидиты и черные кремнистые сланцы мощностью 30—40 м. Выше развиты темно-серые глинистые сланцы с прослоями песчаников мощностью около 10 м, выше которых залегают углисто-кремнистые сланцы с прослоями фтанитов и глинистых сланцев. Общая мощность около 100 м.

Во всех описанных разрезах кембрийских отложений Среднего Тянь-Шаня, особенно там, где они охарактеризованы остатками фауны, верхняя граница кембрийской системы, судя по остаткам фауны, проходит в известняково-сланцевой толще шорторской и беркутской свит и условно проводится по подошве преимущественно сланцевой пачки.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

В Фергано-Кокшаальской складчатой области известны отложения всех трех отделов кембрийской системы, но стратиграфия их изучена очень слабо.

Самые западные выходы кембрийских отложений в Фергано-Кокшаальской складчатой области известны в районе Сулюкты. Обнаружены они Д. П. Резвым (1953), описавшим здесь толщу черных глинистых сланцев и серых мелкозернистых песчаников с линзами темных известняков, в которых собраны остатки трилобитов *Bailiella orientalis* L e r m., *Glabrella ventrosa* L e r m., *Erbia* sp., по определению Н. Е. Чернышевой относящиеся к среднему кембрию.

Б. В. Ясковичем (1958, 1960) отложения кембрия в этом районе описаны под названием сулюктинской свиты, в состав которой включены глинистые, песчанистые и кремнистые сланцы, полимиктовые песчаники и линзы серых битуминозных известняков с остатками трилобитов, брахиопод и гастропод, видимой мощностью более 800 м. Из битуминозных кристаллических известняков Т. И. Хайруллиной и Н. К. Ившиным определены остатки трилобитов: *Dinesus* ex gr. *ida* Etheridg *D. kirghizensis* L e r m., *Solenopleura ferganensis* L e r m., *S. praestabilis* S u v., *Olenoides convexus* L e r m., *Dorypyge richthofeniformis* L e r m., *Pseudanomocarina* ex gr. *aoqiformis* T c h e r n., *Alokistokare asiatica* L e r m., *Glabrella ventrosa* L e r m., *Bailiella orientalis* L e r m., и др. Перечисленный комплекс фауны характерен для второй половины амгинского яруса. В 1963 г. Ю. С. Бискэ и Д. А. Старшинным (1965) в терригенных породах, вмещающих известняковые тела с фауной, были собраны остатки раннелудловских граптолитов, позволивших считать, что глыбы кембрийских известняков переотложены в силурийское время.

Восточнее Сулюктинского района, в урочищах Шодымир и Мадыген Б. В. Ясковичем описана толща пород среднего кембрия мощностью 2200 м, разделенная им на две свиты: шодымирскую мощностью 1600 м и сулюктинскую мощностью 600 м (сай Шокуш). На основании

находок остатков трилобитов шодымирская свита была отнесена к нижней, а сулюктинская к верхней половине амгинского яруса. Взаимоотношения свит и нижняя граница сулюктинской свиты не были установлены, а обобщенные Б. В. Ясковичем списки фауны указывают на верооятную одновозрастность этих свит.

Работами 1962—1963 гг. Г. С. Поршнякова, В. И. Котельникова, А. В. Яговкина в урочище Мадыген было установлено, что среди отложений, относимых к кембрию, присутствуют граптолитовые сланцы лландовери и уэнлока, на которые налегают основные эффузивы, отнесенные Б. В. Ясковичем к шодымирской свите. Кроме того, здесь обнаружены отложения, содержащие остатки тентакулитов девона (?). В результате разрез кембрийских отложений был сильно сокращен, мощность оценена лишь в 300—400 м.

В 1966 г. поиски фауны и составление разрезов северо-западнее ур. Шодымир, близ горы Маркуш, проведены В. И. Гончаровой, В. В. Киселевым и В. Г. Королевым. Кембрийские отложения залегают здесь на терригенной толще, возраст которой пока остается неясным. Представлены они известняками, суммарной мощностью около 40 м. Известняки согласно подстилаются пачкой черных лидитов, мощностью 5—10 м. В нижней части известняковой толщи, в светлых окремненных разностях собраны остатки трилобитов первой половины амгинского яруса: *Peronopsis (Acadagnostus) prima* Рокр., *Olenoides optimus* L a z., *Kootenia* sp. и новые виды родов *Sanaschtykgolia* и *Corynexochus*. В черных битуминозных известняках средней части разреза найдены *Dorypyge richthofeniiformis* L e r m., *Hypagnostus* sp., *Solenopleura* cf. *ferganensis* L e r m., *Bailiella orientalis* L e r m., характерные для середины среднего кембрия. Кембрийские отложения по тектоническому контакту соприкасаются с известняками среднего палеозоя. Что касается нижней границы кембрия, то не исключена возможность того, что лидиты могут иметь уже раннекембрийский возраст.

В непосредственной близости от непрерывного кремнисто-известнякового разреза кембрия, у подножия горы Маркуш наблюдались отдельные выходы толщи зеленых полимиктовых песчаников, включающих линзы и глыбы известняков с остатками трилобитов плохой сохранности середины среднего кембрия: *Dorypyge richthofeniiformis* L e r m., *Solenopleura ferganensis* L e r m., *Erbia* (?) sp. По-видимому, эта толща имеет достаточно широкое распространение, так как глыбы известняков с аналогичной фауной были встречены в восточной части ур. Шодымир и обнаружены Д. П. Резвым около кишлака Мадыген в устье Суук-танга.

Сопоставляя списки видов из известняков Сулюкты, Шодымира и Мадыгена, можно констатировать наличие в них большого числа общих форм, а анализ комплексов указывает скорее всего на их одновозрастность. Выход известняков и лидитов близ горы Маркуш не несет никаких признаков переотложения и, вероятно, является рифовым образованием.

Выходы кембрия давно известны также в северном обрамлении Наукатской впадины (в горах Кызыл-Кунгей) и в долине р. Араван. В гряде Кызыл-Кунгей кембрий имеет ограниченное распространение, а видимая мощность его не превышает 75 м. Представлен он глинистыми и кремнистыми сланцами с линзами известняков, содержащих остатки трилобитов среднего кембрия. В долине р. Араван кембрий состоит из тонкослоистых битуминозных известняков и кремнистых сланцев, в которых И. С. Комишаном (1925) собраны, а М. Э. Янишевским и Е. В. Лермонтовой определены остатки среднекембрийских беззамковых брахиопод *Acrotreta schantungensis* Walc., *Acrothele minuta*

Walc., *Lingulella eros* Walc. и трилобитов *Anomocarella* sp. Мощность кембрийских отложений здесь также около 75 м. Стратиграфических контактов толща не имеет.

Следующая серия выходов кембрийских отложений находится в полосе, расположенной в 80—100 км юго-западнее, на южном склоне Алайского хребта. В долине р. Чон-Карагатты, правого притока р. Коксу-западной, А. В. Яговкиным в 1960 г. описан один из таких выходов. Здесь на черных и темно-серых массивных известняках двадцатиметровой мощности залегает пачка черных и серых известняков, известковистых сланцев и глинистых известняков мощностью около 20 м. Известняки переполнены остатками археоциат *Coscinocyathus* sp., *C. aff. dianthus* Vogt., *Dictyocyathus* sp., *Protopharetra* sp., *Archaeolithus* sp., *Robustocyathus* sp. и др., водорослей *Proaulopora* sp., *Renalcis* sp., *Epiphyton* sp., губок *Chancelloria*. По мнению И. Т. Журавлевой и К. Н. Конюшкова, этот комплекс характерен для верхов нижнего кембрия. Выше следуют черные сланцы с граптолитами ордовика и силура.

Далее, в 6—8 км к юго-востоку, в верховьях р. Бурусунды остатки раннекембрийских археоциат и водорослей найдены в десятиметровой пачке алевролитов с линзами черных битуминозных известняков, часто оолитового или обломочного строения, местами переходящими в гравелит. Остатки археоциат представлены следующими формами: *Robustocyathus* sp., *Coscinocyathus* sp., водорослей — *Epiphyton* sp., *Chabakovia* sp., и новым видом рода *Archaeosykon*, по определению И. Т. Журавлевой, датирующими возраст вмещающих толщ как конец алданского — начало ленского веков. Ниже залегают темные сланцы, переслаивающиеся с зеленоватыми полимиктовыми песчаниками. Общая мощность кембрийских отложений около 55 м. Отложения кембрия перекрываются ордовикскими сланцами без видимого несогласия.

Восточнее, на южном склоне гор Актур, в восточной части Алайского хребта в тектоническом блоке между сланцевой и карбонатной фациями силура обнажается толща нижнепалеозойских отложений, в которой выделены палеонтологически доказанные средний и верхний кембрий. Полный разрез кембрийской системы составить затруднительно, так как вся толща разбита на мелкие блоки, которые местами запрокинуты и надвинуты друг на друга. Отложения кембрия представлены, в основном, серыми доломитами, темными битуминозными известняками и массивными кремнистыми сланцами. Общая мощность кембрия в этом районе составляет около 100—120 м.

В двух блоках В. И. Гончаровой собраны и определены остатки среднекембрийских трилобитов: *Peronopsis fallax ferox* (Tullb.), *P. ex gr. insignis* (Wal.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Bailliella orientalis* Legt. и др. Выделяются блоки с позднекембрийской фауной: *Pseudagnostus impressus* Legt., *Ps. quadratus* Laz., *Ps. rotundatus* Legt., *Homagnostus seletensis* Ivsh., *Koldinia* sp., и др.

В Восточно-Алайском хребте кембрийские отложения установлены в среднем течении р. Чон-Казык, где разрез их, составленный в 1961—1964 гг. А. В. Яговкиным, включает:

- | | |
|--|-------|
| 1. Черные алевролиты с прослоями темных известняков, содержащих остатки трилобитов плохой сохранности | 6 м |
| 2. Темно- и зеленовато-серые алевролиты | 3,5 " |
| 3. Переслаивание глинистых известняков с известковистыми алевролитами. В осыпи собраны остатки <i>Eodiscus punctatus</i> Salter, <i>Conyexochus</i> sp., <i>Peronopsis ex gr. fallax</i> Linnarsson, <i>Olenoides</i> sp., <i>Alokistokare</i> (?) <i>asiatica</i> Legt., по мнению Н. Е. Чернышевой, свидетельствующие о наличии среднего кембрия | 7 " |
| 4. Слоистые темно-серые алевролиты | 26 " |
| | 6* |

5. Тонкослоистые черные известняки с прослоями черных известковистых алевролитов. В верхней части пачки — линза серого массивного известняка с обломками раковин позднекембрийских Syntrophiidae	13 м
6. Бурые листоватые алевролиты с редкими линзочками песчаников	4 „
7. Переслаивание темных известняков, известковистых алевролитов и глинистых сланцев	8 „
8. Линзовидный прослой серого массивного известняка с остатками позднекембрийских трилобитов <i>Pseudagnostus</i> sp. и <i>Prochuangia</i> sp. (?) и раковин брахиопод Syntrophiidae. Максимальная мощность прослоя	5 „
9. Темно-серые и черные слоистые известняки с редкими и тонкими прослойками глинистого сланца. В кровле залегает пласт кремнистого сланца. Мощность пачки около 10—12 м.	
10. Темный массивный известняк с остатками позднекембрийских трилобитов <i>Homagnostus paraobesus</i> Lerm.	5 „

Общая мощность разреза около 90 м. Из-за плохой обнаженности взаимоотношения среднего-верхнего кембрия с вышележащими отложениями остались не выясненными.

Таким образом, в разрезах кембрия западной части Фергано-Кокшаальской складчатой области отчетливо выделяются две полосы: северная (Сулюкты, Шодымир, долина р. Араван и др.) и южная (от осевой части Туркестанского хребта до бассейна р. Коксу-западная). Большое количество общих видов остатков фауны в этих полосах говорит о формировании кембрийских отложений региона в едином морском бассейне. Отложения северной полосы, для которых характерно большое количество терригенного материала и наличие рифовых (?) массивов, происходило в более мелководной части этого бассейна.

Итак, фаунистически датированные полные разрезы кембрийской системы в Киргизии пока не известны. Однако есть все основания предполагать, что в хребтах Джетымтау, Таласском и в верховьях р. Чаткал имеются отложения всех трех отделов системы, и нахождение в них остатков фауны является вопросом времени. В других районах отложения кембрия распространены отдельными изолированными выходами, чаще — в тектонических блоках, и представлены одним или двумя отделами. Если верхняя граница системы в ряде пунктов может более или менее обоснованно проводиться внутри непрерывных кембрийских отложений, то положение нижней границы в большинстве районов условно. Лишь в смежном районе Малоого Каратау выявлены наиболее древние кембрийские образования, соответствующие томмотскому ярусу (Келлер, Покровская, 1965). Границы между отделами проходят внутри непрерывных разрезов и могут быть намечены только по остаткам фауны.

При дальнейших исследованиях кембрия Киргизии необходимо, прежде всего, проводить работы по более подробному биостратиграфическому обоснованию границ системы, а затем отделов и ярусов.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Основы стратиграфии ордовикских отложений Тянь-Шаня, подавляющая часть выходов которых расположена на территории Киргизской ССР, были заложены в 20—30-х гг. трудами В. Н. Вебера, А. Ф. Лесниковой, В. Г. Мухина, В. А. Николаева, О. И. Сергуньковой, Н. М. Сеницына, Д. И. Яковлева и др. Накопленный к настоящему времени огромный фактический материал позволяет создавать достаточно детальные стратиграфические схемы, производить корреляцию, фациальное районирование и палеогеографические построения, хотя еще далеко не все проблемы разрешены.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В Северном Тянь-Шане отчетливо намечается фациальная зональность ордовикских отложений. Каждая структурно-фациальная зона отличается своим типом разреза ордовикских отложений (табл. 6, вкладка).

В восточной части Таласского Алатау и в примыкающем к нему участке Сусамырского хребта к ордовику относится верхняя часть бешташской свиты, которая изучалась В. А. Николаевым, В. И. Смирновым, А. А. Колюком, И. В. Воробьевым, Т. А. Додоновой и др.

Бешташская свита представлена толщей серых и светло-серых известняков, доломитистых известняков и доломитов видимой мощностью от 600 до 2000 м. Лишь нижние 200—250 м принадлежат кембрийской системе, вся вышележащая часть относится к нижнему-среднему ордовику. В верхних горизонтах известняков в долине р. Кумыштаг в 1928—1935 гг. В. А. Николаевым были собраны остатки раннеордовикских трилобитов, наутилоидей, брахиопод, изученных А. Ф. Лесниковой и В. Н. Вебером (Додонова, 1961). Позднейшие сборы остатков наутилоидей, произведенные А. А. Колюком в 250 м выше подошвы кумыштагских известняков, заключают тремадокские формы (по определению З. Г. Балашова): *Robsonoceras manitobense* Ulrich et Foerste, *Albertoceras staufferi* Ulrich et Foerste, *Ellesmeroceras winonicum* (Sard.), *Bassleroceras* cf. *persus* (Bill.).

Восточнее, на р. Бешташ от размыва сохранились и более высокие горизонты бешташской свиты, охарактеризованные остатками брахиопод и наутилоидей раннеордовикского и среднеордовикского возраста. Здесь Т. А. Додоновой (1957) были собраны *Geisonoceras* sp., *Sactoceras* sp., и *Bassleroceras* sp. (определение З. Г. Балашова), а из более ранних сборов В. А. Николаева А. Ф. Лесникова определила *Dalmanella* sp. *Rafinesquina* sp. Еще далее к востоку и юго-востоку выходы известняков бешташской свиты известны в долинах рек Курган, Чичкан, Каинды. В верхней ее части известны единичные находки фауны, характерной для самого начала раннего ордовика. Так, на р. Курган примерно в 600 м выше подошвы свиты содержатся остатки *Pararaphistoma* sp., *Roubidoxia* sp. (определение В. А. Востоковой) и *Ellesmeroceras* sp. (определение З. Г. Балашова). На р. Каинды также в 600 м от основания свиты Т. А. Додоновой была найдена *Tetralobula* sp., известная из тремадока Казахстана (определение И. Ф. Никитина).

Бешташская свита сопоставляется с шабактинской свитой тамдинской серии хребта Малого Каратау, с которой она тождественна по литологическому составу и связана положением в единой структурной зоне. Шабактинская свита более полно охарактеризована фауной — внизу кембрия, а сверху — нижнего и среднего ордовика. Общая видимая мощность свиты 3000—3500 м, из которых около половины приходится на ордовик.

В пределах Таласо-Каратауской зоны бешташская (шабактинская) свита не имеет кровли. Однако в области перехода к соседней с севера Алмалы-Аккульской фациальной зоне (в бассейне р. Чичкан), В. Я. Медведев и Н. С. Каткова наблюдали согласное налегание на известняках типа бешташских карбонатно-терригенных отложений джайсанской свиты. Последние, на основании находки в них А. В. Григорьевым граптолитов *Didymograptus* (*Expansograptus*) sp. ind., *Isograptus* sp. и *Pseudoclimacograptus* (?) sp., отнесены к переходным слоям от нижнего к среднему ордовику. Данный разрез, где, возможно, имеет место частичное фациальное замещение верхней части бешташских известняков терригенными породами, можно рассматривать как переход-

ный от каратау-таласского типа разреза к алмалы-аккульскому (рис. 2).

Один из наиболее полных разрезов алмалы-аккульского типа был изучен Т. А. Додоновой (1960), М. Б. Зимой (1964) и П. П. Мисюсом (1968) в районе Аккуль-Табылгаты, на северном склоне хр. Молдотау. Основание разреза тектонически оборвано. В разрезе выделяются две свиты: нижняя зеленоцветная и верхняя красноцветная. Нижняя свита сложена гравелитами, переслаивающимися между собой песчаниками и алевролитами. В средней ее части выделяется горизонт оолитовых известняков мощностью 15—20 м. Прослой известняков имеются и вверху. Мощность свиты 1500—1700 м. Возраст ее установлен как лландейло — ранний карадок на основании находок граптолитов *Glyptograptus tere-tiusculus* His., *Nemagraptus gracilis* Hall и др., брахиопод *Gacella insolita* Williams, *Christiania tenuicincta* McCoy и др. и трилобитов *Triarthrus turkestanicus* Web., *Telephus* sp. и др. Свита подразделяется на ряд пачек, имеющих местное значение.

Верхняя красноцветная свита связана с зеленоцветной постепенным переходом, однако в 50—70 м выше появления красноцветной окраски располагается характерная пачка кварцевых конгломератов, знаменующая некоторый перерыв и существенное изменение условий осадконакопления. Ниже конгломератов свита представлена чередованием песчаников и алевролитов, в самой верхней части сменяющимся темно-серыми и зелено-серыми алевролитами, глинистыми и известково-глинистыми сланцами с прослоями известняков. Мощность свиты около 300 м. Определенные Э. Н. Яновым остатки беззамковых брахиопод *Lingula ancyloides* Salt., *L. leiskowensis* Barr., *L. attenuata* Sow. и др. характеризуют возраст свиты как конец среднего или начало позднего ордовика. Не исключено, однако, что возраст свиты — ашгильский. М. Б. Зима (1964) допускает даже раннесилурийский возраст красноцветной свиты. Выше нее в хр. Молдотау несогласно лежит толща кислых эффузивов, относящаяся, вероятно, к среднему палеозою.

Разрез, аналогичный приведенному, известен в районе р. Толук, впервые описанный В. Г. Мухиным и впоследствии детально изученный А. А. Луйком (1957).

Комплекс ордовикских отложений, названный В. Г. Мухиным *толукской свитой*, расчленен А. А. Луйком на несколько толщ (снизу вверх). Основание разреза оборвано разломом:

- | | |
|--|--------|
| 1. Крупногалечные конгломераты из гальки песчаников, мраморов и литоморфных известняков, меньше — кремней и интрузивных пород | 700 м |
| 2. Зеленовато-серые полимиктовые песчаники и алевролиты с фауной караканского горизонта (средний ордовик): <i>Pliomerops plana</i> Web., <i>Lonchodomas</i> cf. <i>karakanensis</i> Web. (определения М. Н. Королевой и Т. Б. Рукавишниковой) | 1100 „ |
| 3. Песчаники и конгломераты с пачками известняков и известковистых песчаников с <i>Nicholsonella pulchra</i> Ulr., <i>Rhinidictya</i> ex gr. <i>mutabilis</i> Ulr., <i>Batostoma</i> ex gr. <i>winchelli</i> Ulr. (определения Е. А. Модзалевской), встречаются остатки трилобитов | 1180 „ |
| 4. Зеленовато-серые песчаники и алевролиты с <i>Dulankarella extraordinaria</i> Ruk., <i>Rhynchotrema janeum</i> (Bill) (верхний ордовик) | 440 „ |
| 5. Бурые и красные песчаники и алевролиты, содержащие остатки колоний мшанок | 1000 „ |
| 6. Пестроцветные песчаники и алевролиты | 500 „ |

Две последние толщи соответствуют красноцветной (лингулевой) свите Аккуль-Тадылгатинского разреза. Кровля ордовикских отложений в данном разрезе отсутствует.

В верховьях р. Сусамыр В. Я. Медведев, В. С. Буртман и другие геологи различают две свиты ордовика.

Джайсанская свита делится на две подсвиты. Нижняя из них (350—1000 м) представлена темными глинистыми сланцами, песчаниками, алевролитами и туфами порфиритов с редкими прослоями известняков и мелкогалечных конгломератов. На р. Чон-Мустор (правом притоке р. Сусамыр) в ней найдены остатки *Protocycloceras* (?) sp. и *Didymograptus* (?) sp. Далее к западу (на р. Тушашу), из тех же отложений, известны находки *Didymograptus* (*Expansograptus*) sp., *Iso-graptus* sp., *Pseudoclimacograptus* (?) sp. Эти формы характеризуют средний ордовик, а частью, возможно, верхние горизонты нижнего ордовика. Верхняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, местами в ней играют существенную роль туфы порфиритов. Мощность 1300—1500 м. В этой подсвите содержатся органические остатки брахиопод *Strophomena* sp., *Rhynchotrema* cf. *otarica* R u k.; трилобитов *Ampyx* sp., *Harpes* sp., *Pliomera* sp., мшанок *Rhynidictya* sp., *Monotrypa* sp., *Batostoma* sp., *Ceratopora* sp., гастропод *Pararaphistoma* sp. и др. Приведенный список характеризует средне- и позднеордовикский возраст отложений.

Верхняя свита, которую некоторые авторы называют *баркольской*, на основании сопоставления ее с одноименной, но литологически отличной свитой Киргизского хребта, сложена конгломератами, песчаниками и глинистыми сланцами, местами с подчиненными прослоями известняков. Мощность 300—700 м. В верховьях р. Сусамыр (в междуречье Чон-Мустор и Кичине-Мустор) в этой свите собраны остатки *Eridotrypa* (?) sp., *Nicholsonella* sp., *Westonoceras* (?) sp., *Bumastus* sp., *Maclurites* sp., не противоречащие выводу об ее позднеордовикском возрасте.

К джайсанской свите, вероятно, могут быть отнесены небольшие выходы ордовика на северном склоне хр. Ичкелетау, близ устья р. Нельды. Здесь на отложениях верхнего протерозоя лежит с базальным конгломератом свита мощностью 1300 м зеленых и лиловых сланцев, алевролитов и известняков. В линзах известняков В. А. Николаевым были собраны головные щиты *Illaenus* sp. и водоросли *Osagia*. В. Я. и И. Е. Медведевы дополнительно нашли в тех же слоях остатки *Raphyophorus* cf. *usunensis* Tschug., *Bumastides* (?) *bedpakensis* Web., *Pliomerops* sp. По заключению М. Н. Чугаевой, остатки трилобитов характерны для караканского горизонта среднего ордовика.

На западной оконечности Киргизского хребта (район р. Алматы) трансгрессивно на гранитах Алмалинской интрузии предположительно кембрийского возраста залегает алмалинская или лингулевая свита. В разрезе свиты В. Ф. Козицким и М. Т. Козицкой выделены три подсвиты. Нижняя начинается базальным конгломератом, который кверху сменяется переслаиванием красных и лиловых песчаников и алевролитов с подчиненными алевроито-глинистыми сланцами; мощность до 550 м. Выше с постепенным переходом залегает средняя подсвита, отличающаяся зеленой и зелено-серой окраской пород аналогичного литологического состава и обилием остатков беззамковых брахиопод и гастропод; мощность около 300 м. Вверху располагается третья подсвита темно-серых и зеленоватых, часто известковистых алевролитов с прослоями оолитовых известняков, содержащих остатки лингулид, гастропод и фораминифер. Мощность верхней подсвиты около 1000 м, а всей алмалинской свиты около 1800 м.

Среди органических остатков из алмалинской свиты В. Ю. Горянский определили *Lingula fostermontensis* Butts, *L.* cf. *brodiei* Dav., *L.* aff. *minima* Sow., *L.* cf. *divulgata* Sincl., *L.* ex gr. *placibilis* Sincl., *L.* aff. *brevis* Porte, *L.* aff. *scymnus* Sincl., *Pseudolingula* aff. *aquilina* Sincl., *Ps.* (?) cf. *eva* (Bill.). Отсюда же В. А. Востоко-

ва определила *Cycloria* cf. *minuta* Wost., *Lophospira* sp. Кроме того, из сборов, произведенных в 1965 г. Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой в долинах рр. Алмалы южной и северной, Э. Н. Янов определил *Lingula leiskowensis* Barr., *L. attenuata* Sow., *L. ancyloides* Salt., *L. aff. striata* Sow. В. Ю. Горянский считает возраст отложений позднеордовикским (не исключая конца среднего ордовика).

Большое сходство литологического состава и строения разреза алмалинской свиты и верхней (красноцветной) толщи ордовика из разреза хр. Молдотау позволили Т. А. Додоновой высказать предположение об одновозрастности этих толщ. Ранее проводились сопоставления алмалинской свиты с ордовикской толщей, обнажающейся восточнее (на р. Узунбулак, на северном склоне Киргизского хребта) и содержащей граптолиты лландейло (Белькова и Огнев, 1964). Сравнимые толщи литологически несходны и принадлежат разным фаціальным зонам.

На алмалинской свите согласно, но с резким переходом залегает *карасайская* свита зелено-серых песчаников. Органических остатков она не содержит. Некоторые авторы сопоставляют свиту с ордовиком горы Тектурмас (возвышенность близ г. Джамбула), содержащим остатки трилобитов и брахиопод среднего ордовика. Такое сопоставление вызывает возражение. Среднеордовикская толща Тектурмаса занимает более низкое стратиграфическое положение, так как с разрывом покрывается красноцветной толщей, сходной с алмалинской свитой. Карасайская свита, очевидно, принадлежит к тому же верхнеордовикскому комплексу отложений, что и алмалинская свита, но отсутствует в других разрезах.

В кепташско-долонском районе наилучшие разрезы ордовика находятся в районе перевала Долон, в горах Карамойнок — Джумголтау и в хр. Кавактау-Северном.

Ордовикская толща, обнажающаяся у перевала Долон, известна со времени исследований Д. В. Никитина (1916) под названием *долонской свиты*. Первоначально она относилась к среднему карбону, затем к силур — девону (Сергунькова, 1940). В. А. Николаев, В. Г. Королев, А. Д. Смирнов высказывались за ордовикский возраст долонской свиты, что подтвердилось впоследствии находками граптолитов аренига и нижнего лланвирна, сделанными Л. Н. Орловым, Л. Н. Мозолевым и А. Г. Ласовским. Палеонтолого-стратиграфические исследования М. Б. Зимы (1964) позволяют сопоставлять долонскую свиту с ордовикскими отложениями хребтов Кавактау-Северного и Джумголтау.

Разрез ордовика у перевала Долон представляется в следующем виде. Несогласно на отложениях среднего — верхнего кембрия (караджоргинская свита) лежат базальные конгломераты, сложенные галькой и валунами гранитоидов, эффузивов, мраморов, известняков, песчаников и алевролитов, а также метаморфических пород. Размеры обломков, как и степень их окатанности, различны. Наряду с галькой и мелкими валунами диаметром от 20—30 см изредка встречаются и крупные глыбы размером до 25—30 м в поперечнике. В некоторых известняковых валунах содержатся остатки среднекембрийских трилобитов *Olenoides*, *Kootenia* и *Corynexochidae* (определение Н. К. Ившина). Мощность конгломератов достигает 300—400 м.

С постепенным переходом они покрываются гравелитами и песчаниками с прослоями алевролитов и алеврито-глинистых сланцев общей мощностью до 500 м. В этой толще содержится богатый комплекс граптолитов, характерных для верхней части аренига и частью для нижнего лланвирна: *Didymograptus* cf. *hirundo* Salt., *D. suecicus* Tullberg, *D. patulus* Hall, *D. v-fractus* Salt., *D. aff. nicholsoni* Larm., *Tetra-*

graptus sp., *Phyllograptus* ex gr. *typus* Hall, *Trigonograptus ensiformis* (Hall), *Isograptus* ex gr. *gibberulus* (Nich), *Cardiograptus* sp. и др.

Выше следуют мощные (до 1000 м) песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и редкими прослоями гравелитов. Здесь М. Б. Зима собрал остатки граптолитов *Glossograptus* ex gr. *hincksii* Норк., *Glyptograptus* ex gr. *teretiusculus* Нис., *Pseudoclimacograptus* ex gr. *scharrenbergi* Ларв., свидетельствующих о принадлежности этих отложений к лландейло.

Разрез венчается двумя пачками пород иной окраски — буровато-зеленой, коричневатой, буро-красной. Нижняя из этих пачек, мощностью 90 м, сложена грубозернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных кварцево-кремневых конгломератов. Верхняя, мощностью 75 м, — тонкоплитчатыми кремнисто-глинистыми породами. Последние содержат плохо сохранившиеся остатки граптолитов *Orthograptus* sp. и *Climacograptus* sp. Не исключена принадлежность этих слоев к карадоку.

Таким образом, возраст долонской свиты заключен в пределах среднего ордовика и конца раннего ордовика. Общая мощность свиты в описанном разрезе составляет около 2000 м.

К западу от перевала Долон выходы долонской свиты прослеживаются в хребтах Сонкультау, Балыкты и Кавактау-Северном. Свита представлена фрагментами и лишена кровли. В верховьях р. Минкуш долонская свита резко несогласно залегает на метаморфизованных основных эффузивах верхнего протерозоя. Нижнюю часть свиты мощностью около 320 м слагают грубые конгломераты с прослоями аркозовых песчаников. Галька и валуны в конгломератах представлены гранитоидами и метаморфизованными эффузивами из подстилающей толщи, в резко подчиненном количестве — мраморами. Выше конгломераты постепенно сменяются мощной флишеподобной толщей зеленовато-серых и темно-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. В нижней части нередки пропластки порфиритов и туфов, в более высоких горизонтах встречаются прослой известняков. Неполная мощность долонской свиты в описанном разрезе достигает 2000 м.

В нижней части свиты содержатся остатки *Didymograptus* aff. *extensus* Hall, *Amplexograptus* sp., вероятно, относящиеся к лланвирну. В более высоких слоях найдены *Didymograptus* sp., *Glyptograptus* ex gr. *teretiusculus* Нисингер, характеризующие лландейльский ярус среднего ордовика.

К аналогам долонской свиты относятся также ордовикские отложения, описанные К. Д. Помазковым и Т. А. Додоновой в горах Джумголтау и Карамойнок, севернее хребта Кавактау. Нижняя часть разреза представлена базальными конгломератами мощностью от 400 до 1800 м. Они несогласно лежат на верхнепротерозойских порфиритах, а местами на метаморфических сланцах киргизской серии нижнего протерозоя, и содержат, кроме обломков пород из подстилающих толщ, также гальку кварцевых диоритов, альбитофиров, кварцитов и известняков. Встречаются крупные обломки известняков (до 0,8 м в поперечнике). Некоторые из них содержат фауну среднего кембрия и тремадокского яруса нижнего ордовика, что свидетельствует о находившихся поблизости и размывавшихся в конце аренига поднятиях, в строении которых участвовали карбонатные отложения тремадока.

Выше базальных конгломератов верхнего аренига залегает связанная с ними постепенным переходом толща зелено-серых и реже красновато-бурых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Среди них присутствуют редкие прослой порфиритов, фельзитов и их туфов, а так-

же небольшие линзы известняков. Мощность колеблется в пределах 1500—2000 м. В нижней части толщи в хр. Карамойнок содержатся остатки *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (лланвирн), а выше по разрезу — *Climacograptus* aff. *scharenbergi* L a p w., характерные для лландейло.

Описанная толща покрывается то с размывом и угловым несогласием, то согласно красноцветными конгломератами и песчаниками позднеордовикской (?) карамойнокской свиты. Конгломераты сложены гальками кремнистых пород, кварцитов, кварца, гранитов, диоритов, жильных и эффузивных пород, мраморов, присутствуют неокатанные обломки пород нижнего — среднего ордовика. Рассматриваемая толща пород получила название *карамойнокской свиты* (К. Д. Помазков) и предположительно относится к верхнему ордовику. Мощность до 1000—1200 м.

В западных районах этой фациальной зоны с долонской и карамойнокской свитами сопоставляются кепташская свита и покрывающие ее в некоторых местах красноцветные отложения. Выходы *кепташской свиты* распространены в восточной части Таласского Алатау и на южном склоне Киргизского хребта, где они исследовались В. Я. Медведевым, А. В. Григорьевым, В. С. Буртманом.

В районе перевала Чонгур в Киргизском хребте А. Ф. Степаненко (1959), В. В. Киселев и В. Г. Королев (1964) наблюдали несогласное налегание ее базальных конгломератов на туюксайскую свиту верхнего кембрия — нижнего ордовика (тремадока).

Туюксайская свита конгломератов, красных песчаников и пестроцветных алеврито-глинистых и кремнистых сланцев мощностью в 100—250 м лежит с размывом на отложениях нижней части верхнего кембрия. В прослое известняка среди песчаников этой свиты в долине р. Кепташ В. В. Киселевым были найдены *Billingsella* cf. *holtedahli* Walc., *Billingsella* sp., *Nanorthis* sp. Последняя форма известна в тремадоке. Первые две характеризуют чаще всего верхний кембрий, но изредка (Южный Урал) встречаются в тремадоке (кидрясовские песчаники). Поэтому раннеордовикский возраст туюксайской свиты вполне возможен.

Кепташская свита сложена преимущественно песчаниками, от мелкозернистых до гравийных, в средней части с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, и содержит в основании крупноглыбовый базальный конгломерат мощностью 25 м. Из нижней части свиты известны находки фауны, характерной для лланвирна — лландейло: *Strophomena* sp., *Lesneurilla* sp., *Pictetoceras* sp., *Nileus* aff. *scrutator* Bill. и др. Мощность свиты в приведенном разрезе невелика — около 280 м, что, возможно, обусловлено размывом перед отложением вышележащей пестроцветной конгломератовой толщи предполагаемого верхнего ордовика.

На южном склоне Киргизского хребта В. Я. Медведевым и другими геологами описаны более мощные разрезы кепташской свиты — до 2000—2500 м. При этом отмечена фациальная изменчивость отложений. Так, в районе поселка Купре, по одному из правых притоков р. Каракол (правой составляющей р. Талас), в нижней части свиты обнажаются серо-зеленые и серо-лиловые туфопесчаники с линзами белых известняков. Выше по разрезу серые и лиловые туфопесчаники чередуются с пачками пепловых туфов и порфиристов. В других участках отмечается преобладание в составе свиты серых и зелено-серых песчаников и туфо-песчаников.

На правобережье р. Каракол А. В. Григорьевым в породах кепташской свиты были собраны остатки брахиопод *Dinorthis* sp., *Plectambo-*

nites sp. (определения О. Н. Андреевой); трилобитов *Illaenus* sp., *Holasaphus* aff. *moorei* R a u m., *Lloidia* aff. *saffordi* (B i l l), *Bathyurus* aff. *johnstoni* R a u m. (определения Е. А. Балашовой); гастропод *Maclurites* sp., *Pararaphistoma* sp. (определения В. А. Востоковой); наутилоидей *Proterocameroceras* sp., *Iripteroceras* sp. (определения З. Г. Балашова); криноидей *Glyptocystites* sp., *Tetragonotetragonalis* ex gr. *pygmaeus* (E i c h w.), *Cheirocrinus* aff. *leuchtenbergi* (A n g.) (определения Р. С. Елтышевой). Эта фауна позволяет отнести кепташскую свиту к верхней части нижнего ордовика и к среднему ордовику и, таким образом, параллелизовать ее по возрасту с долонской свитой.

Выше описанной толщи несогласно залегают красноцветные терригенно-вулканогенные отложения, разные по структурным и литологическим особенностям. Стратиграфическое положение значительной части этих образований является неясным и спорным. Одни исследователи (Белькова и Огнев; В. Я. Медведев, 1960 и др.) склонны рассматривать все или подавляющую часть красноцветных докамменноугольных толщ Северного Тянь-Шаня, лежащих выше палеонтологически документированных сероцветных отложений среднего ордовика, как своеобразный комплекс образований, знаменовавший позднеордовикскую стадию замыкания каледонской геосинклинали. Другая группа геологов (Киселев и Королев, 1964; Додонова, 1962; Буртман и др., 1962) значительную часть толщ относит к среднему палеозою (силуру и девону). В их число входят карамоynoкская и арамсинская свиты.

К *баркольской свите*, стратотип которой находится на южном склоне Киргизского хребта к северу от урочища Арал, на р. Барколь, относятся зеленые и лиловатые порфириды среднего и основного состава, полимиктовые песчаники и конгломераты общей мощностью 600 м, несогласно залегающие на различных толщах нижнего палеозоя и предполагаемого докембрия. Принадлежность этой толщи к среднему палеозою наиболее вероятно.

На правом берегу р. Сусамыр, в районе рек Чон-Мустор и Кичине-Мустор под тем же названием (баркольской свиты) В. Я. Медведев описал существенно глинисто-сланцевую толщу, содержащую ордовикскую фауну. Как указано выше при описании алмалы-аккульского типа разрезов, эти отложения принадлежат иной фациальной зоне и могут быть сопоставлены с верхнеордовикской свитой Алмалы и Аккуля. Поэтому упомянутая находка фауны не может быть привлечена для характеристики возраста баркольской свиты.

К *арамсинской свите* В. Я. Медведевым и В. С. Буртманом были отнесены несогласно лежащие выше баркольской свиты (на р. Арамсу, в правом берегу р. Сусамыр) преимущественно красноцветные конгломераты, гравелиты, песчаники, чередующиеся со средними и кислыми эффузивами и туфами общей мощностью 1500—2000 м. В 1956 г. в стратотипическом разрезе арамсинской свиты на левобережье р. Арамсу-западной, в верхней ее части, среди зелено-серых алевролитов В. С. Буртманом были найдены остатки *Lingula* aff. *subcrassa* E i c h w., *L. cf. orbicularis* E i c h w. (определение Э. Н. Янова) и *Philhedrella laelia* H a l l. (определение Н. В. Литвинович в работе Буртмана и Медведева, 1959). На основании находок этой фауны, а также наблюдаемых стратиграфических соотношений с другими толщами, арамсинская свита, как и баркольская, была отнесена к верхнему ордовику.

Стратотип арамсинской свиты в 1961 г. более детально изучил С. А. Лесков. По его данным, в составе свиты преобладают терригенные породы, а вулканогенные образования, преимущественно щелочного состава, характерны только для нижней ее части. Значительная часть кислых эффузивов, описывавшихся в составе арамсинской свиты,

оказалась пластовыми дайками более позднего происхождения. В разрезе арамсинской свиты С. А. Лесков выделил следующие элементы (снизу вверх).

1. Нижняя подсвета, вулканогенно-терригенная. Она содержит внизу мощный базальный конгломерат, лежащий на размытой поверхности эффузивов баркольской свиты и кверху переходящий в серые и розоватые гравелиты и песчаники. Валуны и галька в конгломератах состоят из различных изверженных, метаморфических и эффузивных пород. Мощность базальной пачки около 400 м. Выше залегает пачка туфов, реже туфолав, риолитовых порфиров, а также пироксеновых порфиритов, туффитов, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов мощностью более 350 м. Кверху эти породы сменяются пачкой базальтовых и трахибазальтовых порфиритов мощностью около 100 м. Общая мощность нижней подсветы 800—900 м.

2. Средняя подсвета начинается внизу 180-метровой пачкой мелко- и среднегалечных конгломератов и серо-фиолетовых полимиктовых песчаников. Контакт с нижней подсветой осложнен пологопадающим разрывным нарушением. Присутствие в конгломератах гальки из нижней подсветы говорит о возможном перерыве в отложении. Выше залегают полимиктовые песчаники мощностью до 430 м, которые сменяются пачкой в 30 м переслаивающихся зеленых и темно-серых кремнистых алевролитов, тонкополосчатых кремнистых туффитов и кремней. Выше согласно залегают розовые косослоистые аркозовые песчаники, переходящие кверху в гравелиты (около 200 м). Мощность средней подсветы около 800 м.

3. Верхняя подсвета состоит из двух частей. Внизу выделяется пачка розовых косослоистых аркозовых гравелитов мощностью 500 м. Выше, отделяясь пологопадающим разрывом, залегает такой же мощности ритмично построенная песчано-алевролитовая пачка черных аргиллитов и алевролитов, зеленых, розоватых и бурых песчаников, местами гравелитов и конгломератов.

В песчано-алевролитовой пачке, указанного выше комплекса лингулид, собранного в ней в 1956 г. В. С. Буртманом, С. А. Лесков обнаружил головной щит *Eurypterus*, близкого, по заключению Л. П. Пирожникова, к *Eurypterus maria* Clarke из силура (венлока) Северной Америки.

Из приведенного материала видно, насколько еще неясна стратиграфия отложений, относимых к арамсинской свите.

Восточным продолжением Кепташско-Долонской фациальной зоны ордовика, возможно, является приосевая часть восточной оконечности хребта Терсей-Алатау, где известна толща, несколько напоминающая долонскую свиту. Один из лучших разрезов этой толщи, названной В. Г. Королевым *ашуторской свитой*, известен на правом склоне долины р. Коккиянын. Здесь свита, как показал Е. И. Зубцов, с небольшим угловым несогласием лежит на вулканогенно-терригенной толще, сопоставляемой с кембрийской калкатаской серией более западных районов. Разрез начинается базальным конгломератом мощностью 200—250 м, состоящим из гальки песчаников подстилающей толщи, кремнистых пород, яшм, диабазов, мраморизованных известняков. Выше следует толща зелено-серых песчаников и алевролитов с частыми тонкими прослоями зеленоватого известняка. В песчаниках встречаются ходы илюедов и образования, напоминающие отпечатки стеблей растений. Верхняя часть свиты сложена песчаниками и алевролитами без известняковых прослоев. Общая мощность ашуторской свиты превышает 1000 м. В долине р. Чон-Джаналач, по данным В. Г. Королева, ашутор-

ская свита согласно покрывается мощной толщей полимиктовых конгломератов (чон-джаналачской свитой).

Вдоль северного склона хребта Терской-Алатау, в пределах Джергаланской тектонической зоны, в широтном направлении протягивается прерывистая цепь обнажений ордовикских отложений иного состава. Эти выходы прослеживаются из долины р. Тургень-Аксу на восток в верховья р. Уч-Кашка, к перевалу Арчатор и в среднее течение р. Улькен-Какпак (за пределами Киргизской ССР). Рассматриваемые отложения известны под названием *сулусайской свиты*.

Нижняя ее часть мощностью до 1500 м сложена зеленоватыми и темно-серыми песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с подчиненными пластами порфиринов. Выше залегает толща тонкослоистых и массивных частью доломитизированных известняков мощностью 400—450 м. В переходных слоях между песчано-сланцевой и известняковой толщами в верховьях р. Уч-Кашка В. И. Кнауф обнаружил остатки граптолитов *Climacograptus* sp. и *Diplograptus* (*Orthograptus*) sp. В аналогичных по стратиграфическому положению слоев углисто-глинистых сланцев на границе песчано-сланцевой и известняковой толщ на р. Улькен-Какпак Е. И. Зубцовым также найдены остатки граптолитов *Glossograptus* sp. ind., *Diplograptus* (s. l) sp., *Glyptograptus* (?) sp. ind., по М. Б. Зима характеризующих среднеордовикский возраст отложений.

В центральной части Киргизского хребта к ордовику относится комплекс преимущественно терригенных отложений значительной мощности, подошва которого неизвестна. В этом комплексе выделяются карабалтинская свита, красноцветная толща, принимаемая за аналог карамойнокской свиты хребта Джумголтау, и джарташская свита.

Карабалтинская свита сложена зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с подчиненными прослоями глинистых сланцев и редкими линзами мраморизованных известняков. Мощность свиты (неполная, так как подошва не вскрыта эрозией) составляет около 3000 м. В верхних ее горизонтах на р. Чон-Каинды В. С. Буртманом в 1957 г. были найдены органические остатки, давшие ему основание отнести всю толщу к среднему ордовику. Отсюда определены гастроподы *Sinuopea* sp., *Lophospira* sp., брахиоподы *Pseudolingula sculptata* Cooper и мшанки плохой сохранности из семейства Arthrostylidae. Этот список дополняется находкой К. Д. Помазковым на правобережье р. Аксу, также в верхней части карабалтинской свиты, гастропод ордовикского типа *Nematotrochus* sp., *Halopea* sp., *Cyclonema* sp. (определения В. А. Востоковой).

Красноцветная толща, сопоставляемая В. С. Буртманом с карамойнокской свитой хребта Джумголтау, залегает трансгрессивно, местами с угловым несогласием, на карабалтинской свите, а в долине р. Аспарана доордовикских гранитах. Литологический состав свиты изменчив. На западе нижняя ее часть мощностью от 250 до 800 м, сложена конгломератами, от валунных до среднегалечных, переходящими кверху в песчаники, преимущественно аркозовые. Галька в конгломератах состоит из гранитов, кварцитов, кремней, эффузивных пород, песчаников и алевролитов. Окраска толщи пестрая — зелено-серая, розоватая, светло-серая, лиловая. В породах наблюдаются следы перемывов, знаки ряби, трещины усыхания. Верхняя часть свиты мощностью до 2000 м сложена главным образом лилово-красными алевролитами, аргиллитами и мелкозернистыми песчаниками.

Верхняя *джарташская свита* связана с предыдущей постепенным переходом. В составе свиты преобладают темноокрашенные глинистые и филлитовидные сланцы, алевролиты, мелкозернистые песчаники.

Для нижней части характерны пачки и линзы известняков (до 100—150 м), нередко — водорослевых. В верхней части местами отмечается присутствие зеленых и бурых крупнозернистых песчаников и конгломератов. Общая мощность джарташской свиты от 2000 до 2500 м. Органических остатков не встречено. Вместе с подстилающей красноцветной свитой она условно относится к верхнему ордовику.

В Чилико-Кеминском районе узкая полоса выходов ордовика вытянута в восток-северо-восточном направлении вдоль долины р. Чон-Кемин, где А. Бакиров (1964а) выделяет два типа разрезов — северо-кеминский и южнокеминский, резко различающиеся по мощности и, отчасти, по литологическому составу отложений. Они характеризуют две подзоны, северную и южную, разделенные Чон-Кеминским глубинным разломом.

К нижнему ордовику в северной подзоне относится толща зеленоватых туфогенных алевролитов и песчаников с редкими прослоями известняков общей мощностью 1200—1300 м. В основании толщи крупнообломочный грубосортированный конгломерат мощностью до 30 м, состоящий из гальки и глыб эффузивов, кварцитов, яшмоидов и мраморизованных известняков, частью — криноидных, с размывом лежит на терригенных породах предполагаемого кембрия. Из нижней части этой толщи известны находки *Asaphidae* раннеордовикского облика (по заключению М. К. Апполонова). Выше по разрезу найден *Protopliome-rops* sp., характеризующий тремадок, по заключению В. И. Гончаровой, а в самых верхних горизонтах на р. Кашкасу-восточной И. Л. Захаров обнаружил остатки *Megalaspis saltaensis* (Ka u s.), известного из аренига Эстонии (определение В. И. Гончаровой).

В южной подзоне нижний ордовик представлен сравнительно мало-мощной (около 200 м) карбонатно-терригенной свитой, резко несогласно лежащей на отложениях кембрия. А. Бакиров (1964а) приводит следующий типичный для нее разрез на р. Долоната (снизу вверх).

- | | |
|--|-----------|
| 1. Средне-крупногалечный красноцветный базальный конгломерат, местами переходящий кверху в песчаники и алевролиты | 25 м |
| 2. Известняки массивные водорослевые, вверху — плитчатые органично-обломочные с остатками брахиопод нижнего ордовика <i>Taffia</i> sp., <i>Orthis</i> sp. (определение П. П. Мисюса) | 30—40 „ |
| 3. Алевролитовые сланцы с прослоями кварцитовидных песчаников | 130—140 „ |

В сланцах найдены остатки граптолитов аренига *Didymograptus* sp. ind., *Isograptus* sp., *Tetragraptus serra* Gron p.

К среднему ордовику в Северокеминской подзоне относится толща туфоконгломератов с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов общей мощностью 720 м, согласно лежащая на толще нижнего ордовика. В цементе конгломератов на р. Туюк-Алмалы В. Н. Охотниковым были найдены *Isotelus* sp., *Basilicus* cf. *tirranus* (Murch.), характерные для лландейльского яруса (определения В. И. Гончаровой).

В Южнокеминской подзоне этим отложениям соответствуют ритмичнослоистая карбонатно-терригенная толща и трансгрессивно налегающая на нее вулканогенная толща. Первая из них представлена ритмичным переслаиванием песчаников и известково-глинистых сланцев с известняками. Толща содержит органические остатки, характерные для копалинского и караканского горизонтов среднего ордовика.

Отсюда П. П. Мисюсом, М. К. Апполоновым и М. Б. Зимой определены *Aporthophylla kasachstanica* Ruk., *Bumastides bedpakensis* Web., *Lonchodomas rostratus* Angelin, *Telephus* sp., *Nileus* cf. *tengriensis* Web., *Cheirurus* sp., *Amplexograptus* sp. ind., *Didymograptus*

sp., *Glossograptus* (?) sp., *Pseudoclimacograptus* ex gr. *scharenbergi* Larpw., *Phylograptus* sp., *Azigograptus* (?) sp. ind. Мощность ритмичной толщи до 150 м.

Вышележащая вулканогенная толща сложена андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, вулканическими брекчиями с прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников и кремней. Ее мощность 400—500 м. Для обоснования возраста этой толщи ссылаются на находку в осыпи на р. Аксу обломков известняка с *Sphaerotoechus hisingeri* Wagb., характерным для карадока, однако отсутствие надежной привязки фауны к коренным выходам не позволяет на нее опираться.

Выше среднего ордовика в Северокеминской подзоне согласно залегает толща красноцветных и пестроцветных косослоистых песчаников и глинисто-алевроитовых сланцев, кверху переходящих в черные филлитовидные сланцы с прослоями известняков. Неполная мощность отложений 250—300 м. Органические остатки скудны и из-за плохой сохранности неопределимы. Предположительно она относится к верхнему ордовика. В Южнокеминском разрезе ей, вероятно, соответствует толща мощностью до 1000 м полимиктовых конгломератов и серых, розоватых и темно-серых песчаников, лежащая с размывом на вулканогенных отложениях предполагаемого среднего ордовика.

В горах Окторкой, находящихся в 70—80 км к юго-западу от выходов по Чон-Кемину, по данным Р. Я. Шабаева, к ордовика относятся литологически различные свиты. Нижняя *окторкойская свита* залегает с небольшим несогласием, с базальным конгломератом в основании, на пестроцветной осадочно-вулканогенной карагайлинской свите предполагаемого кембрия. Свита имеет флишиоидный характер и сложена пестроцветными песчаниками и сланцами. В прослое известняка из верхней части свиты найдены остатки *Maclurites* sp. *Lesueurilla* sp., (определения В. А. Востоковой) и *Plectambonites* sp., *Aporthophylla* sp. (определения П. П. Мисюса), позволяющие отнести эту толщу к нижнему ордовика и к нижней части среднего ордовика (по заключению П. П. Мисюса). Мощность свиты около 1400 м.

Выше залегает свита известняков без фауны мощностью 180 м, предположительно отнесенная к среднему ордовика. Третья киртабулгинская осадочно-вулканогенная свита, отнесенная к среднему и верхнему ордовика, залегает трансгрессивно на отложениях нижнего ордовика и кембрия. Она представлена туфами основного состава и известняками и имеет мощность до 1200 м.

Разрез ордовика района Карагайлибулак-Тасты принципиально мало отличается от только что описанных разрезов Чон-Кемина и Окторкой. Наряду с непостоянством литологического состава отложений, изменяющихся на коротких расстояниях, общими чертами всех этих разрезов, в отличие от более южных районов Северного Тянь-Шаня, является присутствие полно представленного нижнего отдела ордовика. По данным Д. Н. Елютина, разрез ордовика по р. Карагайлибулак следующий.

К нижнему ордовика следует отнести верхнюю подсвиту *карагайлинской свиты*, так как в согласно подстилающей ее средней подсвите известны остатки трилобитов, характерных для самой верхней части верхнего кембрия. Подсвита представляет собой частое ритмичное переслаивание зеленых, реже фиолетовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность до 300 м.

На правом берегу р. Карагайлибулак, в среднем течении, находится крупный массивный блок карбонатных пород, содержащий в верхней части фауну среднего ордовика. Д. Н. Елютин рассматривает его как

известняковый риф, нижняя часть которого должна относиться к нижнему ордовику и, таким образом, замещать по простиранию вышеописанную пестроцветную флишоидную толщу. В нижних горизонтах карбонатной толщи известна находка остатков *Maclurites* sp. раннеордовикского облика. В соседней к северо-западу долине р. Тасты (Акташты) обнажается толща мощностью около 400 м, представляющая собой чередование известняковых и песчано-сланцевых пачек и охарактеризованная фауной низов среднего и верхов нижнего ордовика. Фауна приурочена к верхней части разреза и представлена *Pliomerops plana* Web., *Iliaenus* sp. и *Ampyx volborthi* Schmidt (определение Е. А. Балашовой).

К среднему ордовику относится верхняя часть упомянутой толщи рифогенных известняков Карагайлибулака и покрывающая ее терригенная киртабулгинская свита. Карбонатная толща имеет видимую мощность до 800 м. В 600—700 м выше ее основания на р. Карагайлибулак найдены остатки трилобитов, характерные для лландейло и нижней части карадока (по определению В. И. Гончаровой): *Amphylichas karakanensis* Web., *Trinodus glabratus* var. *kirgizica* Web., *Remopleurides pisiformis* Web., *Lonchodomas* sp., *Pseudosphaeroxochus* sp. и др. Отсюда же известна находка *Aporthophylla* sp., сходной с *A. kasachstanica* Ruk., типичной для копалинского и караканского горизонтов Чу-Илийских гор. В верхней части карбонатной толщи Е. Л. Бутаковой были найдены *Bathyriscops granulatus* Web., *Ampyx* sp., *Cheirurus* sp. и другие трилобиты, также характерные для караканского горизонта Казахстана.

К верхней части среднего ордовика должна быть отнесена киртабулгинская свита. Характер ее контакта с вышеописанной карбонатной толщей не вполне ясен, вследствие тектонических подвижек на границе столь различных по механическим свойствам пород. Наряду с представлением о согласном взаимозалегании терригенной и карбонатной толщ, существует мнение о возможном замещении верхних горизонтов известнякового рифа терригенными породами киртабулгинской свиты.

Киртабулгинская свита делится на две подсвиты: нижнюю — флишоидную граувакковую и верхнюю — вулканогенную. Нижняя подсвита сложена ритмично чередующимися слоями конгломератов, граувакковых песчаников, туфопесчаников, алевролитов, реже — глинистых известняков. Присутствуют также прослои диабазовых и андезитовых порфиритов и их туфов. Мощность подсвиты 1100—1200 м. В средней части подсвиты найден отпечаток граптолита *Diplograptidae*, а выше, в прослое брекчиевидного известняка, *Iliaenus* cf. *tschernyshevae* Lisogor.

Верхняя подсвита, относительно маломощная (200—500 м), сложена туфами, туфолавами, реже — лавами андезито-базальтов. Она ограничена резким контактом от нижней подсвиты, имеет пологое залегание и, вероятно, является самостоятельной свитой. Принадлежность ее к среднему ордовику, предполагаемая В. И. Киселевым, остается недоказанной; более вероятен позднеордовикский возраст вулканогенных пород, подтверждаемый найденными Н. М. Чабдаровым остатками брахиопод в линзах известняка среди аналогичных эффузивов в средней долине р. Каракастек. Кроме того, в верховье р. Каракастек В. Н. Огнев (1964) в пачке пестроцветных алевролитов и песчаников с прослоями известняков обнаружил: *Amsassia asiatica* Chekh., *A. pervula* Chekh., *Basiliella* sp.?, *Pararaphistoma* sp.?, *Lingula* aff. *fostermontensis* Butts. и др., указывающие на позднеордовикский возраст отложений (по заключению В. Д. Чехович).

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

В Срединном Тянь-Шане развит выдержанный и непрерывный (за немногими исключениями) комплекс ордовикских отложений умеренной мощности. Он связан постепенным переходом с близкими по литологическому составу кембрийскими отложениями.

Специфическую особенность ордовикских отложений Куйлю-Сарыджазского района составляют перерыв и несогласие между верхним и средним ордовиком, а также некоторое своеобразие литологического состава пород.

В разрезе ордовика выделяются четыре части. Нижняя часть принадлежит к верхним горизонтам «беркутской свиты» кембро-ордовика. Граница ордовика и кембрия проводится условно по подошве локально развитого пласта известнякового конгломерата мощностью 3 м, наблюдаемого на р. Кичи-Олджобай. Галька в конгломерате состоит из средне-верхнекембрийских доломитистых известняков. Вышележащая часть толщи представлена черными углисто-кремнисто-глинистыми и кремнистыми сланцами общей мощностью 150—200 м. В верхней части этой толщи содержатся остатки *Lingula orbicularis* Eichw., *L. ancyloides* Salt., *Orbiculoidea elliptica* Kut., которые встречаются как в нижнем ордовике, так и в верхнем кембрии.

Выше согласно и с постепенным переходом залегает своеобразная пестроцветная толща, состоящая из серых, зеленых и вишнево-красных глинистых и кремнистых сланцев, получившая название *олджобайской свиты*. В ядре антиклинальной складки, прорезанной вкрест простирающаяся правыми притоками р. Оттук, виден постепенный переход от черных и серых пород «беркутской» свиты к покрывающим ее зеленым сланцам олджобайской свиты. Выше зеленые сланцы начинают переслаиваться с кирпично-красными глинистыми и глинисто-алевритовыми сланцами. В верхней части свиты преобладают сильно окремненные разности, представляющие собой плотные полосчатые яшмовидные интенсивно окрашенные зеленовато-голубые кремнистые сланцы и кирпично-красные гематито-кремнистые и кремнисто-гематитовые сланцы. Обычно в составе этих пород отмечается повышенное содержание марганца. Мощность олджобайской свиты в правобережье р. Оттук достигает 250—300 м. По возрасту олджобайскую свиту относят к раннему ордовика и части среднего ордовика.

Для вышележащей песчаниковой толщи, известной под названием *сарыджазской свиты* (Адышев и др., 1962), характерно ритмичное переслаивание пачек песчаников с различной крупностью зерна. Более грубообломочные пачки часто залегают на мелкообломочных с разрывом. Из общей массы выделяется несколько наиболее мощных пачек, сложенных массивными крупно- и грубозернистыми песчаниками. Они содержат, наряду с преобладающим полевошпатовым и кварцевым материалом, также плохо окатанный мелкий щебень зеленых и красных кремнистых сланцев из олджобайской свиты. Видимая мощность свиты в правобережье р. Оттук 200 м.

В южной части Куйлю-Сарыджазского района возможным аналогом сарыджазской свиты является толща песчаников и сланцев, содержащая также пачки слоистых и массивных известняков, нередко криноидных. Она слагает ряд тектонических блоков в верховьях и в правобережье р. Б. Талдысу и не имеет ясных стратиграфических взаимоотношений с другими толщами. Тем не менее, ее возраст надежно определен остатками среднеордовикских граптолитов в одной из входящих в ее состав сланцевых пачек в саяе Куган-Булак. Отсюда Т. Н. Корень определила *Diplograptus* sp. indet., *Glyptograptus* sp.,

Orthograptus ex gr. *calcaratus* (L a r w.). Вероятно, из этой же толщи происходят найденные Д. И. Яковлевым в известняках на р. Мукачи среднеордовикские трилобиты *Remopleurides mukatchensis* Web., *Nileus tengriensis* Web. (определение В. Н. Вебера).

Тезская свита пользуется широким распространением к югу от Сарыджазского синклиория и имеет лишь небольшие выходы к северу от него. В составе свиты выделяются три пачки: базальная песчано-конгломератовая, известняковая и сланцевая.

Состав базальной пачки несколько изменчив, в зависимости от субстрата и положения разрезов относительно источников сноса. Там, где эта пачка залегает непосредственно на протерозойском гранитном ложе (главным образом по левобережным притокам р. Сарыджаз), она обычно состоит из грубых аркозовых песчаников и конгломератов с гранитной галькой. В других местах состав гальки в конгломератах отличается пестротой. Например, в левобережье р. М. Талдысу, вблизи крупного горстообразного выступа протерозойских гранитов, нижняя часть базальной пачки состоит из валунов этих гранитов. Размеры валунов достигают 20—50 см в поперечнике. В резко подчиненном количестве к ним добавляется галька и мелкие валуны пород из подстилающей джакболотской свиты венда, а также своеобразных белых и красных известняков, частью криноидных. В более южных выходах (в междуречье Малой и Большой Талдысу) содержание гальки гранитов заметно убывает, а преобладающими становятся обломки известняков и других пород нижнего палеозоя и верхнего докембрия. Обращает на себя внимание обилие в базальных конгломератах известняковой гальки в южной части района. Большая часть этих обломков представлена известняками оевого, светло-серого и красноватого цвета, нередко — криноидными, идентичными известнякам среднего ордовика, распространенным в южной части Куйлю-Сарыджазского района. Мощность базальной пачки тезской свиты меняется от нескольких десятков метров до 100 м и более. Д. И. Яковлев указывал мощность базальных аркозовых песчаников в районе рек Шилун и Карагайты до 300 м.

Выше лежит пачка известняков, связанная с нижней постепенным переходом, через слои известковистых песчаников. Известняки обычно имеют характерное комковатое сложение, серый и темно-серый цвет и загрязнены терригенными примесями. Мощность их измеряется единицами, реже — первыми десятками метров. В различных участках своего распространения известняки содержат разнообразный комплекс органических остатков, среди которых Д. И. Яковлевым, В. И. Кнауфом, Е. И. Зубцовым, П. П. Мисюсом и др. собраны трилобиты — *Encrinurella cantifrons* Web., *Iliaenus* sp., *Pliomera* sp.; брахиоподы — *Schizophorella fallax* (S a l t.), *Strophomena* sp., *Orthis* sp., *Triplecia* sp., *Rafinesquina* sp., *Sowerbyella* sp., *Plectatrypa* sp., *Zygospira* ex gr. *parva* R u k., *Dulankarella* sp.; кораллы — *Palaeohalysites* aff. *piirsaluensis* Sok., *Calapoecia anticostiensis* (B i l l i n g s), *Reuschia* sp., *Plasmoporella convexotabulata* K i a e r, *Heliolites* cf. *paopaensis* Sok., *Heliolites* sp., *Grevinkia* sp.; водоросли — *Dasyporella norvegica* H o e g, *Hedstroemia aequalis* H o e g, *Hedstroemia* cf. *nidarosiensis* H o e g, *Rabdoporella* sp., *Vermiporella* sp., *Girvanella problematica* N i c h. et E t h e s, *C. ducii* var. *kazakiensis* M a s l. Приведенный комплекс свидетельствует о принадлежности отложений к верхнему ордовику, скорее всего — к верхнекарадокскому ярусу.

Верхняя часть тезской свиты сложена темно-серыми, почти черными глинистыми и глинисто-алевритовыми сланцами с прослоями алевритов и мелкозернистых песчаников. Кровля этой толщи размыта.

Видимая мощность ее достигает 1000 м. В 100—200 м выше основания сланцевой толщи на р. Б. Талдысу найдены остатки грантолитов *Pseudoclimacograptus* sp. ind., *Orthograptus* (*Rectograptus*) ex gr. *truncatus* (Larw.), относящиеся к верхнему карадоку (определение Т. Н. Корень).

В дополнение к приведенным спискам можно указать на находки следующих позднеордовикских видов, не имеющих точной привязки, но, по всей вероятности, происходящих также из тезской свиты. Д. И. Яковлевым на р. Кашкатор (в левобережье верхнего течения р. Сарыджаз) в темно-серых конкреционных известняках (вероятно, лежащих над базальной пачкой) были собраны *Encrinurella* (?) *cantifrons* n. sp., *Goldius romanovskyi* n. sp., *Remopleurides* sp. *Bumastus* sp., *Iliaenus* sp. (aff. *wimani* Warb.), *Ill.* sp. (*roemeri* ? Volb.), *Iliaenus* sp. (определение В. Н. Вебера). В той же долине В. И. Кнауф обнаружил *Maclurites manitobensis* (Whit.), *M. ovalis* sp. n. (определение В. А. Восточковой), *Protophragmoceras* sp. (определение З. А. Балашова) и др.

В северной части Куйлю-Сарыджазского района выходы аналогов тезской свиты протягиваются узкой полосой вдоль южного склона хр. Терской-Алатау. Как уже отмечалось выше, эта толща ранее была описана как часть «беркутской свиты» (Грюше и др.) и как «сарыджазская свита» (Адышев и др., 1962; Королев, Мисюс, 1965) и относилась к среднему и верхнему ордовика. В. И. Кнауф в 1955 г. сделал правильное сопоставление рассматриваемой толщи с нижней частью вышеописанной тезской свиты левобережья р. Сарыджаз, выделив эти отложения и там, и здесь под названием «базальной свиты» верхнего ордовика. В пользу такого сопоставления говорят сходство литологического состава, фауна и трансгрессивный характер залегания толщи. В хр. Терской-Алатау сохранилась лишь нижняя часть тезской свиты мощностью всего до 100—200 м, залегающая на глубоко денудированном массиве протерозойских гранитов.

К западу от хребтов Сарыджаз и Куйлю разрез ордовика имеет некоторые отличительные черты, выдерживающиеся от хр. Джетымтау на запад через район Нарынской впадины в хребты Кокиримтау и Тахталык. Главнейшее отличие от разреза ордовика Сарыджазского района заключается в отсутствии здесь перерыва между верхним и средним ордовиком. В рассматриваемом районе отложения ордовика делятся на две части.

Разрез нижней *тамдысуйской свиты* на левом водоразделе р. Тамдысу, левого притока р. Малый Нарын, представляется в следующем виде.

Нижняя подсвита. На верхнекембрийской толще, верхняя часть которой здесь представлена переслаиванием серых известняков с глинистыми сланцами, без резкой границы залегает пачка голубовато-серых глинистых сланцев. Внизу они содержат редкие и тонкие (по 1—3 см) прослои серых известняков и известково-глинистых сланцев. Мощность около 100 м. Предполагаемый возраст — тремадокский.

Средняя подсвита. Внизу голубовато-серые сланцы чередуются с черными (углистыми) глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Выше в черных углито-глинистых сланцах встречены остатки *Expansograptus suecicus* (Tullb.). В парастратотипическом разрезе на р. Байдамтал этот вид встречен в том же горизонте в ассоциации с *Tetragraptus* (*Eotetragraptus*) *amii* E. et W., *T. (Tetragraptus) serra* (Brongn.), *Dichograptus separatus* Elles, *Expansograptus ensjöensis* (Mons.), *Caryocaris baidamtalensis* Obut. На этом основании данный горизонт параллелизуется А. М. Обутом с нижними диди-

могрантовыми слоями верхнего аренига Швеции. Мощность подсвиты около 50 м.

Верхняя подсвита. Выше залегает пачка черных тонкоплитчатых углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев мощностью около 30 м. Они содержат обильные отпечатки граптолитов, среди которых А. М. Обутом определены: *Expansograptus kirgisicus* Obut, *E. robustus* (Ekström), *Amplexograptus maxwelli* Decker, *A. cf. confertus* Rued. (по Ларву), *Caryocaris* sp. ind., а также беззамковых брахиопод из семейства Acrotretidae (по определению В. Ю. Горянского). По комплексу видов пачка сопоставляется А. М. Обутом с нижней частью верхних дидимогрантовых слоев нижнего лланвирна Швеции.

Выше с постепенным переходом залегает пачка мощностью 50 м голубовато-серых плотных аргиллитов, обычно лишенных органических остатков. Мощность верхней подсвиты 80 м, а общая мощность тамдысуйской свиты около 230 м.

Возраст свиты, на основании приведенных определений фауны и соотношений с подстилающими отложениями кембрия, заключается в пределах раннего ордовика и нижней части среднего ордовика (лланвирнского яруса).

Литологический состав и мощность тамдысуйской свиты не остаются постоянными на рассматриваемой части Срединного Тянь-Шаня. Так, на южном склоне западной части хр. Джетынтау, а также в восточной части этого хребта голубоватые аргиллиты верхней пачки, а частью и черные кремнистые сланцы нижележащих горизонтов замещаются пестрыми голубовато-зеленоватыми и красными (гематитизированными), частью окремненными сланцами, содержащими прослои песчаников. В таком виде верхняя часть тамдысуйской свиты приобретает черты сходства с олджобайской свитой Куйлю-Сарыджазского района, которой она, очевидно, соответствует и по стратиграфическому положению. Красные кремнистые породы этой толщи отличаются повышенным содержанием марганца (от 3 до 10%, реже — до 27%) и железа (до 10—15%), в связи с чем могут иметь определенную практическую ценность. В песчаниках Л. Д. Медведевым (1964) были найдены фораминиферы *Maylisoria pseudosheda* Вук ова, *Ordovicina* sp., *Blastamina* sp. и др.

Рудный марганцевоносный горизонт на южном склоне хр. Джетынтау, в районе перевала Кокбель, был выделен Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой в 1957 г. как «кокбельский горизонт». Впоследствии вся кремнисто-сланцевая толща, заключающая этот горизонт и ограниченная снизу контактом с верхним кембрием, была описана Л. Д. Медведевым как «кокбельская свита», отнесенная им к нижнему ордовика. Мощность этой свиты, по данным Л. Д. Медведева, достигает 200—350 м. Кокбельская свита (в том объеме, как она описана Л. Д. Медведевым) может рассматриваться как своеобразный в фациальном отношении аналог тамдысуйской свиты.

Выше тамдысуйской свиты залегает мощная сероцветная песчано-алевролитно-сланцевая толща флишоидного облика, называемая *ичкебашской свитой* (по р. Ичкебаш, или в другой транскрипции — Эчкибаш) в западной части гор Нура. Темно-серые и зеленовато-серые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники, преимущественно мелко- и среднезернистые, находятся в частом ритмичном переслаивании, а в некоторых случаях образуют отдельные довольно мощные песчаниковые и сланцевые пачки. Повсеместно отмечается общее погрубение пород в верхней части свиты. Самые верхние ее горизонты представлены средне- и крупнозернистыми песчаниками с подчиненными прослоя-

ми алевролитов. По составу песчаники полимиктовые с преобладанием кварца и полевых шпатов. Имеются тонкие прослои известковистых песчаников и сланцев, иногда переходящих в известняк, они часто содержат остатки брахиопод, трилобитов, гастропод, наутилоидей, мшанок.

Ичкебашская свита наиболее детально изучена и охарактеризована фауной на южном склоне хр. Нура, где находится ее стратотип (Зубцов; Мисюс, Зима, 1961). В разрезе этой свиты П. П. Мисюс и М. Б. Зима выделили следующие пачки (снизу вверх):

1. Зеленые песчаники, ритмично переслаивающиеся с черными и темно-серыми глинисто-алевролитовыми сланцами мощностью 170—230 м. Содержат фауну лландейло и нижней части карадока: *Glyptograptus* ex gr. *teretiussculus* (Hisinger), *Diplograptus* aff. *multidens* E. et W. (определение А. М. Обу́та).

В юго-западной части Присонкульского района, на р. Сулукуртке, в нижней части ичкебашской свиты известны находки *Diplograptus* ex gr. *truncatus* Lapw., *Rectograptus moldoensis* Obut, *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.) и др. (определение А. М. Обу́та).

2. Переслаивание зеленоватых песчаников с темно-серыми алевропесчаниками

100—250 м

3. Ритмичное переслаивание темно-серых глинисто-алевролитовых сланцев с алевропесчаниками и редкими слоями серо-зеленых песчаников

250—350 „

В верхней части этой толщи найдены *Sowerbyella* sp., *Zygospira* sp., *Glyptorthis* sp., *Kassinella* cf. *globosa* M. Boris., относящиеся к верхнему ордовику, на что указывает последняя форма.

4. Черные алевролиты и алевропесчаники, переслаивающиеся с зелено-серыми среднезернистыми песчаниками. Мощность 300 м. В этой толще П. П. Мисюсом на р. Карабук собраны *Dulanaspis?* ex gr. *Levis* Tschug., *Zygospira* cf. *uphami* Winch. et Schuch., *Z.* cf. *kentuckiensis* Foerste. Предположительно к этой же толще относятся собранные Е. И. Зубцовым на р. Сарыбулак *Homotrypella* sp. n., *Amplexopora* sp. n. (опр. Е. А. Модзалевской), *Schizophorella* sp., *Plectambonites* sp., *Orthis* sp., *Liospira* sp., *Hormotoma* sp., *Lophospira* sp., *Bellerophon* sp., *Endoceras dulancarinum* Balash., *Ceisonoceras* sp. Возраст этих слоев определяется как поздний карадок.

5. Ритмично переслаивающиеся темно-серые и черные алевролиты и темно-серые среднезернистые песчаники. Мощность 150 м. В верхней части пачки на рр. Ортопура и Карабук собраны, по-видимому, позднеордовикские *Zygospira* cf. *uphami* Winch. et Schuch. (определения П. П. Мисюса).

6. Чередование серых глинисто-алевролитовых сланцев с серо-зелеными песчаниками

250—300 „

7. Серо-зеленые среднезернистые песчаники. Мощность 115 м. Последние две пачки условно отнесены к верхнему ордовику, так как связаны с ним постепенными переходами.

Общая мощность ичкебашской свиты в хр. Нура достигает 1300—1500 м. Остатки фауны определяют в пределах лландейло — ашгиллия. К верхнему ордовику относятся большая часть свиты (мощностью до 1000 м), которая параллелизуется с тезской свитой Куйлю-Сарыджазского района. Граница среднего и верхнего ордовика проходит, вероятно, где-то внутри третьей пачки приведенного разреза и литологически не выражена.

В хр. Кокиримтау ичкебашская свита имеет те же черты строения и состава, как и в хребте Нура, отличаясь меньшей мощностью (400—500 м). С резкой границей и признаками перерыва, но согласно на нее налегает толща около 1000 м серых и буроватых крупнозернистых песчаников с прослоями гравийных конгломератов и алевролитов. К. Сагындыков (1964а, в) предполагал, что эта толща, названная *каначуйской свитой*, представляет собой верхи единого комплекса и имеет позднеордовикский возраст.

В Сандалашском хребте для *сандалашской свиты* (Степаненко, 1958) характерно переслаивание алевролитов, глинистых, углисто-глинистых, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, известняков и доломитов. Местами (р. Бугулыбулак и др.) в верхней половине свиты отмечаются красные и зеленые полосчатые кремнистые породы, отвечающие по составу и, вероятно, стратиграфическому положению олджобайской свите восточных районов Срединного Тянь-Шаня. Мощность свиты составляет 600—900 м. В верхних горизонтах (рр. Алтмышат, Бугулыбулак) найдены граптолиты среднего ордовика.

Выше согласно залегает *аюторская свита*, которая представлена зеленовато-серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с диабазами. Граница с сандалашской свитой выражена резко. С диабазами ассоциируют неправильные пласты и линзы серых и красных яшмовидных кремней. Общая мощность свиты около 1000 м. Органических остатков она не содержит и была условно отнесена к верхнему ордовику. Юго-западнее вулканогенные породы исчезают и свита приобретает характер флишеподобного переслаивания мелко- и среднезернистых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев.

В верховьях р. Чаткал нижний и средний ордовик представлены преимущественно известняками и доломитами, составляющими единую толщу с нижележащими карбонатными породами кембрия. Всю эту карбонатную толщу А. Ф. Степаненко (1958) отождествлял с сандалашской свитой. По данным названного геолога, верхняя ее часть, относимая к ордовику, мощностью около 400 м, состоит из серых и светло-серых доломитизированных известняков и доломитов, частью окремененных, кверху постепенно, через переслаивание, сменяющихся алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами. В средней части этой толщи в истоках р. Атойнак найдены граптолиты, выше в пачке криноидных известняков встречаются остатки кораллов, брахиопод, мшанок, криноидей и водорослей. В глинистых сланцах и алевролитах, слагающих верхние горизонты толщи, в верховьях р. Чаткал содержатся *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (L a r w.), характерные для среднего ордовика.

Выше в районе верховий р. Чаткал залегает толща глинистых и кремнистых сланцев, чередующихся с вулканическими брекчиями, мандельштейновыми диабазами, андезитовыми порфиритами и яшмами, общей мощностью до 600 м. А. Ф. Степаненко сопоставляет эту толщу с верхней частью сандалашской свиты, хотя по составу пород и положению в разрезе выше среднеордовикских отложений она скорее соответствует аюторской свите.

В области антиклинория Пскемского хребта, где наблюдается резко сокращенный разрез кембрия, ордовикские отложения отличаются своеобразием. Наилучшие разрезы ордовика в этом районе изучены по рр. Караянгрык, Сулатор, Бештор, Чиралмасай, Каракорум и Коксу. В этом районе толща, являющаяся аналогом сандалашской свиты, может быть разделена на две части. И. Д. Доронкин выделяет их в качестве самостоятельных свит — караянгрыкской и бешторской.

Караянгрыкская свита сложена темно-серыми и черными алевролитами, глинистыми, углисто-глинистыми и углисто-кремнистыми сланцами с прослоями известняков и доломитов. Мощность свиты от 400 до 900 м. В нижних горизонтах на реках Чиралма и Бештор были найдены верхнекембрийские трилобиты, но уже в 100 м выше основания в ней на р. Сулатор (приток р. Караянгрык) содержатся граптолиты нижнего ордовика *Phyllograptus angustifolius* Hall (определение А. М. Обута).

Бешторская свита начинается мощной (до 100 м) пачкой органогенных известняков рифового характера, залегающей на караянгрывской свите с признаками размыва. Местами имеется базальный конгломерат — брекчия небольшой мощности. Выше карбонатной пачки следуют глинистые, кремнистые и углисто-глинистые сланцы, алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, реже известняков и доломитов. Мощность свиты от 300 до 1000 м.

В нижней (карбонатной) пачке, отчасти в прослоях известняка выше ее, собран разнообразный комплекс органических остатков, свидетельствующий о принадлежности отложений к среднему ордовика, вероятно к верхней его части. Здесь присутствуют трилобиты *Nileus tengriensis* Web., *Illaenus* aff. *triangularis* Lis., *Cyclopyge* cf. *radivia* (Bar.), *Symphysops* aff. *armatus* Bar., *Asaphus* ex gr. *expansus* Daln. (определения Т. И. Хайруллиной).

Выше согласно залегает немая толща серых и темно-серых песчаников и алевролитов с прослоями глинистых сланцев, сопоставляемая с аюторской свитой Сандалашского хребта. Мощность достигает 1000—1500 м и более.

Ордовикские отложения Чаткальского хребта делятся на две толщи. Нижняя из них принадлежит к верхней части *сандалашской свиты* кембро-ордовика, которая имеет несколько другой литологический состав, по сравнению с ее стратотипом в Сандалашском хребте. В Чаткальском хребте она содержит меньше карбонатных, больше кремнистых пород. Верхняя толща (*каратерекская свита*) представлена преимущественно эффузивами и туфами основного состава (типа диабазов и спилитов), обычно сильно катаклазированными и превращенными в зеленые сланцы. С эффузивами ассоциируют также кремнистые породы, часто красные яшмовидные кремни, а также измененные глинистые сланцы и песчаники. Мощность свиты 1500 м. Она сопоставляется с аюторской свитой Сандалашского хребта идентичного вулканогенного состава.

Более южной части Чаткальского хребта выходы ордовика известны в правобережье р. Терс, левого притока р. Чаткал. Здесь они представлены флишеподобной толщей зеленовато-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Подошва толщи неизвестна, неполная мощность превышает 1000 м. В долине р. Урмашсай (правый приток р. Терс) в средней части разреза толщи Г. И. Макарычевым (1964) были найдены граптолиты ниже-среднеордовикского облика. Ордовикская толща с размывом покрывается отложениями нижнего силура.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

Ордовикский возраст имеют толщи, обнажающиеся в районе Шураба (в Туркестанском хребте), на р. Коксу и в верхнем течении р. Акбура (в Алайском хребте). Предполагается также присутствие верхнего ордовика на р. Тар, в восточной части Алайского хребта.

К западу от Шураба, в северных предгорьях Туркестанского хребта, в сае Шакуш, Б. Я. Яскович обнаружил фауну ордовика в темно-серых битуминозных известняках, чередующихся с пластами песчаников, реже — конгломератов, порфиритов и туфов. Видимая мощность толщи 150 м. Ниже по разрезу залегают аналогичные по литологическому составу породы с фауной среднего кембрия, выше — известняки живетского яруса среднего девона. Пласты известняка с фауной ордовика повторяются в разрезе толщи неоднократно. Отсюда Т. И. Хайруллина определила *Cheirurus* (*Cyrtometopus*) *pater* Bar., *Dionide* cf. *for-*

mosa В а г г., *Trinodus* aff. *glabratus* var. *kirghisica* Web. По мнению Н. К. Ившина, приведенный комплекс свидетельствует о среднеордовикском возрасте отложений.

Другие выходы ордовика находятся в Алайском хребте. На р. Коксу, по данным И. А. Марушкина, Г. С. Поршнякова и А. В. Яговкина, на среднекембрийских отложениях лежит толща темных песчано-глинистых и глинистых сланцев с прослоями песчаников общей мощностью 180—250 м. Внизу сланцы содержат граптолитов верхнего аренига *Ditymograptus* aff. *hirundo* Salt.

На северном склоне Алайского хребта, в горах Актур Н. М. Синицын (1947), а позже Г. С. Поршняков и А. В. Яговкин описали толщу нижнего ордовика иного литологического состава. На правобережье р. Чалкуйрюк (одной из составляющих р. Акбура), вблизи выходов среднекембрийских отложений примерно с тем же падением залегают темные слоистые известняки и доломиты, содержащие вверху две пачки шунгитообразных углисто-кремнистых пород. В известняках найдены остатки нижнеордовикских (аренигских и тремадокских, по определению Е. А. Балашовой) трилобитов *Macropyge* sp., *Nileus armadillo* Dalman, *Niobe* sp., *Agnostus* sp., *Harpides* aff. *rugosus* Sars et Voesk. Видимая мощность нижнеордовикской толщи здесь составляет 300 м. Верхние ее горизонты контактируют по разрезу с силурийскими отложениями.

Далее к востоку, в бассейне р. Тар, Г. Л. Бельговский отнес к ордовика *капчигайскую свиту* песчаников и серицитизированных сланцев мощностью около 1000 м, не имеющую стратиграфических контактов с другими палеозойскими отложениями. Нижняя половина свиты преимущественно песчаниковая, верхняя — сланцевая, с прослоями известняков вверху. В известняках были найдены табуляты *Palaeofavosites simplex* Tschern., *P. turuchanicum* var. *multitabulatus* Sok. и др. (определения Б. С. Соколова). Они могут характеризовать возраст отложений и как конец ордовика, и как начало силура.

Суммируя изложенные выше данные, можно отметить следующие основные особенности ордовикских отложений.

В Северном Тянь-Шане отчетливо выражен эвгеосинклинальный характер осадков ордовика. Показательны большая дифференциация разрезов по структурно-фациальным особенностям и по мощности отложений, преимущественно вулканогенно-терригенный состав последних, наличие перерывов и несогласий, что характеризует значительную подвижность области осадконакопления. Широко распространенные почти по всему Северному Тянь-Шаню красноцветные терригенные и вулканогенные образования верхнего ордовика знаменуют собой заключительный этап развития геосинклинали — стадию «остаточных красных мульд», по Н. М. Синицыну (1957). Разрез каратау-таласского типа характеризует зону перехода от эвгеосинклинали Северного Тянь-Шаня к миогеосинклинали Срединного Тянь-Шаня (рис. 3).

Эта последняя область в ордовикское время отличалась от Северного Тянь-Шаня более умеренным и равномерным прогибанием. Отложения ордовика в ее пределах обладают небольшой и мало изменчивой мощностью, выдержанным литологическим составом, полнотой и непрерывностью разреза и очень слабым развитием вулканических продуктов. В этом отношении исключение составляют лишь два участка — в Чаткальском районе, где во второй половине ордовика изливались основные лавы, и в Сарыджазском районе, подвергшемся складкообразовательным движениям в конце среднего ордовика.

На рубеже ордовика и силура область Срединного Тянь-Шаня испытала складчатость и поднятие, однако, в отличие от Северного Тянь-

Шаня эти движения не были столь интенсивными и не сопровождались интрузивной деятельностью (рис. 4). Они не повлекли за собой замыкания геосинклинали, а лишь обусловили значительный перерыв осад-

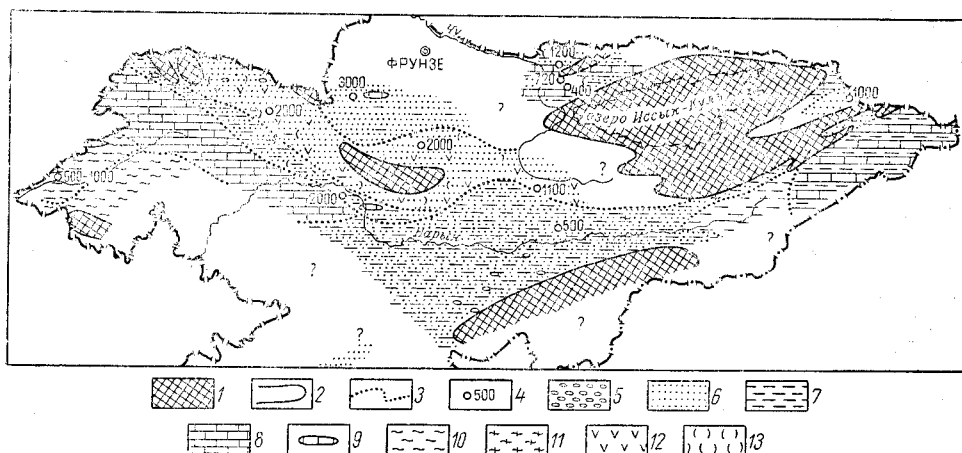


Рис. 3. Схема литофаций среднего ордовика

1 — суша; 2 — граница суши и моря; 3 — граница фациальных типов отложений; 4 — мощность отложений в метрах; 5 — конгломераты; 6 — песчаники и алевролиты; 7 — глинистые сланцы; 8 — карбонатные породы (известняки и доломиты); 9 — резко подчиненное содержание карбонатных пород; 10 — кремнистые породы; 11 — кремнисто-железистые породы; 12 — порфириты; 13 — туфы среднего и основного состава

конакопления, продолжавшийся на большей части этой области до середины девона. Такой характер геотектонического развития Срединного Тянь-Шаня в раннем палеозое и в последующее время позволяет охарактеризовать его как миогеосинклиналь.

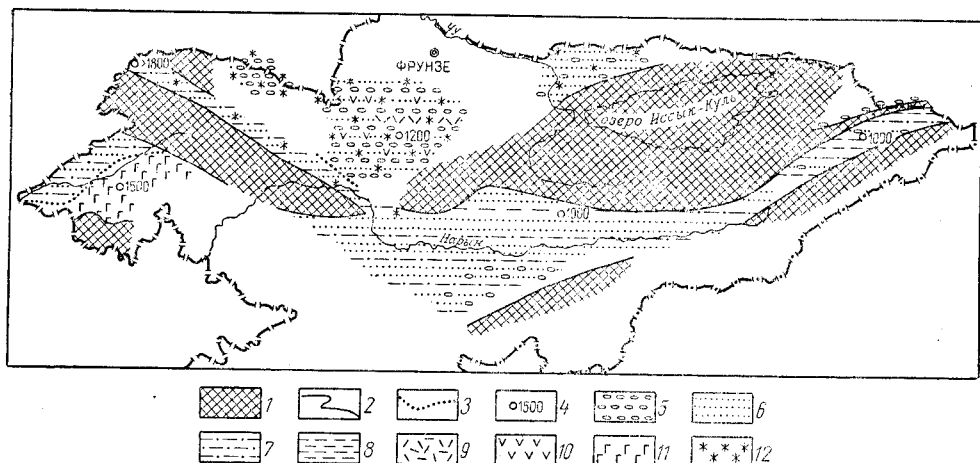


Рис. 4. Схема литофаций позднего ордовика

1 — суша; 2 — граница суши и моря; 3 — граница фациальных типов отложений; 4 — мощность отложений в метрах; 5 — конгломераты; 6 — песчаники; 7 — алевролиты; 8 — глинистые сланцы; 9 — эффузивы и туфы кислого состава; 10 — эффузивы и туфы среднего состава; 11 — эффузивы и туфы основного состава; 12 — участки развития красноцветной окраски пород

В Южном Тянь-Шане обращает на себя внимание небольшая мощность отложений (правда, в неполных разрезах), измеряющаяся первыми сотнями метров. Это явилось основанием для заключения о плат-

форменном режиме Южного Тянь-Шаня в досилурийское время (Синицын, 1947). С другой стороны зональный характер распределения различных фациальных типов отложений ордовика может служить доказательством уже начавшейся в это время дифференциации геотектонического режима и заложения геосинклинали.

С ордовикскими отложениями на территории Киргизской ССР связаны некоторые виды полезных ископаемых. В Среднем Тянь-Шане в отложениях аренига и лланвирна заключен углисто-кремнистый ванадиеносный горизонт, местами отмечается фосфоренность.

В хр. Джетынтау и Сарыджаз породы рассмотренного горизонта фациально замещаются пестроцветными железисто-кремнистыми образованиями, обогащенными марганцем. Содержание полезных компонентов в них достигает в отдельных случаях до 16% MnO и до 35% Fe₂O₃.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

На территории Киргизской ССР силурийские отложения пользуются широким распространением. Достоверно они установлены в Фергано-Кокшаальской и Чаткало-Кураминской складчатых областях.

Силурийские отложения почти повсеместно представлены морскими терригенными и карбонатными осадками, в подчиненном объеме присутствуют вулканогенно-терригенные породы. В значительно меньшей степени они представлены терригенными континентальными образованиями. Степень стратиграфического расчленения силура неравномерна. Особенно затруднено изучение терригенных фаций силура в связи с монотонностью их литологического состава, сложной складчатой и разрывной тектоникой и внешним сходством с верхнепалеозойскими толщами.

Первые данные о силуре этого региона относятся к концу прошлого века и принадлежат Г. Д. Романовскому (1878—1890) и И. В. Мушкетову. Материалы, полученные в результате десятиверстной геологической съемки (1909—1917 гг.), позволили Д. В. Наливкину в 1926 г. дать сводный геологический разрез силурийских отложений Средней Азии.

Переломным моментом в изучении силурийских отложений явились первые находки граптолитов, сделанные в Южной Киргизии в 1923 г. И. С. Комишаном и описанные А. С. Моисеевым (1924). Несколько позднее вышла работа Б. Н. Аверьянова (1929) с описанием граптолитов всех трех ярусов силура в Южной Киргизии.

В работах В. Н. Вебера и А. П. Марковского (1935а, 1936а) приведена уже довольно подробная фаунистическая и литологическая характеристика всего разреза силура.

Сводный разрез силурийских отложений Средней Азии и сопоставление его с разрезами Западной Европы приведены в работах Д. В. Наливкина (1936), О. И. Никифоровой.

Начало изучению силурийской фауны Киргизии положили работы О. И. Никифоровой (1937), А. М. Обута (1949), В. Д. Фомичева (1927), Л. Б. Рухина (1937). В настоящее время брахиоподы силура изучаются А. А. Малыгиной, табуляты — И. А. Черновой, ругозы — А. П. Павловой, строматопороидеи — В. М. Захаровой, граптолиты — Р. Е. Риненберг (1965а).

Для большей части площади выходов силура эти отложения являются наиболее древними. Исключение составляет Чаткальский хребет, где, по данным Е. И. Зубцова и О. И. Никифоровой, лландоверийские отложения несогласно залегают на эффузивно-сланцевой свите нижнего палеозоя, и северный склон Туркестанского хребта (р. Алтыкол),

где толща среднего лландовери — нижнего венлока трансгрессивно налегает на метаморфизованные породы кембрия.

В Алайском хребте граница между силуром и девоном наиболее уверенно устанавливается в местах развития верхнего силура в карбонатных фациях. В таких случаях она проводится в литологически однородной толще по кровле кунжакского горизонта, выше которого в известняках появляется характерный комплекс брахиопод раннего девона. Границы внутри силурийской системы в работе приняты следующие (табл. 7, вкладка). Согласно решениям МСК в 1962 г., граница между лландовери и венлоком проводится по подошве граптолитовой зоны *Cyrtograptus turchisoni*. Для лландовери принято трехчленное, а для венлока — двучленное деление, предложенное А. М. Обутом и Р. Ф. Соболевской. В соответствии с решениями МСК 1962 г. принято подразделение верхнего силура на нижнелудловский и верхнелудловский ярусы.

Южно-Тяньшаньская складчатая область

Силурийские отложения Южного Тянь-Шаня по геологическим особенностям разделены на три района: Туркестанский и Алайский хребты, Ферганский хребет и систему хребтов Кок-Шаал.

Силурийские отложения в Туркестанском и Алайском хребтах протягиваются полосой в субширотном направлении на северных склонах хребтов от бассейна р. Каравшин до р. Гульча.

Детальное изучение терригенных фаций силура Алая, основанное на монографическом описании граптолитов, показало, что возрастной объем сюетской свиты соответствует полному объему лландоверийского яруса. Архакаринская свита обнаруживается лишь на отдельных участках и соответствует нижнему венлоку. Новые данные свидетельствуют о более широком возрастном интервале отложений, относимых к пульгонской свите. В верховьях р. Абшир, в аналогичных породах найдены отпечатки *Monograptus* ex gr. *hercynicus* Ретгег, свидетельствующие о наличии нижнего девона в терригенных фациях.

Нижний отдел. Лландоверийский ярус широко распространен на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов, а также в районе Ошских гор и гор Улугтау.

Лландоверийские отложения представлены морскими терригенными осадками. Нижняя граница лландовери нигде не вскрыта, верхняя же граница проводится либо по подошве зелено-серых кварцитовидных песчаников, либо по подошве темно-серых углисто-глинистых сланцев с граптолитами венлока. Лландоверийский ярус разделен на три подъяруса.

Нижний лландовери обнажается в виде отдельных разобщенных выходов преимущественно в ядрах антиклинальных складок. Эти отложения известны в ур. Селик, в сае Сары-Камыш, в Янги-Арыксае, на правобережье р. Исфара (южнее гор Баткен) и на левобережье р. Чиле. Они представлены углисто-кремнистыми и кремнистыми сланцами, аргиллитами темно-серой и черной окраски. Видимая мощность нижнего лландовери в ур. Селик 50 м, в сае Сары-Камыш достигает 350 м. В пределах нижнего лландовери установлено присутствие трех граптолитовых зон (снизу вверх): зона *Akidograptus ascensus* и *Ак. acuminatus*, зона *Diplograptus vesiculosus* и зона *Pristiograptus cyphus*.

Средний лландовери литологически и территориально тесно связан с подстилающими нижнелландоверийскими отложениями, но встречается несколько шире: от бассейна р. Аксу (левый приток р. Сох) до левобережья р. Чиле. Граница между подъярусами проходит внутри лито-

логически однородной толщи. Среднелландоверийские отложения представлены темно-серыми и черными углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами, аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников и эффузивов. Мощность среднего лландовери от 50 до 100 м. Здесь присутствуют три граптолитовые зоны (снизу вверх): зона *Demirastrites triangulatus* и *Pristiograptus gregarius*, зона *Demirastrites convolutus* и зона *Monograptus sedgwicki*.

Верхний лландовери пользуется самым широким распространением на всем протяжении северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов, включая район Ошских гор и гор Улугтау. Сложены они серыми, черными и буровато-серыми углисто-глинистыми, кремнисто-глинистыми, глинистыми и слюдисто-глинистыми сланцами. В них встречаются прослои серых, буроватых и зеленовато-серых песчаников, диабазовых порфиров и их туфов, а также линзы черных кремней и известняков. Видимая мощность верхнелландоверийских отложений около 100 м.

По комплексам граптолитов устанавливается присутствие зоны *Spirograptus minor* и *Rastrites maximus*, зоны *Spirograptus turriculatus*, зоны *Monoclimacis griestonensis*.

Т. С. Замалегиновым к верхнему лландовери отнесены осадочно-вулканогенные образования, развитые вдоль южного подножья хр. Катран-Баши. Среди сланцевых прослоев внутри вулканогенно-терригенных образований собраны граптолиты *Monoclimacis griestonensis* (Nicol), *Retiolites* aff. *geinitzianus* (Barr.), *Oktavites* sp. indet. (определения Рыцка Ю. В.), свидетельствующие о наличии верхов верхнего лландовери. Видимая мощность этих отложений 730 м.

Венлокский ярус представлен различными морскими терригенными образованиями. Он разделен на два подъяруса, граница между которыми проводится по подошве зоны *Monograptus flexilis* и *Cyrtograptus linnarsoni*. Верхняя граница верхнего венлока проходит в литологически однородной толще и проводится по подошве зоны *Neodiversograptus nilssonii* и *Lobograptus scanicus*.

К нижнему венлоку в северных предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов отнесены практически немые серые и зеленовато-серые олигомиктовые и кварцитовидные песчаники, которые без видимого несогласия залегают на пестроцветных сланцах верхнего лландовери. Эти песчаники согласно перекрываются темноцветными сланцами с граптолитами верхнего венлока. По простиранию песчаники выклиниваются. Мощность их колеблется от 0 до 200 м.

В Охнинской долине нижневенлокские отложения либо отсутствуют, либо к ним может быть отнесена некая маломощная пачка (5—18 м) зеленовато-серых песчаников с прослоями яшм.

Фаунистически нижневенлокские образования охарактеризованы слабо. В урочище Селик в основании нижневенлокской толщи найдены *Cyrtograptus* cf. *murchisoni* Carr. и *Averianovograptus saidi* Rip. (msc). В бассейне р. Чиле, в саяе Чалкуйрюк М. В. Заниным в 1945 г. найдены *Cyrtograptus* cf. *murchisoni* Carr., *Monograptus priodon* (Bonn.) и *Monoclimacis* cf. *vomerina* (Nicholson) (определения Л. И. Константиновой). Таким образом в нижнем венлоке устанавливается присутствие лишь одной зоны *Cyrtograptus murchisoni*.

Верхний венлок в ур. Селик и в верховье Янгиарык-сая представлен буровато-серыми глинистыми сланцами и алевролитами. В районе Кадамджая и восточнее р. Исфайрам верхний венлок сложен зеленовато-серыми и серыми сланцами с линзами кремней, известняков и эффузивов.

В долинах рек Охна и Кызыл-булак мощность верхневенлокских отложений составляет всего 10—15 м, в других районах она возрастает до 50 м. По граптолитам в верхнем венлоке Алая установлено присутствие зоны *Monograptus flexilis*, и зоны *Monograptus testis* и *Cyrtograptus radians*.

Верхний отдел. Верхнесилурийские отложения представлены терригенными, вулканогенно-осадочными и карбонатными морскими осадками. Верхний силур разделен условно на два яруса — нижнелудловский и верхнелудловский.

Нижнелудловский ярус известен на всем протяжении северных склонов Туркестанского и Алайского хребтов. Нижняя граница яруса проводится в пачке темно-серых глинистых сланцев и проводится по смене комплексов граптолитов. Верхняя граница проводится по кровле слоев с граптолитами *Monograptus formosus*.

На большей части площади развития нижнелудловские отложения представлены серыми, буровато-серыми и зеленовато-серыми сланцами с мощными прослоями полимиктовых песчаников и с линзами серых и черных известняков. На северных предгорьях хребтов Катран-баши и Катрантау среди аналогичных толщ наблюдаются линзы гравелитов и конгломератов.

Видимая мощность отложений, относимых к нижнему лудлову, колеблется от 450 до 800 м.

Комплексы граптолитов позволяют установить присутствие зоны *Neodiversograptus nilsoni* и *Lobograptus scanicus*. В ряде районов присутствуют и более высокие граптолитовые зоны: *Saetograptus leintwardinensis*, *Pristiograptus tumescens* и *Monograptus formosus*.

Верхнелудловский ярус тесно связан с подстилающими нижнелудловскими отложениями. В большинстве мест наблюдается наличие лишь нижних горизонтов верхнелудловского яруса, его верхние горизонты отмечены лишь на восточном окончании Алайского хребта в верховьях рек Чиле и Абшир. Перекрываются они конгломератами джидалинской свиты нижнего девона.

Верхний лудлов представлен зеленовато-серыми и серыми кварцитовидными песчаниками с многочисленными прослоями глинистых сланцев и редкими линзами гравелитов и известняков. Иногда среди этих пород встречаются небольшие линзовидные тела эффузивов. Видимая мощность отложений, относимых к верхнему лудлову, составляет около 500 м.

В верховьях рек Абшир, Мурдаши и Чиле в сланцах обнаружены отпечатки граптолитов: *Monograptus* cf. *perneri* Bouček, *M. boučeki* Teller, и *M. ex gr. hercynicus* Penner, свидетельствующие о наличии самых верхних горизонтов силура и даже нижнего девона.

По простирацию верхнесилурийские терригенные отложения замещаются карбонатными. Наиболее полный карбонатный разрез развит по обоим бортам р. Исфара. Эти отложения выделены в матчайскую свиту, разделяющуюся на три горизонта (снизу вверх): дальянский, исфаринский и кунжакский.

Дальянский горизонт не имеет нормальных взаимоотношений с подстилающими образованиями из-за дизъюнктивных нарушений. Сверху он согласно перекрывается исфаринским горизонтом. Дальянский горизонт представлен массивными серыми известняками с редкими прослоями глинистых известняков и гравелитов. В известняках содержится обильная бентосная фауна. Наиболее характерными являются брахиоподы: *Conchidium knigthi* Sow., *C. knigthi daljanicum* Nikif., *C. vogulicum* Vern., *C. kirgismicum* Nal.; табуляты: *Alveolites nuratauensis* Chekh., *Propora nuratauensis* Chekh., строматопоро-

идеи: *Clatrodictyon vesiculosum* Nich. et Murie, *Cl. fascigiatum* Nich. Видимая мощность дальнянского горизонта в исфаринском разрезе 600 м. В разрезе силура горы Меришкор в отложениях, аналогичных дальнянскому горизонту, А. И. Кимом и др. найдены остатки венлокских табулят, среди которых определены *Multisolenia* ex gr. *tortuosa* Fritz, *Paleofavosites moribundus* var. *merishkorica* Chekh., *Helio-plasmolites naliivkini* Chekh. На основании этих данных нижняя часть дальнянского горизонта отнесена к верхнему венлоку, а верхняя — к основанию нижнего лудлова.

Исфаринский горизонт в бассейне р. Исфара согласно ложится на дальнянские отложения. Граница между ними проводится по подошве тонко- и среднеплитчатых глинистых известняков. Верхняя граница также постепенная. Исфаринский горизонт представлен в нижней части известняками темно-серыми, тонкослоистыми, органогенными и детритусовыми с прослоями сланцев и алевролитов. Выше их сменяют известняки темно-серые тонко- и толстослоистые, комковатые, с редкими прослоями сланцев. По всему разрезу содержится обильная фауна: брахиоподы — *Tadgikia wilsoniaformis* Nikif., *Gypidula incipiens* (Barr.), и др.; табуляты — *Favosites weberi* (Orlov), *Squamofavosites saaminicus* Chekh., *Heliolites decipiens* M'Coу; строматопоридеи — *Intexodictyon savaliense posochovae* Less., *Actinostroma sociale* Riab., и др. Примерно в 150 м выше подошвы этих известняков З. М. Абдуазимовой были найдены *Colonograptus* ex gr. *bugensis* Teller. Мощность исфаринского горизонта составляет от 400 до 500 м.

Абартканские слои меришкорского разреза, являющиеся по данным В. Д. Чехович (Решения..., 1959) возрастным аналогом исфаринских слоев, содержат граптолиты нижнего лудлова: *Lobograptus scanicus* (Tullb.), *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.) и др. (сборы и определения З. М. Абдуазимовой). Это дает основание относить нижнюю часть исфаринского горизонта к нижнему лудлову. Находки же З. М. Абдуазимовой в средней части исфаринских слоев на р. Исфара граптолитов *Colonograptus* ex gr. *bugensis* (Teller) позволяют их верхнюю часть относить к верхнему лудлову.

Кунжакский горизонт согласно залегает на исфаринском горизонте. Граница между ними проводится по подошве пачки глинистых и криноидных известняков. Кунжакские отложения согласно перекрываются карбонатными породами девона. Представлен он серыми и буровато-серыми органогенными известняками с прослоями глинистых известняков и алевролитовых сланцев. В нижней и средней части разреза встречены брахиоподы — *Cymostrophia costatula* Barr., *Tadgikia* (?) *andygenica* Nikif.

Мощность кунжакского горизонта 150—200 м.

По комплексу фауны и стратиграфическому положению кунжакский горизонт следует отнести к верхнему лудлову.

В районе Карабулака матчайская свита мощностью 640 м представлена серыми тонко- и толстослоистыми известняками и мергелями, разделенными на три подсвиты, соответствующие дальнянскому, исфаринскому и кунжакскому горизонтам.

В этом же районе на сланцах с граптолитами нижнего лудлова залегает толща (200 м), представленная сложным чередованием желваковидных известняков, известняковых конгломератов и песчано-глинистых образований. В прослоях известняков собраны брахиоподы — *Retzia* (*Retziella*) *weberi* Nikif., *Fimbrospirifer favositicus* (Nikif.), *Atrypa reticularis* var. *orbicularis* Sow.; табуляты — *Syringopora fer-*

ganensis F o m. Этот комплекс позволяет отнести вмещающие отложения к исфаринскому горизонту.

Присутствие карбонатного силура отмечено восточнее, в горах Ишметау. Здесь на сланцах с граптолитами плохой сохранности согласно залегают желваковидные известняки мощностью до 200 м. В известняках содержатся брахиоподы — *Plectodonta* aff. *maria* K o z l., *Conchidium* ex gr. *biloculare* L., *Lissatrypa* sp., табуляты — *Multisolenia misera* S o k. et T e s. строматопороидеи — *Amphipora* sp., трилобиты — *Encrinurus* cf. *punctatus* W a c h l., *Encr. elegantus* (B i l l). Известняки выделены А. А. Амаряном и Т. С. Замалетдиновым в ишметаускую свиту. По комплексу фауны возраст свиты может быть определен в пределах венлока — раннего лудлова, но так как эта свита перекрывается матчайскими известняками, ее можно отнести к венлоку.

Ишметауская свита согласно перекрыта светлыми массивными и оолитовыми известняками (340—430 м) нерасчлененной матчайской свиты. Они содержат брахиоподы — *Conchidium biloculare* var. *lajlakense* N i k i f., *Pentamerus* cf. *oblongiformis* N i k i f., *Brooksina turkestanica* N i k i f., *Leptaena rhomboidalis* W i l c k. Эти породы с размывом перекрываются криноидными известняками нижнего девона.

Далее к востоку, на правом берегу р. Шахимардан небольшие поля выходов карбонатного силура по данным В. Б. Горянова отнесены также к матчайской свите. В основании разреза залегают серые мраморовидные известняки (450 м), содержащие брахиоподы — *Conchidium* cf. *knighti* S o w., они, по-видимому, являются аналогами дальянского горизонта. Вверх по разрезу их сменяют массивные органогенные и органогенно-детритусовые известняки (200 м), содержащие брахиоподы — *Spirigerina supramarginalis* K h a l f., *Atrypa reticularis* L. аналогичные исфаринскому и кунжакскому горизонтам. Нижняя часть разреза срезана разломом, перекрывающие отложения отсутствуют.

В бассейне р. Кызыл-булак на сланцах с граптолитами *Neodiverograptus nilssoni* (L a r w.) согласно с постепенным переходом залегают серые массивные известняки (215 м) с обильной фауной, среди которой Н. М. Синицыным приводятся: *Heliolites* cf. *murchisoni* E. et H., *Syringopora vagranensis* R o m., *Camarotoechia bidentata* (H i s.), *Atrypa reticularis* L. Приведенный комплекс фауны соответствует дальянскому и исфаринскому горизонтам.

В районе Ошских гор по данным О. И. Богуш и Е. И. Олли на лландоверийских сланцах с размывом (?) залегают серые массивные известняки (150 м), содержащие брахиоподы — *Conchidium vogulicum* var. *vargnicum* K h o d., *C. knigthi* S o w. и др. Эти известняки отнесены к дальянскому горизонту. Их согласно сменяют светлые массивные известняки с прослоями плитчатых и битуминозных (250 м), содержащие брахиоподы исфаринского и кунжакского горизонтов. Разрез венчается известняками «жединского» яруса.

Помимо терригенных и карбонатных силурийских отложений на северном склоне Алайского хребта в верховье р. Чиле (горы Кыз Курган) встречены разновозрастные вулканогенно-осадочные образования, отнесенные к чийлейской свите с разделением на пачки. На севере в пачке, представленной диабазами и их туфами с прослоями сланцев и алевролитов (450 м), собраны граптолиты. *Colonograptus dalejensis* (B o u ě e k), *Plectograptus macilentus* (T ö r n q.) раннего лудлова (определения Р. Е. Риненберг). Согласно с ней залегают пачка сланцев и алевролитов с прослоями диабазов и их туфов (175 м), содержащая более молодой комплекс граптолитов — *Monograptus formosus* (B o u ě e k), *M. ex gr. formosus* B o u ě e k, *Linograptus* sp. С юга к вулканогенно-осадочным силурийским отложениям примыкают массивные и

комковатые известняки (300—450 м). На их контакте местами наблюдаются конгломераты с линзами и прослоями известняков и сланцев (0—50 м). В массивных известняках были собраны брахиоподы — *Conchidium knigthi* var. *daljanicum* Nikif., *C. vogulicum* Verp., *C. biloculare* L. О. И. Никифорова, определявшая этот комплекс, отнесла вмещающие известняки к дальянскому горизонту.

В районе гор Улугтау, по данным М. Г. Жарикова, в основании верхнего силура лежит толща темно-серых углисто-глинистых и кремнистых сланцев и зеленых песчаников с прослоями основных эффузивов и конгломератобрекчий с граптолитами нижнего лудлова (1680 м). Нижняя часть разреза срезана разломом. На этой толще согласно залегают диабазовые порфириды, диабазы, спилиты и их туфы с прослоями кремнистых сланцев, песчаников и известняков (800—1000 м), содержащие брахиоподы верхнего силура: *Cypidula* aff. *pelagica* (Vagr.), *Eospirifer irbitensis* Tschern. Из верхней части толщи определены брахиоподы нижнего девона — *Clorindina pseudolinguifera* Kozl., *Atrypa conciata* var. *barbara* Nikif.

По данным В. Д. Брежнева, самой древней в пределах Восточного Алая является венлокская толща темно-серых и зеленовато-серых глинистых сланцев с редкими прослоями песчаников, тонкоплитчатых, пелитоморфных и детритусовых известняков и порфиридов мощностью 100—150 м, достигая максимума в массиве Кара-Тума (600—700 м). Здесь в средней части толщи найдены *Monograptus* sp. indet., а в более южных ее разрезах (р. Атолазы) М. М. Кухтиковым собраны венлокские *Pristiograptus* aff. *dubius* (Suess), *Monograptus* ex gr. *prionodon* (Gronn), *M. flemingi* (Salter). Выше по разрезу залегают нижнелудловская толща (400 м) тонкоплитчатых черных глинистых сланцев и алевролитов с *Pristiograptus bohemicus* (Vagr.).

Известняково-сланцевая толща *исфаринского горизонта* лудлова, представленная темно-серыми плитчатыми известняками и глинистыми и известково-глинистыми сланцами, группирующимися в пачки по 25—50 м, согласно покрывает сланцевую толщу нижнего лудлова. Количество и мощность пачек известняков возрастает вверх по разрезу «исфаринской» толщи. В верхней ее половине содержатся малочисленные органические остатки *Favosites pseudoforbesi* Sok., *Propora* ex gr. *jabei* Ozaki, *Conchidium biloculare* L., *Praereticularia pentameriformis* Tschern. и др.; и в кровле толщи — *Squameofavosites* ex gr. *thetidis* Chekh. Мощность 600 м.

Нижние горизонты (100—150 м) толщи светлых массивных известняков являются самыми молодыми слоями силурийских отложений в массиве Кара-Тума. Они согласно залегают на подстилающих отложениях и содержат *Favosites* cf. *fidelis* Pošta, *Lissatrypa* sp., *Proreticularia pentameriformis* Tschern., типичных для кунжакского горизонта.

Силурийские отложения **Зеравшанской зоны** широко развиты на обоих склонах Туркестанского хребта и слагают нижнюю часть северного склона Зеравшанского хребта. Они протягиваются также далеко на северо-запад в горы Южный Нуратау и на восток в область верховий р. Сох. Выделено четыре подзоны, представленных комплексами осадков различных стадий прогибания — Центральная, Северная и Южная промежуточные и Южная краевая подзоны.

В Центральной подзоне лландоверийский ярус охватывает водораздел Туркестанского хребта почти на всем его протяжении. В составе отложений подзоны преобладают филлитовые сланцы с прослоями олигомиктовых алевролитов и известняков. Участками наблюда-

ются мало измененные глинистые сланцы с многочисленными отпечатками граптолитов. Среди них О. Н. Халецкой определены граптолиты нижнего лландовери: *Climacograptus medius* Тöгпq., *Orthograptus* cf. *vesiculosus* Nich., среднего лландовери — *Pristiograptus gregarius* (Larw.), и др.; верхнего лландовери: *Petalolithus palmeus* Barr., *Spirograptus minor* (But), *Rastrites linnaei* Barr. и др. Мощность этих отложений по наблюдениям М. М. Посоховой 700—1000 м.

Северная и южная промежуточные подзоны окаймляют с двух сторон Центральную подзону и слагаются отложениями среднего лландовери — нижнего венлока. На северном склоне Туркестанского хребта нижнесилурийские отложения залегают с резким угловым несогласием на кембрийских породах. Они представлены монотонной толщей ритмично чередующихся олигомиктовых, преимущественно кварцевых песчаников и алевролитов с тонкими пропластками глинистых и песчаных сланцев. Нижние слои содержат граптолиты среднего лландовери: *Glyptograptus tamariscus* Nich., *Petalolithus palmeus* Barr., *P. minor* Elles и др. В 350—450 м выше по разрезу собраны граптолиты низов верхнего лландовери: *Petalolithus inversipennatus* But, *Spirograptus minor* (But). В вышележащей части (1000 м) найдены граптолиты верхов верхнего лландовери и возможно низов нижнего венлока: *Retiolites* sp., *Monograptus priodon* (Bronn), *Monoclimacis* sp., *Oktavites spiralis* (Geinitz).

Южная промежуточная подзона слагает оба склона Зеравшанской долины и сложена песчаниками и алевролитами, ритмично чередующимися с тонкими сланцевыми прослойками. Количество и мощности сланцевых прослоев в верхней части толщи заметно возрастает. На поверхности пластов наблюдаются знаки ряби и оплывины, а в самой толще — косая слоистость. Общая мощность толщи 2—2,5 км. Нижняя часть толщи содержит граптолиты среднего лландовери — низов верхнего лландовери: *Demirastrites* ex gr. *triangulatus* (Hark.), *D.* ex gr. *convolutus* (His.), *Hedrograptus tamariscus* (Nich.), *Pristiograptus concinnus* (Larw.). В более высоких горизонтах встречены: *Streptograptus exiguus* (Nich.), *Spirograptus turriculatus* (Barr.) и др. верхнего лландовери. Верхняя часть толщи содержит остатки граптолитов верхнего лландовери и нижнего венлока: *Retiolites angustidens* E. et W., *R. geinitzianus* Barr., *Monoclimacis asiatica* (But), *M.* cf. *griestonensis* (Nicol), *Cyrtograptus multiramis* Тöгпq. Нижняя часть описанного комплекса была выделена Д. П. Виноградовым и В. Р. Мартышевым как обурдонская свита.

Южная краевая подзона занимает среднюю часть северного склона Зеравшанского хребта и юго-западную оконечность Туркестанского хребта. Здесь преобладающими в составе отложений являются глинистые сланцы, содержащие прослойки песчаников, алевролитов и песчаных известняков. В основании толщи у северного края подзоны залегают толстослоистые зеленовато-серые песчаники с пропластками сланцев. Севернее эти отложения сливаются с лландовериюско-венлокской толщей южной промежуточной зоны; их видимая мощность 200—300 м. Сланцы в ряде участков содержат остатки ранневенлокских граптолитов: *Oktavites spiralis* (Geinitz), *Cyrtograptus* (*Lapworthograptus*) *gracilis* But и др. (определения А. М. Обути). В более высоких горизонтах сланцев встречены: *Monograptus flexilis* Elles, *M. flemingi* (Salter), верхнего венлока. В нескольких десятках метров выше этого горизонта сланцы содержат остатки граптолитов верхних слоев верхнего венлока: *Monograptus inornatus* E. et W.

Нижнелудловский ярус представлен серыми и зеленовато-серыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков и

кремнистых пород мощностью до 300 м. Здесь встречены остатки *Pristiograptus bohemicus* (Вагг.).

Верхнелудловский ярус слагается терригенными и карбонатными породами; первые значительно преобладают в нижней части яруса. В сланцах встречаются редкие остатки граптолитов *Dictyonema aff. elongata* Воушек.

Местами в разрезе верхней части верхнелудловского яруса преобладают карбонатные породы с остатками фауны. Так, в районе сая Шишкат кунжакский горизонт представлен известняками общей мощностью до 40 м. В нижней части известняки содержат: *Atrypa sublepidata* Верн., *Spirigerina supramarginalis* K half. и граптолиты *Dictyonema elongata* Воушек, отвечающие зоне *Monograptus formosus*. В самой верхней части верхнелудловского яруса этого разреза найдены брахиоподы — *Reserella elegantuloides* Kozl., *Camarotoechia carens* Вагг., *Uncinulus berenice* Вагг., тентакулиты — *Novakia intermedia obuti* Воушек et Prantl и граптолиты — *Monograptus ex gr. hercynicus* Perner, *Dictyonema torschini* Obut нижнего девона, относящиеся к верхней зоне *Monograptus hercynicus* кунжакского горизонта, граничащей с нижним девонем.

В Ферганском хребте силурийские отложения выходят полосой в пределах юго-восточного склона (междуречье Кугарт-Яссы — Кара-Кульджа). По мнению А. Е. Довжикова, к этому же типу разреза следует отнести и силурийские отложения, развитые восточнее в Атбашинском хребте.

Особенностью силурийских отложений яссинского и атбашинского разрезов является очень большая мощность и повышенный метаморфизм отложений.

Силур в Яссинской зоне представлен двумя свитами верхнего отдела силура: кипчальминской и яссинской.

Кипчальминская свита состоит из трех подсвит. Наиболее низкие горизонты свиты, принадлежащие нижней подсвите, обнажаются в ядре Кипчальминской антиклинали (ущелье Кипчальма в верховьях р. Яссы). Здесь выделяются три пачки: 1) тонкоплитчатые, иногда плейчатые серицитовые и хлорито-серицитовые сланцы с тонкими прослоями плитчатых известняков; 2) плитчатые и слоистые известняки, переслаивающиеся с серицитовыми и серицито-известковистыми сланцами; 3) хлорито-серицитовые и серицито-известковистые сланцы общей мощностью 600—800 м. Характерна фациальная изменчивость пород подсвиты по простиранию.

Средняя подсвита образована светлыми мраморизованными известняками и полосчатыми мраморами (360—400 м), которые вместе с нижней подсвитой хорошо сопоставляются с туюкбогоштинской свитой верхнего силура Атбашинского хребта.

Выше согласно залегает верхняя подсвита тонкоплитчатых серицитовых и хлорито-серицитовых сланцев с тонкими прослоями зеленовато-серых алевролитов и песчаников мощностью 400—500 м. В средней части ее встречаются пачки до 20—30 м серых тонкоплитчатых известняков, переслаивающихся с тончайшими листоватыми прослойками серицитовых сланцев. В этих известняках на левобережье р. Яссы В. Д. Брежневым в 1965 г. обнаружены остатки криноидей лудлова *Sindetocrinus* (?) sp., *Pandocrinus* sp. В бассейне р. Биргузы Е. И. Зубцовым в известняковых горизонтах подсвиты найдены табуляты *Favosites hisingeri* var. *regularis* R u k h., *F. forbesi* E. et H., *Squameofavosites singularis* S o k., которые по указанию Б. С. Соколова и В. Д. Чехович свидетельствуют о позднелудловском возрасте вмещающих слоев. Общая мощность кипчальминской свиты не менее 1500 м.

Яссинская свита согласно залегает на кипчальминской свите и делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита образована светлыми зеленовато-серыми плитчатыми тонкоплитчатыми сланцами, рассланцованными алевролитами и песчаниками. Мощность нижней подсвиты 700—800 м. Выше в разрезе выступает верхняя подсвита яссинской свиты. Эта мощная толща (1600—1800 м) сложена ритмичным чередованием зеленовато-серых и серых тонкоплитчатых серицито-реже хлорито-серицито-глинистых сланцев, алевролитов и серицито-кварцевых песчаников. Возраст яссинской свиты устанавливается по ее положению в разрезе (выше слоев с фауной лудлова) и по сопоставлению с очень сходной по литологии верхнелудловской шириктинской свитой Атбашинского хребта. Этому сопоставлению не противоречат находки в алевролитовых прослоях нижней и средней частях подсвиты остатков флоры: *Aphylopteris* sp., *Hostimella* sp., а в верхней, переходной к вышележащей джартюбинской свите части — *Taeniocrada* sp. Общая мощность яссинской свиты не менее 2500 м.

Разрез силурийских отложений **Атбашинского хребта** разделяется на пять свит. Эти свиты обладают мощностью, достигающей 4500 м.

Муставасская свита залегает в основании разреза силурийских отложений Атбашинского хребта. Нижняя его граница неизвестна. Свита образована полосчатыми серовато-коричневыми плитчатыми серицито-и известково-кремнистыми сланцами и горизонтами черных слоистых мраморизованных известняков и известковистых сланцев в ее нижней части и прослоями желтовато-белых мраморов в ее верхах. В западном направлении количество карбонатных горизонтов увеличивается. Общая мощность свиты 1400 м. В ней встречены *Favosites* sp., *Squametofavosites* sp. indet., *Heliolites* sp. и *Clatrodictyon* ex gr. *savaliense* R i a b., которые, однако, позволяют рассматривать эти отложения в качестве верхнесилурийских.

Туюкбогоштинская свита налегает согласно на муставасскую свиту и сложена белыми и серыми полосчатыми мраморами и черными мраморизованными известняками, переслаивающимися с бурыми и зелеными сланцами. Наиболее мощными являются два маркирующих горизонта мраморов (100—300 м), залегающих в основании и в кровле свиты, которые четко отделяют описываемую свиту от выше- и нижележащих отложений. В ней обнаружены кораллы *Heliolites* ex gr. *interstinctus* L., *Favosites* sp., свидетельствующие о позднесилурийском возрасте туюкбогоштинской свиты. Общая мощность свиты 1100 м.

Учитывая находки в основании вышележащей шириктинской свиты фауны исфаринского горизонта нижнего лудлова, следует, по-видимому, относить туюкбогоштинскую, так же как и подстилающую ее муставасскую свиту, к нижнему лудлову.

Шириктинская свита залегает согласно на туюкбогоштинской, имеет наиболее широкое распространение в Атбашинском хребте. Она сложена листоватыми, светло-зелеными и зелеными сланцами с редкими тонкими прослоями мраморов и черных известняков в нижней и верхней частях. В восточной части Атбашинского хребта мощность свиты равна 800—1000 м, в западном направлении она достигает более чем 2500 м. Вместе с этим в верхней половине свиты появляются горизонты основных эффузивов, а в самых верхах — ряд горизонтов серых полосчатых мраморизованных известняков.

В шириктинской свите обнаружены многочисленные табуляты позднесилурийского возраста (исфаринский горизонт): *Favosites hisingeri* F. et H., *F.* ex gr. *gothlandicus* L a m., *F.* cf. *magnicellulatus* O b u t, *Squametofavosites* ex gr. *russanovi* T s c h e r n. и др. В кровле свиты

найден *Favosites* aff. *nikiforovae* Chekh., который позволяет отнести вышележащие силурийские свиты Атбашинского хребта к кунжакскому горизонту верхнего лудлова.

Чакташская свита согласно налегает на шириктинскую свиту; она сложена белыми и темно-серыми полосчатыми мраморами. На западе в урочище Чакташ среди мраморов появляются горизонты известковистых сланцев. В средней части хребта, в верховьях рек Орто- и Четкельтубек она в значительной степени заменяется глинистыми сланцами и черными мраморизованными известняками. В известковистых сланцах чакташской свиты найдены только *Favosites* sp. и *Squameofavosites* sp. Тем не менее, высокое стратиграфическое положение свиты в разрезе атбашинского подтипа позволяет отнести ее к кунжакскому горизонту верхнего лудлова; мощность свиты не превышает 250—400 м.

Джолбогоштинская свита — самый высокий член разреза силурийских отложений Атбашинского подтипа; согласно залегает на мраморах чакташской свиты. На востоке она сложена темно-зелеными глинистыми и кремнистыми сланцами, плотными слоистыми песчаниками и сильно измененными порфиритами и их туфами. В западной части хребта в джолбогоштинской свите встречаются прослои и горизонты серых мраморизованных известняков, быстро выклинивающихся по простиранию.

Естественная верхняя граница свиты неизвестна. Видимая ее мощность 400—700 м.

На северном склоне Атбашинского хребта (р. Дженишка) в известняковом прослое обнаружены *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* Ročta, *Sq. saaminicus* Chekh., *Sq. thetidis* Chekh. и др., которые указывают на то, что джолбогоштинская свита соответствует кунжакскому горизонту верхнего лудлова.

В настоящее время благодаря находке лудловских криноидей в бассейне р. Яссы, можно уверенно говорить, что силур Атбашинского хребта и средней части Ферганского хребта принадлежит одному типу разреза и описанные выше свиты имеют аналогов в Ферганском хребте. Так, туюкбогоштинской свите соответствуют нижне- и среднекипчальминские подсвиты бассейна р. Яссы, а шириктинской свите соответствует залегающая выше верхнекипчальминская подсвита и мощная яссинская свита зеленоватых филлитов.

Силурийские отложения Баубашатинской зоны протягиваются вдоль Таласо-Ферганского разлома к северо-западу от гор Урумбаш и Суганташ.

Наиболее древние отложения Баубашатинской зоны выявлены Ю. Е. Кудрявцевым в ядре антиклинали р. Каинды. Это глинистые и глинисто-кремнистые сланцы и мелкозернистые песчаники с лландоверийскими *Diplograptidae* видимой мощностью 150 м. Выше согласно залегает толща темно- и зеленовато-серых глинистых и глинисто-кремнистых, серицито-хлоритовых сланцев, переслаивающихся с полимиктовыми и туфогенными песчаниками и содержащая прослои диабазов и доломитизированных известняков. Ее общая мощность 480—560 м. В верхней части этой толщи найден *Pomatograptus* sp. По положению в разрезе, возрасту и составу эта толща является аналогом сересуйской свиты Л. И. Турбина. Выше согласно залегает выделенная Ю. Е. Кудрявцевым *чумалийская свита*. Она начинается невыдержанным горизонтом известняков мощностью до 200 м, содержащая в этом разрезе исфаринские *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Sq. singularis* Sok. и *Heliolites interstinctus* L. var. nov. Известняки согласно покрываются пачкой серых и зеленовато-серых глинистых сланцев с прослоями песчаников и черных известняков общей мощностью

300—400 м. На ней также согласно лежит верхний горизонт темных слонстых известняков чумалийской свиты мощностью 200—500 м. В верховьях р. Джангакты в них содержится комплекс исфаринских брахиопод и трилобитов: *Retzia (Retziella) weberi* Nikif., *Conchidium biloculare* L., *Lissatrypa* sp., *Spirifer isfarensis* Nikif., *Encrinurus punctatus* Wahl.

На чумалийские известняки трансгрессивно налегает аккурганская девонская известняковая свита.

Высокие горизонты силура баубашатинского типа разреза обнажаются также в бассейне р. Караункур, но непосредственно с каиндинским разрезом не связаны. Сопоставление их может быть произведено только по фауне. В основании разреза силура бассейна р. Караункур (по материалам Додоновой) залегают серые слоистые известняки, обнажающиеся в ядре синклинали у пер. Шалдырак и в верховьях р. Алмалыункур (к югу от г. Алямпасы) видимой мощностью 100—200 м с обильной исфаринской фауной табулят и брахиопод: *Favosites hisingeri* E. et H., *Squameofavosites* ex gr. *singularis* Sok., *Gypidula pelagica* Barr., *Spirifer* cf. *pentameriformis* Tschern.

К этой же части караункурского разреза, по-видимому, относятся и известняки устья р. Кумышсу с *Conchidium* sp. (cf. *knigthi* Sow.). Известняки перекрываются мощной терригенной толщей, слагающей большую часть бассейна верховьев р. Караункур [караункурская толща по унифицированной схеме (Решения..., 1959)].

Караункурская свита сложно дислоцирована и действительную ее мощность и строение разреза установить трудно. Различными исследователями для этой толщи указывается мощность от 1000 до 3500 м. По-видимому, более вероятна первая цифра.

Толща сложена зеленато-серыми песчаниками, алевролитами и сланцами с прослоями известняков, порфиристов и диабазов. Количество прослоев основных эффузивов увеличивается в верхней части разреза, при этом уменьшается удельный вес сланцев и почти исчезают известняки. Ее силурийский возраст подтверждается залеганием на исфаринских известняках пер. Шалдырак, отдельными находками верхнесилурийских кораллов в прослоях известняков аккурганской свиты, содержащей в основании фауну кунжакского горизонта, связанного переходом с вышележащими известняками нижнего девона.

Суммарная мощность разреза силурийских отложений баубашатинского типа, по-видимому, не менее 2500 м.

Строение разреза силура для южной Урумбаш-Суганташской части Баубашатинского прогиба, входящей в Кугартскую складчатую зону, пока не может считаться выясненным.

В 1958 г. Н. В. Ивановым в турасуйской толще сланцев в 200—250 м выше слоев с тараннонскими граптолитами были обнаружены граптолиты верхнего венлока — *Monograptus* ex gr. *flemingi* (Salter) и *Diversograptus gracilis* Bouček, а в ее самых верхах — нижнелудловский *Pristiograptus* ex gr. *bohemicus* (Barr.), что указывает на сокращенную мощность венлока — нижнего лудлова в этом районе и противоречит представлениям А. Е. Довжикова, нашедшего здесь *Pristiograptus bohemicus* (Barr.) в иной геологической ситуации.

В бассейне р. Майлису разрез силурийских отложений несколько иной. Он близок по строению и составу нижней части баубашатинского типа разреза, но отличается от него повышенной мощностью, большим количеством вулканогенных пород.

В основании майлисуйского типа разреза залегает кызкурганская свита темных алевролитов и сланцев с редкими прослоями яшм и туффов (700 м). В ней еще в 1945 г. В. Н. Огневым были собраны остат-

ки граптолитов верхнего лландовери — *Retiolites bystrovi* Obut, *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp., *Monograptus* ex gr. *priodon* (Вгонп), *Streptograptus* sp. (определение А. М. Обу́та).

На кызкурганской свите согласно залегает мощная вулканогенно-осадочная толща, названная Л. И. Турбиным сересуйской свитой.

В настоящее время под *сересуйской свитой* понимается венлок-нижнелудловская вулканогенно-осадочная толща долины р. Сересу. В ее основании (по Л. И. Турбину) залегают порфириды (200 м), затем идет обломочно-вулканогенная пачка (700 м), покрывающая голубовато-серыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с граптолитами (200—250 м), над которыми залегают темно-зеленые спилиты с шаровой отдельностью (150—100 м) и довольно мощная сланцево-эффузивная пачка с кремнистыми сланцами, филлитами, спилитами и редкими прослоями известняков (800—900 м). В долине р. Чичар (правый приток р. Сересу) из этой пачки собраны *Pristiograptus bohemicus* (Вагг.), *Pr. ludlovensis* (Вои́чек), *Pr. aff. butovicensis* Вои́чек, *Lobograptus scanicus* (Туллб.), *Saetograptus fritschii* (Пе́гнер). По-видимому, не все из перечисленных горизонтов относятся к силуру. В этот разрез возможно ошибочно включены тектонические блоки вулканогенно-осадочного намура.

Иначе обстоит дело с относимой в последние годы Л. И. Турбиным к верхнему силуру *майлисуйской свитой* — толщей плитчатых, часто плейчатых темно-зеленых альбит-актинолитовых сланцев. Она слагает в бассейне р. Майлису, главным образом, в ее правобережье, полосу северо-восточного простиранья, а в районе пер. Каракол-даван и горы Кармал выходы этой свиты приобретают северо-западное простиранье и уходят вдоль Кызкурганского разлома в правобережье р. Нарын почти до сел. Абдыкалык. Впервые эта свита выделена В. Н. Огневым, который считал ее древним образованием. Доживетский возраст майлисуйской свиты надежно доказывается несогласным налеганием на нее живетских известняков в правобережье р. Майлису.

В системе хребтов Кок-Шаал силурийские отложения, образовавшиеся в Джангджирском прогибе, сохраняют основные черты строения на значительной площади, охватывающей хребты Уланской, Джангджирской и Борколдой. Некоторым своеобразием отличаются разрезы силура на западном окончании этой зоны (горы Сары-белес, Туругарт и др.). Выходы силурийских отложений в средней части хребта Кок-Шаал также относятся к джангджирскому типу.

В основании силурийского разреза джангджирского типа залегает терригенная толща, впервые установленная в западной части Джангджирского хребта (верховья р. Акбайтал). Она образована темными глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, песчаниками с редкими прослоями основных эффузивов и их туфов мощностью 500—700 м. В верхней части этой толщи количество прослоев кремнистых сланцев увеличивается. В ней обнаружены многочисленные остатки граптолитов нижнего лудлова — *Pristiograptus bohemicus* (Вагг.), *Lobograptus scanicus* (Туллб.), *Saetograptus* ex gr. *chimaera* (Вагг.).

Взаимоотношения этой толщи с вышележащей карачукурской свитой из-за территориальной разобщенности выходов неизвестны.

Более высокие горизонты лудловских отложений распространены в пределах Джангджирской седиментационной зоны и образуют непрерывный разрез, расчленяющийся на карачукурскую и аюлюторскую свиты.

Карачукурская свита обнажается в долине р. Кара-Чукур (Джангджирский хребет), где она разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижняя подсвита сложена темно-серыми массивными и тонкослоистыми мшанковыми известняками с редкими горизонтами известняково-глинистых сланцев с фауной брахиопод: *Fimbrispirifer borcoldoensis* (Nikif.), *Sphaerirhynchia tarda* (Barr.), и др., кораллов: *Favosites forbesi* E. et H., *Squameofavosites thetidis* Chekh., мшанок: *Cyrtotrypa* aff. *expanda* Bassler.

Верхняя часть подсвиты образована пачкой зеленоватых и рыжеватых известково-глинистых сланцев с прослоями рыжеватых тонкослоистых песчанистых известняков с *Fimbrispirifer borcoldoensis* (Nikif.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *Retzia* (*Retziella*) *weberi* Nikif., *Proetus romanovskyi* Web., *P. telli* Web., *Favosites subgothlandicus* Sok., *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Heliolites interstinctus* L., Мощность подсвиты (видимая) около 500 м.

Верхняя подсвита залегает согласно на нижней и образована серыми и черными тонко- и местами толстослоистыми известняками; в их верхней части появляются более светлые массивные прослои. Известняки подсвиты образуют выдержанный горизонт мощностью до 500 м. В восточных районах (хребет Борколдой) они приобретают зеленовато-серую окраску, становятся глинистыми и несколько уменьшаются в мощности.

В северной части Джангджирской зоны в долинах рек Кок-Джар, Караколот и, по-видимому, Ачик-Таш вблизи разломов, разделяющих Срединный и Южный Тянь-Шань, слои карачукурской свиты насыщаются песчаниками, основными эффузивами и их туфами, делающими ее трудно отличимой от вышележащей аюлиторской свиты. Однако наличие рыжеватых известковых сланцев и известняков с исфаринской фауной позволяет выделять ее и здесь.

В нижней части подсвиты содержится фауна исфаринского горизонта *Fimbrispirifer* cf. *borcoldoensis* (Nikif.), *Lissatrypa linguata* (Buch.).

В верхних же ее горизонтах встречены *Proreticularia carens* (Barr.), *Conchidium pseudoknigthi* Tschern., *Retzia umbra* (Barr.), *Favosites forbesi* E. et H., *Squameofavosites saaminicus* Chekh., характерные уже для кунжакского горизонта.

Мощность подсвиты 400—500 м.

Аюлиторская свита согласно налегает на карачуккурскую. Она образована темно-зелеными песчаниками и сланцами с прослоями основных эффузивов, туфопесчаников и редкими горизонтами слоистых известняков общей мощностью 400—500 м. Составом и темной окраской свита резко отличается от нижележащей известняковой верхнекарачуккурской подсвиты. Выходы свиты известны в Уланском хребте (р. Аюлитор и пер. Кунанашу), в бассейне р. Кара-Чукур, на южном склоне хр. Борколдой и в верховьях р. Чон — Узен-Гегуш.

В известняках, залегающих в основании свиты, встречены: *Heliolites* sp., *Squameofavosites* sp., *Pachyfavosites* sp., скорее раннедевонского, чем силурийского облика. Однако выше по разрезу еще встречаются *Lissatrypa* sp., а в осыпи нижних горизонтов вышележащей толщи светлых массивных «герцинских» известняков обнаружены *Lissatrypa testiformis* Tschern., *Cymostrophia costatula* Barr., что позволяет сопоставлять с большей частью кунжакского горизонта.

Самым же высоким горизонтам лудлова соответствуют нижние 150—200 м мощной (около 800 м) толщи светло-серых и розоватых массивных известняков, содержащих *Cymostrophia costatula* (Barr.), *Spirigerina supramarginalis* Khalif. Более высокие горизонты этой толщи охарактеризованы фауной жединского яруса нижнего девона: *Camarotoechia nympa* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern.

Общая мощность силурийских отложений Джангджирского типа разреза 2000—2500 м.

Разрезы силурийских отложений осевой части и южного склона Атбашинского хребта, гор Тегерек, хребта Туругарт и южного обрамления Аксайской депрессии (горы Сары-Белес, Кок-Кия и др.) принадлежат Аксайскому силурийскому прогибу и также отнесены к Джангджирской зоне. Изменения мощностей и фаций силурийских осадков в Аксайском прогибе свидетельствуют о существовании двух подтипов разрезв силура: северного (чирмашского) и южного (сарыбелесского).

На северной окраине гор Тегерек в северо-западной части Аксайского прогиба из-под карасуйской свиты нижнего лудлова выступает согласно подстилающая ее толща голубоватых тальковых сланцев, полосчатых известняков с редкими прослоями порфиритов. В известняках обнаружены лишь неопределимые ругозы, однако наличие нижнелудловских табулят только в высоких горизонтах вышележащей карасуйской свиты позволяет рассматривать эту толщу условно как венлокскую.

В составе *карасуйской свиты*, распространенной в Атбашинском хребте и горах Тегерек, выделяются две литологически различных подсвиты.

Нижняя подсвита представлена черно-зелеными кремнями, темно-зелеными алевролитами и песчаниками, базальтовыми порфиритами и их туфами. Органические остатки в подсвите не найдены. Мощность ее 600 м.

В состав верхней подсвиты входят зеленовато-серые, хлорито-серпичитовые, черные сажистые глинистые и известковистые сланцы, кварцитовидные песчаники и темно-серые мраморизованные известняки. Количество прослоев известняков и их мощность возрастают вверх по разрезу. Мощность верхней подсвиты около 900 м. Нижние ее горизонты содержат перекристаллизованные остатки табулят и крупных пентамерид, а в верхних собраны: *Palaeofavosites* aff. *moribundus* Sok., *Favosites* cf. *hisingeri* var. *regularis* Rukh., *F.* cf. *forbesi* var. *similis* Sok., *F.* aff. *fistulosus* Tchern., *Heliolites* aff. *balticus* Koval., *H.* aff. *jakii* Dun., *Helioplasmolites* cf. *naliokini* Chekh. Этот комплекс может свидетельствовать о позднененлокском — раннелудловском возрасте вмещающих пород. Общая мощность карасуйской свиты — 1500 м.

Карганташская толща широко развита в западной части Атбашинского хребта. Это черные тонкослоистые реже массивные полосчатые известняки, мощностью 600 м, согласно залегающие на нижнелудловской карасуйской свите. В известняках собраны: *Favosites forbesi similis* Sok., *F. medinensis* Kov., *Squameofavosites isfarensis* Chekh., *Retzia* (*Retziella*) *weberi* Nikif., характерные для исфаринского горизонта.

Самые высокие горизонты верхнего силура, соответствующие кунжакскому горизонту, входят в состав согласно залегающей выше мощной (800—900 м) *чирмашской толщи* розоватых и серых массивных известняков. К верхнему лудлову относятся ее нижние горизонты (150—200 м), содержащие *Favosites* cf. *nikiforovae* Chekh., *Squameofavosites* ex gr. *bohemicus* Pošta, *Sq. saaminicus* Chekh., выше которых появляется фауна жединского яруса нижнего девона. Общая мощность силура чирмашского подтипа превышает 3000 м.

Сарыбелесский (южный) подтип разреза занимает самое южное положение не только в пределах Аксайского прогиба, но и всей восточной части Южного Тянь-Шаня. В его основании залегает толща черных глинистых сланцев, алевролитов, плитчатых глинистых известня-

ков (S_{1w} — S_2). В верхней части толщи появляются горизонты грязно-зеленых кремней и основных эффузивов. Ни нижняя, ни верхняя естественные границы толщи неизвестны. Видимая ее мощность 400—500 м.

В сланцах собраны граптолиты венлока: *Stomatograptus grandis* (Suess), *Monoclimacis asiatica* (Obut) и нижнего лудлова: *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.). К самым верхам толщи, по-видимому, должны быть отнесены находки верхнелудловских брахиопод: *Camarotoechia* ex gr. *famula* Barr., *Spirifer* sp.

Стратиграфически выше располагаются верхнелудловские темно-серые тонкослоистые известняки мощностью 100—150 м. В тонкослоистых известняках верхнелудловской толщи обнаружены брахиоподы *Cymostrophia costatula* (Barr.), *Sphaerirhynchia tarda* (Barr.), *Lissatrypa linguata* (Buch.), *Trigonirhynchia berenice* (Barr.), *Retzia* (*Retziella*) *weberi* Nikif.

Выше согласно залегает мощная толща светло-серых массивных известняков, нижние 100—150 м которых, содержащие *Delthyris pentameriformis* Tschern., *Trigonorhynchia berenice* (Barr.), принадлежат еще кунжакскому горизонту. В более высоких слоях найдены *Sieberella sieberi* (Buch.), *Karpinskia conjugula* Tschern., типичные для жединского яруса нижнего девона.

Для силурийских отложений сарыбелесского подтипа характерна небольшая мощность — менее 800 м.

В пределах Южного Тянь-Шаня самые восточные выходы силурийских отложений известны в **Иныльчекской зоне** в бассейнах рек Иныльчек и Каинды, левых притоков р. Сары-Джаз. Они слагают две крупные сопряженные структуры: Иныльчекскую антиклиналь и Каиндинскую синклиналь.

В основании силурийского разреза иныльчекского типа обнажается немая 500-метровая толща серицито-глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов и песчаников. Эта толща, по-видимому, может условно рассматриваться как нижнелудловская, учитывая ее низкое стратиграфическое положение, а также по сопоставлению с джангджирским типом. О более древнем, чем поздний силур возрасте низких горизонтов силура иныльчекского типа может свидетельствовать находка Д. И. Яковлевым лудловских табулят (*Favosites hisingeri* (E. et H.), *Palaeofavosites asper* (d'Orb)).

К **исфаринскому горизонту** относится мощная толща (1000—1300 м) полимиктовых песчаников, серицито-глинистых и известковистых сланцев, темных плитчатых известняков. В верхней части толщи встречаются прослои андезитовых порфиритов и их туфов. В Каиндинской синклинали в них содержатся *Favosites* aff. *fungites* Sok., *Propora* ex gr. *conferta* E. et H., *Syringopora ferganensis* Fom. исфаринского горизонта.

Выше в силурийском разрезе Иныльчекской антиклинали согласно залегают глинистые и известковистые сланцы и слоистые известняки **кунжакского горизонта**. В северном крыле Иныльчекской антиклинали вблизи Чаткало-Нарынского разлома нижние 150—200 м представлены глинистыми сланцами и полимиктовыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов. Южнее кунжакский горизонт представлен слоистыми, изредка массивными известняками, переслаивающимися с известковыми и серицито-глинистыми сланцами. В различных горизонтах этой толщи обнаружены остатки табулят, указывающих на «кунжакский» возраст вмещающих слоев: *Favosites* aff. *nikiforovae* Chekh., *F.* aff. *brusnitzini* Peetz., *F.* ex gr. *bowerbanki* E. et H., *Dic-*

tyofavosites aff. *atbashiensis* Ch e k h. Мощность кунжакского горизонта 1400—1500 м.

Выше согласно залегает толща светлых массивных мраморизованных известняков нижнего девона.

Чаткало-Кураминская складчатая область

В этом регионе силурийские отложения занимают ограниченные площади и достоверно установлены как в пределах Чаткальского блока, так и в Кураминской зоне.

В пределах Чаткальского блока силурийские отложения обнажаются локально в бассейне р. Сумсар. Подстилающие их образования не вскрыты. В основании фаунистически охарактеризованного силура залегают кварцево-сланцевые сланцы, алевролиты, песчаники с линзами и прослоями известняков и конгломератов и линзами эффузивов основного состава (1300—1400 м). В прослоях сланцев определены среднелландоверийские *Rhaphidograptus törnquisti* (E. et W.), *Hedrograptus ferganensis* (O but), *Rastrites* aff. *peregrinus* (B a r r.), *Perne-rograptus* cf. *revolutus* (K u r s c k.) и др. (определения Р. Е. Риненберг). Вверх по разрезу их согласно перекрывают полимиктовые песчаники, алевролиты, туфогенные песчаники, глинисто-сланцевые сланцы с редкими прослоями конгломератов и линзами эффузивов (500 м). В них найдены граптолиты верхнего лландовери *Monograptus* cf. *marri* P e r n e r, *Pristiograptus* ex gr. *nudus* (L a r w.), *Streptograptus nodifer* (T ö r n q.), *Monoclimacis* cf. *griestonensis* (N i c o l), (определения Р. Е. Риненберг). Здесь же из известняковых прослоев собраны табуляты — *Palaeofavosites* cf. *alveolaris kurganiki* R u k h., *Multisolenia* cf. *tortuosa* F r i t z, *Palaeofavosites felix* S o k., и ругозы *Tryplasma loveni* (E. et H.), *Amplexus uralicum* T s c h e r n., также характерные для верхнего лландовери. В северном направлении происходит сокращение прослоев известняков, но увеличивается количество грубообломочного материала («Силурийская система»; 1965). Силурийские отложения перекрыты базальными конгломератами нижнего девона.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В Северном Тянь-Шане достоверные силурийские отложения не известны, но наличие их предполагалось в нескольких районах. В бассейне р. Арамсу (Сусамырский хр.) силурийские отложения наиболее вероятны в нижних горизонтах крупной синклинали, сложенной вулканогенными образованиями и терригенными породами; последние были отнесены к ордовикской системе, благодаря находкам лингулид (Буртман, Медведев, 1959). В 1967 г. В. И. Киселев этот терригенно-вулканогенный комплекс отнес к девонской системе на основании определений Л. Г. Раскатовой спор и пыльцы. В алевролитах из керна скважины, пробуренной в центральной части складки, С. А. Лесков обнаружил отпечаток силурийского ракоскорпиона *Eurypterus aramsuensis* P i r o z h n i c o w. Таким образом, более вероятно по сумме находок, что накопление континентальных образований продолжалось, начиная с конца ордовика, в силуре и девоне.

В 1952—1953 гг. на северном склоне Киргизского хребта (между-речье Аксу-Сокулук) К. Д. Помазковым была выделена увенчивающая разрез ордовика джарташская свита. В ее составе преобладают терригенные породы, наиболее же характерно наличие черных глинисто-серпичитовых сланцев с линзами известняка. В 1960 г. К. Д. Помазков и В. Г. Буров указали, что согласное залегание и одинаковая дислоциро-

ванность с толщами среднего и верхнего ордовика дают основание отнести джарташскую свиту к верхам ордовика, но первый из авторов считает вполне возможным силурийский возраст свиты.

В заключение описания силурийских отложений Киргизии отметим их значительные мощности, резкое изменение по простиранию и существенные отличия в строении разрезов различных зон. Эти признаки свидетельствуют о геосинклинальном режиме морского бассейна, существовавшего в пределах Южного Тянь-Шаня. Северный Тянь-Шань, по-видимому, в течение большей части силурийского периода был при-

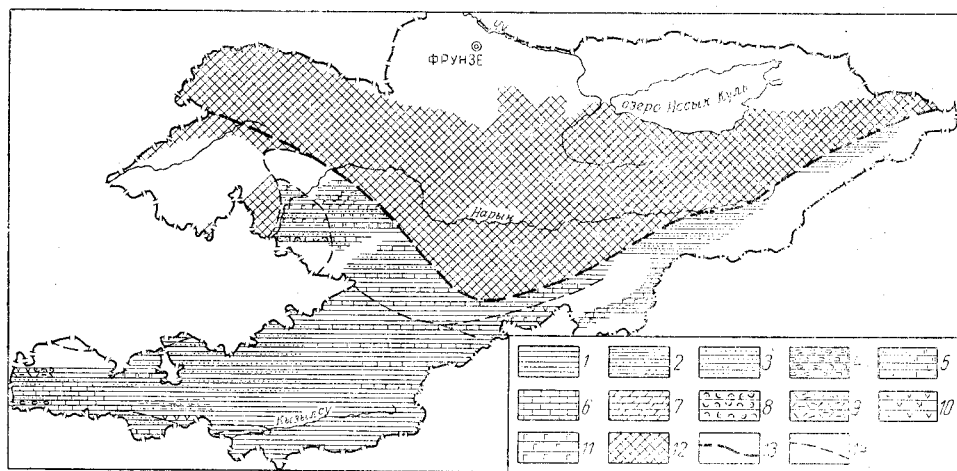


Рис. 5. Схема литофаций конца венлока — начала лудлова (по Довжикову А. Е., Брежневу В. Д., Риненберг Р. Е.)

1 — глинистые сланцы, филлиты; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — конгломераты; 5 — кремнистые сланцы; 6 — известняки; 7 — доломиты; 8 — туфогенные песчаники; 9 — кислые эффузивы; 10 — средние эффузивы; 11 — основные эффузивы; 12 — поднятия размываемые; 13 — предполагаемая граница геосинклинальной области Южного Тянь-Шаня; 14 — границы основных структурно-фациальных зон

поднят и представлял собой область размыва. Тектонический режим территории силурийского осадконакопления был весьма дифференцирован. Так, в лландоверийский век на территории Зеравшанского, Туркестанского, Алайского и Ферганского хребтов, а также, по-видимому, в системе хребтов Кок-Шаал существовал мелководный бассейн, заполнявшийся, в основном, тонкозернистым терригенным материалом. Севернее, в районе Чаткальского хребта находилась его прибрежная часть. Северный Тянь-Шань в это время представлял собой приподнятую область с отдельными депрессиями, заполнявшимися континентальными или лагунно-континентальными образованиями.

К началу венлокского века, по-видимому, приурочено изменение условий осадконакопления. В это время, вероятно, началось образование Курамино-Ферганской суши и поднятия в осевой части Южно-Тяньшаньской геосинклинали. Это выразилось в отсутствии в ряде мест нижневенлокских образований.

Ко второй половине венлока и позднему силуру приурочена наибольшая изменчивость литологического состава этих образований. На большей части Зеравшанского, Туркестанского и Алайского хребтов существовал морской бассейн с частыми колебаниями уровня дна (рис. 5). На отдельных участках дна (типа «седиментационных мульд»

Н. М. Сеницына) происходило накопление карбонатных осадков. При этом возникновение условий, благоприятных для карбонатного осадконакопления, происходило не одновременно, так как в основании карбонатного разреза лежат известняки различных горизонтов: то дальянские, то исфаринские. Промежутки между этими впадинами представляли собой, вероятно, приподнятые участки дна с частыми, но небольшими по амплитуде вертикальными колебаниями (типа «антиклинальных отмелей» Н. М. Сеницына). Это привело к образованию толщ, состоящих из переслаивания различных пород. В восточной части Алайского хребта в позднем силуре произошли довольно энергичные подводные излияния эффузивов (чилейская свита). Сходные условия осадкообразования, по-видимому, существовали и на юго-восточном склоне Ферганского хребта (в Баубашатинской зоне).

В восточной части Южного Тянь-Шаня, в системе хребтов Кок-Шаала в силуре существовала система прогибов, тектонический режим которых существенно различался между собой. Форма и расположение этих прогибов — седиментационных зон силура с различным режимом осадконакопления в пределах единого морского бассейна, — тесно связана с формой и положением северной тектонической границы этой части Южного Тянь-Шаня. Эта граница проходила в Ферганском хребте по Таласо-Ферганскому разлому до широты современной долины р. Арпы, затем круто поворачивалась здесь на восток в осевую часть Атбашинского хребта и протягивалась через верховья р. Б. Нарын в долину р. Иныльчек.

В средней части Ферганского хребта и в Атбашинском хребте, огибая джаман-даванский выступ Срединного Тянь-Шаня и примыкая к его южной тектонической границе, располагался узкий на востоке и расширяющийся на западе глубокий Яссинско-Атбашинский приразломный прогиб с его мощными известняково-сланцевыми преимущественно лудловскими толщами. Он охватывал территорию Чатыркульской, большей северной части Яссинской и южную часть Кугартской складчатых зон.

В северо-западной части Ферганского хребта, примыкая к Таласо-Ферганскому разлому, находился Баубашатинский силурийский прогиб, заполнявшийся, главным образом, терригенными и, в меньшей мере, карбонатными осадками в течение почти всего силурийского периода. Его юго-западной границей являлся выделенный Л. И. Турбиным Кызкуртанский разлом, к западу от которого силурийское осадконакопление, по-видимому, проходило, главным образом, в раннем силуре. Здесь образовались мощные вулканогенные толщи венлока — нижнего лудлова майлисуйского типа разреза.

К востоку от Атбашинского хребта, на территории хребтов Уланского, Джангджирского, Борколдой и, по-видимому, значительной части хребта Кок-Шаала в силурийское время существовал однотипный тектонический режим и формировался джангджирский тип разреза. О нем можно судить, главным образом, по лудловским отложениям, широко распространенным в пределах восточной части Джангджирской складчатой зоны.

Южнее Атбашинского хребта, охватывая современную долину р. Западный Аксай и предгорья окаймляющих ее хребтов, находилась относительно более устойчивая в силуре зона с преимущественно карбонатными верхнелудловскими отложениями. В самой восточной части рассматриваемого района, вблизи северной границы геосинклинали Южного Тянь-Шаня располагался Иныльчекский прогиб, выполненный сланцами и карбонатными толщами.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Отрывочные сведения о девоне Киргизии, имевшиеся до 1948 г., были изложены в отдельных статьях (в «Трудах» ТПЭ) и в других изданиях; первое сводное описание девонской системы выполнено в 1950—1954 гг. Б. П. Марковским при участии Г. А. Каледы и Д. Н. Елютина.

Основы биостратиграфии девона Киргизии, заложенные Д. В. Наливкиным (1930б), получили развитие в работах А. А. Малыгиной (Волковой), В. И. Захаровой, И. А. Черновой, А. П. Павловой, Б. В. Пояркова, М. Б. Орловского, Б. В. Горянова.

Девонские отложения установлены во всех складчатых областях: Северо-Тяньшаньской, Срединном Тянь-Шане, Чаткало-Кураминской и Алай-Кокшаальской.

В настоящее время в девоне Киргизии известны отложения всех трех отделов, расчленение их произведено часто с детальностью до яруса (табл. 8, вкладка). Эйфельский и фаменский ярусы разделены на подъярусы, а фамен в Чаткало-Кураминской области и Срединном Тянь-Шане расчленен на горизонты.

Девонская система в полном объеме развита в Алай-Кокшаальской области, где наблюдается переход от силура к девону. Нижняя граница системы проводится по кровле кунжакского горизонта. В Чаткало-Кураминской области между силуром и девонем отмечен значительный размыв и несогласие.

Верхняя граница девона в Чаткало-Кураминской области и Срединном Тянь-Шане проводится по кровле коктерекского горизонта. В Алай-Кокшаальской области проведение ее вызывало затруднение, так как здесь не были известны турнейские отложения, а фаменские были почти не охарактеризованы органическими остатками. В настоящее время проведение верхней границы в этой области оказалось возможным по смене комплексов фораминифер. По данным Б. В. Пояркова (1966б), эта граница отмечена появлением в низах турнейского яруса видов: *Quasituberitina magna minor* Pojark., *Bisphaera malev-kensis* Vig., *Hyperammina minima* Vig.

Границы между жединским и кобленцким, а также между кобленцким и эйфельским ярусами не сопровождаются изменением литологического состава толщ и часто являются условными в случае недостаточных сборов фауны.

Наиболее четкой является нижняя граница живетского яруса. На данном рубеже резко изменяется состав ископаемой фауны всех групп. Отмечается размыв в Чаткало-Кураминской области, размыв и начало накопления мощных континентальных толщ в Срединном Тянь-Шане, локальные перерывы в Алай-Кокшаальской области, излияния спилитов в Кокшаале и Баубашате, а также смена светлых массивных известняков темными амфипоровыми известняками.

Франский ярус выделяется без разделения на подъярусы, так как состав органических остатков твердо свидетельствует о присутствии только верхнефранского подъяруса единой стратиграфической шкалы. Границы между французским и живетским, а также между французским и фаменским ярусами фиксируются резким изменением в составе ископаемых остатков, а в Чаткало-Кураминской области и Срединном Тянь-Шане также изменением литологического состава пород.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В Северном Тянь-Шане к девонской системе относится комплекс вулканогенных и красноцветных обломочных пород, залегающий на размытой, глубоко денудированной, поверхности каледонского основания и перекрываемый нижнекаменноугольными отложениями. Породы этого комплекса имеют ограниченное распространение, локализуясь в эпикаледонских прогибах. Выходы их известны в Киргизском, Таласском, Джумгольском и Кастекском хребтах, в горах Молдотау и по южному побережью оз. Иссык-Куль.

Разрезы обычно не полные, с выпадением то одной, то другой свиты. Наиболее полные разрезы наблюдаются в Киргизском и Кастекском хребтах. Вследствие неполноты разрезов, скудности палеонтологических остатков, частой фациальной изменчивости разрезов, затрудняющей сопоставление свит по разным депрессиям, не достигнута однозначность в вопросах определения возраста и интерпретации свит рассматриваемого комплекса. Большинство исследователей вулканогенно-осадочный комплекс считает девонским, но некоторыми отстаивается его верхнеордовикский возраст (Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев). Обзор и сопоставление разрезов осадочно-вулканогенного комплекса по Киргизии и смежным площадям Казахстана были даны В. И. Кнауфом (1960), который выделил его как среднепалеозойский.

Впоследствии на основании работ Е. Н. Горецкой, Т. А. Додоновой, С. А. Лескова, М. Я. Медведева, К. Д. Помазкова и других установлено, что комплекс состоит из следующих свит (снизу вверх).

1. Сугандинская свита — вулканогенные породы андезитового состава.

2. Кастекская свита — эффузивы и туфы кислого состава.

3. Каракольская свита — красноцветные песчаники и конгломераты.

4. Аральская свита — вулканогенные породы основного и среднего, местами щелочно-базальтоидного состава (кольбашинская свита).

5. Талдысуйская свита — вулканогенные породы кислого состава.

6. Торсуйская свита — красноцветные конгломераты и песчаники.

На смежной территории Казахстана вулканогенные породы аналогичного комплекса К. И. Дворцовой и другими на основании палеоботанических находок, относятся к девону, откуда и были взяты названия для нижних свит комплекса — сугандинской и кастекской.

Описание вулканогенных свит приведено в главе «Магматизм», поэтому здесь дается их очень краткая характеристика.

Нижний — средний (?) отделы. Условно к нижнему — среднему отделам относятся сугандинская и кастекская вулканогенные свиты, лишённые палеонтологических остатков. Они залегают с резко выраженным несогласием на размытой поверхности различных свит докембрия и нижнего палеозоя.

Сугандинская свита выходит в Киргизском (урочище Арал, р. Аксу), Таласском (перевал Утмек), Сусамырском (р. Арамсу), Кунгейском и Кастекском хребтах. Она сложена эффузивами среднего состава, их лавобрекчиями и туфами, с подчиненными прослоями конгломератов, туффитов и кремнистых сланцев. В основании свиты местами залегают конгломераты или брекчии, мощность которых 5—20, редко до 150 м (р. Арамсу). В них в изобилии содержатся валуны и гальки порфировидных гранитоидов и лейкократовых гранитов каледонских интрузий. Мощность свиты от 100—300 м на востоке до 1800 м на западе (урочище Арал).

Кастекская свита залегает согласно на сугандинской или местами ложится на каледонское основание (хр. Джумгольский, Терской-Алатау). В урочище Арал эта свита отсутствует, но обломки ее пород переполняют отложения вышележащей каракольской свиты. Свита состоит из вулканогенных пород липаритового и дацитового состава. Наибольшей мощности — 1200 м она достигает по северному склону Киргизского хребта в долине р. Аксу. В районе перевала Утмек останцы свиты имеют мощность не более 100 м.

Верхняя граница возраста сугандинской и кастекской свит определяется залеганием на их размытой поверхности красноцветных толщ, содержащих растительные остатки среднего девона. В долине р. Арамсу (северный склон хр. Сусамыр) на породах, относимых к сугандинской свите, лежит арамсуйская свита — песчаники с пачками алевролитов и сланцев, в верхней части которых обнаружены новые виды лингул и ракообразных (см. раздел «Силурийская система»). Наличие в этих свитах обломков каледонских интрузивных пород не позволяет опускать их нижнюю границу ниже силура. Условно принимается, что образование этих свит происходило в эпоху нижнего и возможно первую половину среднего девона, не исключая, однако, вероятность принадлежности их к силуру.

Средний отдел. С размывом и слабо выраженным несогласием на породах двух предыдущих свит, или трансгрессивно их перекрывая, залегает каракольская свита. Отложения этой свиты выделены в урочище Арал и в хребте Кастекском. Свита состоит из краснобурых, очень редко зеленых, конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и аргиллитов. Обломочный материал представлен вулканитами сугандинской и кастекской свит, породами нижнего палеозоя и гранитами каледонских интрузий. Мощность свиты колеблется от 100 до 700 м.

В известковых песчаниках урочища Арал из образцов коллекции Т. А. Додоновой выделены споры, комплекс которых, по мнению определявшей их Л. Г. Раскатовой, указывает на живетский ярус среднего девона и тождествен воробьевскому горизонту центральных областей Русской платформы. Доминирующими видами являются: *Leiotriletes devonicus* Naum., *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Retustriletes laevis* Tschibr. var. *minor* Rask., *Archaeozotriletes timanicus* Naum. var. *N1*, *Ar. variabilis* Naum., *Camarozonotriletes pusillum* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum. и др. (всего 48 видов). Аналогичный комплекс спор установлен в зелено-серых алевролитах в основании каракольской свиты по долине р. Майбулак в Кастекском хребте, позволяющий относить вмещающие их породы к девонскому возрасту.

Средний — верхний (?) отделы включают аральскую и талдысуйскую свиты.

Аральская свита залегает на различных свитах рассматриваемого комплекса или иногда на каледонском основании. В Аральской мульде свита залегает на каракольской и сложена базальтами и андезито-базальтами с очень редкими линзовидными прослоями (1—4 м мощности) сургучно-красных туфогенных песчаников, туфов и туфоконгломератов. Мощность свиты в центральной части мульды около 1200 м.

В Кастекском хребте свита состоит из двух частей: нижней, мощностью около 500 м, сложенной туфами базальтового и андезит-базальтового состава, и туфоконгломератами с редкими линзами (0,1—0,2 м) кремнистых известняков и верхней (1000 м), представленной эффузивами основного состава. И в том и в другом районах характерно присутствие андезито-базальтов и трахиандезитов с крупнолейстовой пор-

фировой структурой. Различно ориентированные крупные лейсты полевых шпатов придают породам специфический эффектный облик, благодаря чему они являются маркирующими для аральской свиты. На других участках развития мощность свиты колеблется от 100 до 300 м.

Аральская свита лишена надежной палеонтологической документации. В восточной части Киргизского хребта в туфогенных песчаниках нижней части свиты Р. Я. Шабаевым найдены растительные отпечатки плохой сохранности, которые по мнению М. А. Сенкевич принадлежат плауновым, скорее всего, среднего девона.

В верховьях р. Карабалты Е. Н. Горецкой выделена *кольбашинская свита* щелочных базальтоидов, которая по времени образования сопоставляется с аральской. Свита покрывается красноцветами торсуйской свиты, но разрез подстилающих кольбашинскую свиту толщ отличается от разреза девонских отложений долины р. Аксу, вследствие чего вопрос о возрасте кольбашинской свиты нельзя считать окончательно решенным.

Талдысуйская свита в урочище Арал залегает почти горизонтально на размытой поверхности аральской свиты. Она сложена светлоокрашенными (зеленые, желтые, серые, розовые) туфами, палеоигнимбридами с характерной структурой фьямме и покровами липаритового, дацитового и трахилипаритового состава. Мощность вулканогенных пород не более 200 м. На северном склоне Киргизского хребта в долине р. Каракистак (Казахстан) эта свита с размывом перекрывается наюрскими отложениями, а по наблюдениям Е. Н. Горецкой в центральной части Киргизского хребта аналоги талдысуйской свиты перекрываются торсуйской свитой. В Кастекском хребте верхняя толща кислых эффузивов представлена главным образом микросферолитовыми порфирами («икряные» породы), тождественными по составу породам талдысуйской свиты.

Ю. В. Жуков указывает, что в долине р. Каракистак в прослое песчаников среди кислых эффузивов собраны отпечатки флоры плохой сохранности, определенные М. А. Синкевич как среднедевонские формы*.

Верхний отдел. В центральной и восточной частях Киргизского хребта широко распространена мощная толща красноцветных обломочных пород, залегающая в основании терригенных каменноугольных отложений. Аналогичная толща развита в Кастекском хребте и небольшие выходы ее известны по южному и западному побережью оз. Иссык-Куль.

На южном склоне Киргизского хребта в бассейне р. Аксу эта толща В. С. Буртманом (1961) была выделена под названием *торсуйской свиты*. Свита залегает с размывом на различных вулканогенных свитах девона или на каледонском основании и состоит из конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и редких прослоев аргиллитов. В верхней части появляются прослойки мелкозернистых туфов, туффитов и линзы известняков. Общая мощность в долине р. Аксу составляет 2000 м. В средней части толщи В. С. Буртманом обнаружены отпечат-

* На основании этих находок флоры и того обстоятельства, что выше кастекской свиты в Сугандах (в Сугандах разрез комплекса неполный, там имеется свита андезитов — сугандинская, липаритов — кастекская и красноцветные отложения с растительным остатком *D₂gv*) содержатся такие же формы, Ю. В. Жуков и Р. М. Израилева присвоили названия «сугандинская» и «кастекская» верхним вулканогенным свитам Каракистакского разреза, а нижние свиты объединили в новую «альмерекскую» свиту. Наш взгляд палеоботанические находки только подтверждают наличие нижних доживетских и верхних живетских-верхнедевонских вулканогенных свит и таким образом перестановка названий является неоправданной. Прим. авт.

ки стеблей верхнедевонских *Leptophloeum* cf. *rhombicum* Dawson (определения М. Ф. Нейбург). По долине р. Карабалты В. А. Грищенко (1968) в нижней части той же свиты собрал отпечатки чешуи панцирных рыб девона, по определению Д. В. Обручева, принадлежащих к подклассу *Antiarchi* и возможно новому виду рода *Bothriolepis* (если последнее верно, то возраст уточняется до верхнего девона, исключая верхний фамен). В самой верхней части толщи в линзах известняков до 3 м мощности обнаружены *Bisphaera* cf. *malevkensis* Bir., характерные для девона — раннего турне.

На западном побережье оз. Иссык-Куль на размытой поверхности кастекской свиты залегают красно-бурые конгломераты и песчаники

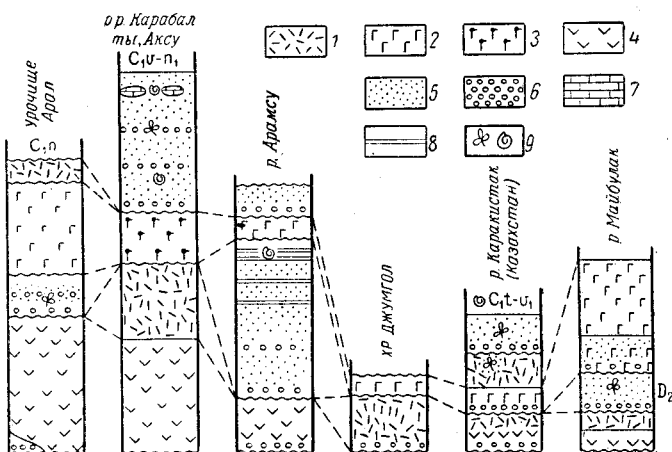


Рис. 6. Сопоставление разрезов девонского вулканогенно-осадочного комплекса Северного Тянь-Шаня

1—4 — вулканогенные породы: 1 — кислого состава, 2 — основного, 3 — щелочно-базальтоидного, 4 — андезитового; 5 — песчаники; 6 — конгломераты; 7 — известняки; 8 — сланцы; 9 — места сборов фауны и флоры

(600 м), в верхней части которых по р. Сарыбулак Л. Ф. Толченниковым собраны отпечатки *Leptophloeum rhombicum* Daw. (определения Л. И. Савицкой и М. А. Сенкевич).

В Кастекском хребте на территории Казахстана широко распространена аналогичная красноцветная толща (курдайская свита), в которой содержатся растительные остатки верхнего девона — турнейского яруса.

Как видно из сопоставления разрезов (рис. 6), каждая эпикаледонская депрессия характеризуется своими особенностями и нет двух районов, в которых бы повторялся один и тот же разрез. Тем не менее в строении вулканогенно-осадочного комплекса четко выделяются два вулканогенных ритма, разделенных длительным перерывом, в течение которого накапливались красноцветные кластические образования. Первый ритм доживетский и начался возможно в силуре, второй живетско-позднедевонский (возможно ограничивается только живетским веком).

Каждый из ритмов начинался излияниями основных — средних и заканчивался извержениями кислых лав, причем породы первого ритма представлены щелочноземельной серией, а породы второго характеризуются повышенными содержаниями щелочей. Изучение петрографических и химических особенностей вулканогенных пород в корреляции

свит рассмотренного комплекса имеет огромное значение и недооценка этого фактора приводит к различным недоразумениям в сопоставлении свит. Безусловно, нельзя утверждать полную синхронность вулканических извержений в различных депрессиях, и, по-видимому, местами имеются значительные отклонения от общей закономерности. Возможно, арамуская свита и подстилающая ее вулканогенная толща в долине р. Арамсу составляют еще более ранний ритм, чем сугандинско-каракольский.

Чаткало-Кураминская складчатая область

Девонские отложения в этой области установлены на северо-западе Чаткальского хребта (р. Терс), по его южному склону и в г. Бозбугау. Всюду намечается двучленное строение разреза: внизу располагается континентальная осадочно-эффузивная толща, предположительно нижнего девона, вверху — осадочно-терригенно-карбонатная, включающая отложения живетского, франского и фаменского ярусов. Осадочно-эффузивная толща, выделявшаяся ранее под названиями порфиро-туфовой, сумсарской, кугалинской, разделена на две самостоятельные свиты: арчакоушскую и чарканакскую.

Нижний отдел. *Арчакоушская свита* известна в бассейне рек Косарек, Сумсар, Кассан, Алабука и лежит с разрывом и резким угловым несогласием на лландоверийских отложениях. В районе рудника Сумсар Г. Н. Ситкевич в 1947 г. установила следующее строение свиты:

- | | |
|---|----------|
| 1. Валунногалечные конгломераты, переходящие в гравелиты и песчаники, с галькой из подстилающих пород (эффузивы основного состава, гранодиориты, редко известняки). В гальке известняков собраны <i>Encrinurus punctatus</i> Wahl., <i>Spirigerina supramarginalis</i> (Khalf.) | 20—250 м |
| 2. Базальтовые и андезитовые порфириты с редкими прослоями дацитовых порфиров | 225 „ |
| 3. Туфогенные песчаники, песчаники, алевролиты зелено-серого цвета | 150 „ |

Приведенное строение свита сохраняет и в бассейне р. Коксарек, р. Кассан. В бассейне р. Терс она не выделена из состава порфиротуфовой толщи.

В междуречье Алабука — Емельсай с этой свитой можно параллелизовать залегающие в основании разреза девона конгломераты, сменяющиеся туфогенными песчаниками и алевролитами мощностью от 20 м (р. Алабука) до 225 м (рудник Сумсар).

Средний отдел. В состав среднего девона входят порфиро-туфовая чарканакская свита предположительно эйфельского возраста и терригенно-известняковый комплекс живетского яруса.

Чарканакская свита обнажена в бассейне рек Сумсар, Коксарек, Кассан, Алабука, залегает с разрывом и базальными конгломератами в основании на различных горизонтах арчакоушской свиты. Она слагается эффузивами среднего и кислого состава, перемежающимися с соответствующими им туфами, и содержит редкие прослой и линзы конгломератов, песчаников, алевролитов. Мощность колеблется от 300 м (р. Арыкбулак) до 1100 м (оз. Кугала). Разрез свиты описан Г. Н. Ситкевич в 1964 г. в районе рудника Сумсар, где отмечается следующая последовательность:

- | | |
|---|-------|
| 1. Базальные вулканомиктовые крупногалечные конгломераты | 85 м |
| 2. Кварцевые и дацитовые порфиры, реже андезитовые порфириты | 120 „ |
| 3. Песчаники лиловые полимиктовые с прослоями гравелитов, алевролитов | 109 „ |
| 4. Туфы и туфолавы андезитовых порфиритов, андезито-дацитов | 260 „ |

В направлении с северо-запада на юго-восток состав эффузивов изменяется в сторону увеличения роли кислых разностей, а количество осадочно-обломочного материала уменьшается.

Живетский ярус. Отложения этого яруса залегают с разрывом на чарканакской свите (D_{2e}?) и представлены терригенно-карбонатными породами. Частое изменение береговой линии привело к смене в разрезах терригенных красноцветных отложений карбонатными породами с морской фауной. Наиболее полный разрез, составленный В. П. Скворцовым в 1964 г. в среднем течении р. Кассан (Даубайсай), имеет следующее строение:

1. Туфогенные конгломераты и гравелиты с галькой из эффузивов подстилающих пород	65 м
2. Доломиты, известняки черного и темно-серого цвета	27 „
3. Песчаники малиновые полимиктовые	30 „
4. Известняки серые, тонкослоистые	87 „
5. Переслаивание малиновых кварцитовидных песчаников с бордовыми алевролитами и пропластками известняков	350 „
6. Известняки темно-серые доломитизированные с <i>Thamnopora tumefacta</i> Lec., <i>Scoliapora denticulata</i> E.—H., <i>Neostryngophyllum walteri</i> Jon., <i>Emanuella takwanensis</i> (K a u s.), <i>Stringocephalus burtini</i> Defr.	309 „
7. Пачка бордовых алевролитов, желто-бурых кварцитовидных песчаников, темных доломитов и известняков с <i>Emanuella takwanensis</i> (K a u s.)	275 „
8. Розовато-бурые полимиктовые песчаники с прослоями вишневых алевролитов	200 „

В районе Сумсарского рудника к известнякам пачки 6 приурочено свинцовое оруденение.

Состав живетских отложений с юго-востока на северо-запад изменяется. На юго-востоке области (г. Бозбутау) распространены известняки, в бассейнах рек Алабука и Падшаата появляются терригенные прибрежно-континентальные отложения, количество которых значительно в бассейне Сумсара, а на самом северо-западе и севере (рр. Терс, Арыкбулак) преобладают терригенные породы. Мощность живетских отложений в полосе р. Кашкасу — г. Чонкул — р. Алабука составляет 900—1500 м, в бассейне р. Терс — 700 м, а в г. Бозбутау не превышает 300 м.

Верхний отдел. Верхнедевонские отложения в своем распространении пространственно тесно связаны с живетскими, постепенно сменяют последние и разделены на франский и фаменский ярусы.

Франский ярус. Во франском ярусе продолжали существовать условия осадконакопления, сложившиеся в живете, образовались толщи, чередующихся между собой красноцветных песчаников, алевролитов и известняков, а в распространении фаций отмечаются те же закономерности, что и в живете: на юго-востоке области развиты известняки (г. Бозбутау, Туяташ, Каратау), по мере движения на северо-запад увеличивается роль терригенных пород.

В бассейне р. Сумсар отмечается трехчленное строение франского яруса. Здесь описан следующий разрез:

1. Темно-серые известняки, доломиты, прослой мергелей, алевролитов и песчаников. В известняках <i>Cyrtospirifer subarossovi</i> R z o n., <i>Theodossia schulkei</i> (K a u s.)	207 м
2. Переслаивание белых и желтоватых гипсов, известняков, бурых алевролитов и полимиктовых песчаников	243 „
3. Бордово-бурые кварцитовидные полимиктовые песчаники с редкими горизонтами доломитов и алевролитов	423 „

В районе г. Чонкул и р. Кассан В. П. Скворцов в 1964 г. выделил во франских отложениях:

1. Известняки с прослоями бордовых алевролитов и песчаников и фауной, среди которой кроме форм, отмеченных в вышеприведенном разрезе, присутствуют: <i>Umbella tenuissima</i> Skv. msc., <i>Parastegnammina aequaspatiosa</i> Pojark., <i>Alveolites suborbicularis lamellosa</i> Lec., <i>Atrypa bifidaeformis</i> Tschern.	330 „
2. Переслаивание бордовых кварцитовидных песчаников и алевролитов с прослоями песчано-глинистых известняков	537 „

На западе области (горы Акташ) нижняя карбонатная пачка имеет мощность 67 м, а верхняя песчано-алевролитовая 350 м. Разрез с преобладанием терригенных пород сохраняется в районе перевала Чапчама и перевала Қайнама, где мощности не превышают 300—400 м.

В г. Бозбугау к франскому ярусу отнесена толща (270 м), в нижней части состоящая из темно-серых известняков с пропластками алевролита и фауной *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), в средней — доломитизированных известняков с *Atrypa* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *vernili* Murch. и верхней — из серых и желтых песчанистых известняков с *Idiostoma* aff. *irliricum* Lesov.

Фаменский ярус. Отложения фаменского яруса представлены известняками, частично доломитами. Терригенные породы отмечаются только в основании. Нижняя граница проводится по смене малиновых кварцитовых песчаников франского яруса терригенно-карбонатными породами с *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.). В нижнефаменском подъярусе выделяются два горизонта — коголысайский и донгузтауский (Поярков, 1960б).

Коголысайский горизонт представлен переслаиванием темно-серых комковатых известняков с зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками. Соотношение карбонатных и терригенных пород примерно равное. В известняках и алевролитах содержатся *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Camarotoechia turanica* Rom., *C. boloniensis* Goss., *Yunnanella triaequalis* (Nal.), *Stereotoechus crassus* (Orl.), *Nicklesopora rotunda* Orl., *Shulgina cokuensis* Orl. *Parathuramina oldae* Sul., *P. cuschmani minima* Sul. Мощность коголысайского горизонта изменяется от 100 м (гора Чонкул и р. Афлатун-южный) до 760 м (р. Джалбакан).

Донгузтауский горизонт сложен комковатыми брахиоподовыми известняками, чередующимися с глинистыми разностями. Первые содержат остатки: *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Camarotoechia turanica* Rom., *Yunnanella ericsoni* Grab., *Cyrtospirifer communis* Sid., *Stereotoechus doubles* Orl., *St. illustris* Orl., *St. sumsaricus* (Orl.), *Leptotrypella pojarkovi* Orl. *Eovolulina elementa* Antr., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Tournayella mica* Skv., харофиты: *Quasiumbella rotunda* (Buk.), *Q. nana* (Reitl.).

Мощность донгузтауского горизонта в юго-западной части Чаткальского хребта изменяется от 40 до 90 м, наибольшая мощность зафиксирована в долине р. Джалбакан — 200 м.

Верхнефаменский подъярус в пределах Чаткало-Кураминской области выделяется в объеме зоны *Dmitria romanovskii*, *Adolfia talassica* и разделяется на два горизонта: сайрамский и коктерекский (Поярков, 1960).

Сайрамский горизонт представлен только известняками темно-серыми, комковатыми и пелитоморфными, встречаются прослой онколитовых. Из органических остатков известны: *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Camarotoechia omaliusi* Goss., *Dmitria romanovskii* Nal., *Stereotoechus privus* Orl., *St. skvorzovi* Orl., *Rhombopora mariae* Mor. *Parathuramina cushmani* Sul., *Bisphaera elongata* Pojark., *Umbella minima* Pojark. Мощность сайрамского горизонта колеблется в пределах от 170 м (р. Джалбакан) до 50—60 м (горы Акташ).

Коктерекский горизонт объединяет глинистые, тонкоплитчатые, микрополосчатые известняки темно-серого цвета с прослоями доломитизированных известняков. Из ископаемых остатков встречены многочисленные фораминиферы: *Eotuberitina talassica* Pojark., *Septatournayella lebedevae* Pojark., *S. rauserae* Lip. Из брахиопод известны лишь *Cyrtospirifer curban* Nal., *C. kičkinensis* Serg., *Adolfia talassica*

(Vas). Мощность отложений коктерекского горизонта увеличивается от 10—15 м (г. Чонкул) до 195 м (р. Джалбакан).

В г. Бозбутау фаменские отложения выделяются без подразделения на подъярусы и горизонты. К ним отнесены тонкоплитчатые известняки часто доломитизированные мощностью 320—340 м с фауной *Camarotoechia cf. handburii* Dav.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

Девонские отложения в этой области протягиваются от р. Чаткал на западе до р. Сарыджаз на востоке и слагаются комплексом красноцветных пород типа моласс живетско-верхнедевонского возраста (тюлькубашская свита) и карбонатными отложениями фаменского яруса.

Тюлькубашская свита распространена по всему Срединному Тянь-Шаню и лежит с глубоким размывом на отложениях кембрия, чаще среднего и верхнего ордовика. Состав свиты однообразен. Это полимиктовые и кварцевые песчаники, гравелиты, конгломераты. Окраска пород лиловая, красно-бурая, зелено-серая. Характерной особенностью конгломератов является присутствие в гальках черных и пестроокрашенных кремней. Песчаники хорошо отсортированы, несут следы косої слоистости и волноприбойных знаков. Нижние горизонты свиты имеют грубообломочный состав и окрашены в зелено-серые тона. Вверху развиты розовые кварцевые песчаники. В хр. Кокийрим и Акшийряк-западный нижняя грубообломочная часть достигает 1000 м, а полная мощность свиты 1800—2000 м. По направлению к западу, востоку и югу мощность уменьшается: до 800—1000 м в Чаткальском хребте, 400 м — Байбичетау, Каратау, 1500 м — хр. Молдотау и 600 м в хр. Акчаташ. В восточной части Срединного Тянь-Шаня тюлькубашская свита сложена красноцветными песчаниками, среди которых доминируют аркозовые. Конгломераты отмечаются лишь в виде редких прослоев. Мощность свиты на этом участке колеблется от 300 (хр. Нура, северный склон хр. Джетым) до 2000 м (южный склон хр. Джетымтау).

На самом востоке, в бассейне р. Сарыджаз к тюлькубашской свите В. И. Кнауфом в 1955 г. отнесена толща мощностью ≈ 1000 м, с размывом залегающая на докембрийских породах, состоящая из крупно- и среднегалечных розовых конгломератов, переходящих вверх по разрезу в розово-серые и зелено-серые песчаники.

Органические остатки в тюлькубашской свите отсутствуют, но она всюду согласно перекрывается карбонатными отложениями различных горизонтов фаменского яруса и возраст ее несколько меняется от живетско-франского на западе до живетско-нижефаменского — на востоке области (табл. 10).

Фаменский ярус. Отложения этого возраста постепенно сменяют песчаники тюлькубашской свиты, а по литологии и составу органических остатков идентичны таковым Чаткало-Кураминской области, и имеют сходную с последними схему стратиграфии (табл. 10). Мощность фамена колеблется от 900 до 250 м в хр. Молдотау, в хр. Байбичетау доходит до 270 м, уменьшаясь в верховьях р. Нарын до 50—110 м.

Нижнефаменский подъярус. Коголысайский горизонт — в хр. Чаткальском, Акшийряк, Молдотау слагается чередованием зеленых, известковистых алевролитов и рассланцованных песчаников с редкими прослоями темно-серых плитчатых известняков. В Таласском хребте в составе горизонта отмечаются только глинистые комковатые известняки. Мощность горизонта увеличивается от 70 м в Чаткальском хр. до 2000 м в хр. Молдотау. Наиболее полно отложения коголысайского горизонта охарактеризованы фауной в хр. Молдотау и Таласском, где собраны

брахиоподы и мшанки, по составу видов не отличающиеся от таковых этого горизонта Чаткало-Кураминской области.

Донгузтауский горизонт прослежен в хр. Чаткальском, Таласском, Молдотау, Акшийряк и сложен комковатыми известняками с обильной фауной брахиопод, мшанок, фораминифер, среди которых присутствуют большинство видов, указанных для Чаткало-Кураминской области.

В хр. Нура и Джетымтау донгузтаускому горизонту отвечает пачка переслаивания органогенных обломочных известняков, известково-глинистых сланцев с прослоями розовых кварцевых песчаников. В известняках собраны: *Camarotoechia boloniensis* G o s s., *C. turanica* R o m., *Cyrtospirifer aquilinus* (R o m.). Мощность горизонта колеблется в пределах 200—250 м, в зап. части хр. Джетымтау достигает 510 м.

Верхнефаменский подъярус. Сайрамский горизонт выделяется в хр. Таласском, Чаткальском, Акшийряк, где в его составе известны только карбонатные породы (онколитовые и пелитоморфные известняки) с *St. scovroni* O r l., *Cyrtospirifer (Dmitria) romanovskii* N a l.

В западной части хр. Молдотау известнякам подчинены прослой сланцев, алевролитов и немногочисленных песчаников, а в восточной части его, хр. Акчаташ и далее в Южном Присонкулье в разрезе сайрамского горизонта отмечается возрастание роли песчаников.

В хр. Нура, Джетымтау, Каратау и Байбичетау отложениям сайрамского горизонта соответствуют известняки мощностью 200 м, в которых присутствуют *Thuramina suleimanovi* L i p., *Cyrtospirifer (Dmitria) romanovskii* N a l. Мощность отложений сайрамского горизонта наибольшая в хр. Молдотау 780 м, а в остальных выходах снижается до 200—250 м.

Коктерекский горизонт прослежен от Таласского хр. до оз. Сонкуль, сложен глинистыми микрополосчатыми известняками. Отличный от указанного комплекс пород известен в хр. Молдотау (южный склон), где коктерекский горизонт В. А. Колесниковым в 1955 г. расчленен на две пачки:

1. Переслаивание известняковых брекчий, черных микрополосчатых известняков, полимиктовых песчаников, известняков 186 м
2. Темно-серые тонкоплитчатые микрослоистые известняки с *Vicinisphaera squalida* A n t r., *Bisphaera elegans* V i s s., *Septatglomospiranela* sp. 135 ..

Отложения коктерекского горизонта распознаются благодаря присутствию характерных видов брахиопод: *Camarotoechia mitcheldeanensis* V a u g h., *Adolfia talassica* (V a s.). Находка их в фаменских отложениях хр. Нура, Джетымтау, Каратау и Байбичетау позволяет выделять аналоги его из нерасчлененных здесь верхнефаменских отложений. Мощность коктерекского горизонта изменяется от 100 м (хр. Байбичетау) до 300 м (хр. Молдотау).

Нерасчлененные фаменские отложения известны по северному склону хр. Молдотау близ границы Срединного Тянь-Шаня с Северным, где по данным В. А. Колесникова они выступают в блоках и представлены в нижней части серыми и белыми гипсами с прослоями комковатых загипсованных известняков и сланцев (150 м). Гипсы сменяются черными слоистыми тонкоплитчатыми известняками с прослоями гипсов и глинистых сланцев (180 м). В известняках собраны: *Adolfia talassica* (V a s.), *Parathuramina cushmani* S u l., *Septatournayella rauserae* L i p.

В долине р. Сарыджаз на коре выветривания докембрийских гранитоидов залегают известняки (мощностью 10 м), в которых Т. А. Додоновой собрана микрофауна верхнего девона: *Gribrosphaeroides simplex* V e i t l., *Archaesphaera grandis* L i p. и другие (определения Б. В. Пояр-

кова). Ранее эти известняки совместно с рифейскими отложениями относидь к талдысуйской свите девона.

Нерасчлененные отложения верхнего девона — турнейского яруса отмечаются в хр. Кокийрим и Байдулы. В хр. Кокийрим они известны как *кокийримская свита* и представлены толщей зелено-серых сланцев, алевролитов и песчаников с прослоями известняковых конгломератов в нижней части и известняков и известково-глинистых сланцев в верхней. Мощность свиты не менее 4000 м, снизу и сверху она имеет тектонические контакты. Возраст свиты основывается на находках остатков флоры, определения которой неоднозначны. Так, флора, собранная В. Н. Огневым в 1939 г., Е. И. Зубцовым в 1955 г., Л. Б. Дядюченко и М. Б. Зимой в 1958 г., определялась Е. Ф. Чирковой-Залесской (1958) как «растения характерные для верхнего палеозоя». В 1962 г. сборы были повторены И. Садыбакасовым и определены М. А. Сенкевич как *Leptophloeum rhombicum* D a w s. f. *squamata* S e n k., *Cephalopteris* sp., *Pteridorachis* sp., характерные для верхнего девона. Здесь же в прослое известняка установлены остатки фораминифер *Stegnammina* sp.

В хр. Байдулы отложения аналогичного возраста объединены в *коктайскую свиту*, залегающую с глубоким размывом на осадках верхнего кембрия — нижнего ордовика и перекрывающуюся согласно отложениями турнейского яруса. Отложения свиты по данным Б. Асаналиева имеют мощность до 5500 м и в нижней части состоят из бурых разногалечных конгломератов, гравелитов, алевролитов, сменяющихся выше бордово-вишневыми алевролитами, сланцами, песчаниками. В средней части Ю. В. Жуковым собраны растительные остатки *Pteridorachis* sp., *Lepidodendron* sp.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

Девонские отложения области характеризуются пестротой своего состава, быстрой фациальной изменчивостью и значительными колебаниями мощностей, что особенно сильно проявилось в Алайском и Туркестанском хребтах. В восточном секторе (хр. Атбашинский, Ферганский, Кокшаал) фациальные комплексы осадков разнообразны, но выдерживаются на значительных площадях.

Главнейшие фациальные типы девонских отложений в Алай-Кокшаальской области следующие: карбонатный, являющийся основным для зоны Высоких предгорий Алая и Джангджирской; терригенный — распространенный в зонах Кокшаальской, Майдантагской, Ясинской и Чатыркульской. В зоне Высоких предгорий Алая он развит локально, приурочиваясь к окраинным частям и оконтуривая известняковые массивы. Третьим распространенным типом отложений является вулканогенный, обычный в Араванской зоне и зоне Высоких предгорий Алая. Эффузивно-карбонатный тип разреза отмечается для Баубашатинской и Кугартской зон и карбонатно-терригенный для Чатыркульской. Наименее распространены кремнисто-карбонатные фации, встречающиеся в зонах Кокшаальской и Высоких предгорий Алая.

Нижний отдел. Жединский ярус. представлен светлыми массивными, реже слоистыми, известняками мощностью в пределах 150—300 м, согласно сменяющими сходные известняки кунжакского горизонта и содержащими богатый комплекс органических остатков смешанного силур — девонского состава. Видовой состав фауны разнообразен и выдерживается на больших расстояниях почти не изменяясь. Так, светлые массивные известняки с *Clorindina arataeformis* (N i k i f.), *Uncinulus kekelikensis* (N a l.), *Karpinskia vagranensis* K h o d., известны в г. Баубашата, хр. Ферганском, Сарыбелес, Уланском, Дажингджир-

ском, Борколдой, Ошских горках, горах Актур, Серкебай и ущелье Ляглян.

В Туркестанском хребте жединскому ярусу отвечают тонкоплитчатые серые известняки с прослоями кремней и остатками *Tryplasma* ex gr. *altaica* (Dyb), *Fasciophyllum* cf. *halliaforme* Soshk., *Clorindina arataeformis* (Nikif.), *Cymostrophia stephani* (Barr.), а также многочисленных тентакулитов. Иногда кремни составляют до 50% разреза (р. Карабулак).

Карбонатно-терригенные фации жединского яруса известны в хр. Атбашинском, Катран и Яурунтуз. В двух последних они объединены в *аккульскую свиту*, представленную известковистыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями и линзами обломочных известняков, содержащих: *Tyrganolites miklucho-maclayi* Sok., *Aloeolites longicellatus* Tchern., *Fasciophyllum prismaticum* Soshk., *Pseudoamplexus fascicularis* Soshk., *Hemitrypa sandalica* Orł., *Semicosciniium lilicum* Orł., *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Chonetes ferganensis* Nikif., *Ferganella turkestanica* Nikif. Мощность свиты изменяется от 10 до 120 м.

В Атбашинском хребте жединскому ярусу отвечает толща 1000 м мощностью, связанная с отложениями верхнего лудлова и состоящая из сланцев, филлитов, роговиков с прослоями буровато-черных известняков. В долине рек Шириқты и Башкельтубек в известняках собраны: *Favosites* cf. *helderbergia* Hall., *Squameofavosites* cf. *uralensis* Janet., *Dictyofavosites* cf. *atbaschiensis* Chekh. На южном склоне западного окончания Атбашинского хребта терригенная часть разреза сменяется карбонатными породами и на г. Чирмаш отмечаются темные плитчатые известняки (800 м) со *Squameofavosites nikiforovae* Chekh.

В Иньльчекском хребте жединские отложения не отделены от верхнелудловских и состоят из глинисто-известковистых сланцев с прослоями известняков. В них в 1964 г. И. Л. Захаровым собраны *Dictyofavosites atbaschiensis* Chekh., *Favosites* aff. *brusnitzini* Tchern. Возможная мощность жедина около 300 м.

Кобленцкий ярус выделен только в карбонатных разрезах, где отложения его согласно сменяют жединские и состоят из массивных, рифогенных известняков, часто криноидных, иногда присутствуют доломиты (хр. Катран, Яурунтуз). Кобленцкий возраст известняков доказывается находками видов *Favosites alpina* Högn., *Ivdelina pseudoidelensis* Khod., *Latonotocchia atrypoides* (Nikif.), *Carinata arimaspus* (Eichw.), *Karpinskia conjugula* Tschern. Известняки с указанным комплексом закартированы в хр. Иньльчекском, Борколдой, Джангждирском, Уланском, Сарыбелес, Ферганском, г. Баубашата; в Алайском секторе — в хр. Катран, Яурунтуз, г. Тамчи, Ошских горках и восточной части Туркестанского хребта. Мощность отложений кобленцкого яруса не превышает 400 м, снижаясь местами до 150 м.

Нерасчлененные карбонатные толщи нижнего девона известны и в Восточно-Алайской зоне (хр. Арчалтур), откуда в 1962 г. Е. А. Митрофанов указывал *Favosites brusnitzini* Peetz, *Squameofavosites bohemicus* (Počta), *Stegerhynchus pseudolivonicus* (Barr.), *Karpinskia conjugula* Tschern.

Вулканогенные фации нижнего девона, широко развитые в Алайском хребте, наиболее детально изучены В. Л. Клишевичем в Учкурганской полосе выходов, где представлены яшской свитой, залегающей на отложениях чилийской, матчайской, пульгонской свит без видимого несогласия и состоящей из туфов, туфопесчаников, кремнистых сланцев, реже диабазов и порфиритов с прослоями и пачками серых слоистых известняков. В верхней половине свиты собраны (г. Сарыташ): *Favosi-*

tes aff. *proastericus* Ch a r b., *Carinatina* cf. *arimaspus* (E i c h w.), *Karpinskia conjugula* T s c h e r n. Выходы яшской свиты зафиксированы в Алдыяре, бассейне рек Киргиз-Ата, Чиле, Кырк-Кичик, где имеют туфовый состав и содержат в прослоях известняков фауну, среди которой кроме вышеупомянутых видов Г. С. Поршняковым собраны в 1958 г. *Favosites aenigmaticum* P o r f., *Chlamidophyllum tabulatum* S o s h k. (р. Чиле). В восточном Карачатыре (р. Араван) аналоги яшской свиты включены в состав нерасчлененной эффузивно-туфовой толщи верхнего лудлова — эйфельского яруса и представлены хлоритизированными эффузивами с прослоями известняков с *Karpinskia conjugula* T s c h e r n.

На правом берегу р. Акбура (р. Каинды) к нижнему девону Г. С. Поршняковым в 1961 г. была условно отнесена нижняя часть *каиндинской свиты*, состоящей из серицито-хлорито-кремнистых сланцев с прослоями туфов, туфоконгломератов, туфогравелитов, сменяющихся вверх по разрезу диабазовыми туфами и туфопесчаниками. Из верхней части из прослоев известняков определены (р. Каинды) *Thamnopora* ex gr. *javorskii* D u b a t., *Campophyllum* ex gr. *soeticum* S c h l ü t.

Мощность вулканогенного нижнего девона (максимальная) 700 м установлена в долине р. Чиле, в бассейне Киргизата и р. Ходжагаира она уменьшается до 50—70 м.

Терригенные толщи нижнего девона широко известны в хр. Ферганском, Кокшаальском, Атбашинском и отчасти Алайском. В Кокшаальском они входят в состав *бедельской свиты* ниже-среднедевонского возраста, обнажающейся по северному склону хребта вплоть до меридиана р. Мудрюм. Сложена свита по данным Е. В. Христова, М. М. Пуркина серо-зелеными олигомиктовыми песчаниками, в верхней и средней части ритмично переслаивающимися с серицито-хлорито-кремнистыми сланцами. Мощность свиты колеблется от 500 м (р. Мудрюм) до 2000 м на востоке. Органические остатки в ней неизвестны и возраст определяется по залеганию с размывом, но без признаков несогласия на верхнелудловских известняках с *Favosites* cf. *lasutkini* T s c h e r n.

В Ферганском хребте (Яссинская зона) нижнему девону возможно соответствует верхняя часть *яссинской свиты*, представленной частым чередованием зелено-серых серицито-кварцевых, глинисто-серицитовых сланцев, полимиктовых песчаников и алевролитов. По наблюдениям Н. В. Иванова яссинская свита согласно залегает на кипчальминских известняках лудлова.

В зоне Высоких предгорий Алая терригенные образования нижнего девона известны как джидалинская и алмалыкская свиты.

Джидалинская свита обнажается к северу и югу от хр. Катран-Яурунтуз, прослеживаясь от Баткена до Науката и от Хайдаркана до р. Чиле. Наиболее полно свита изучена в сае Караджегач (правый борт р. Исфайрам), где она расчленена на три подсвиты:

1. Нижняя — конгломерато-песчаная с прослоями алевролитов и линзами известняков. В известняках и цементе конгломератов собраны: *Favosites preplacenta* D u b a t., *Alveolites longicellatus* T s c h e r n., *Coenites falsus* D u b a t., *Tyrganolites mikhlucho—maclay* S o k., *Fasciphyllum praeschlüteri* P a v l., *Ceramporella devonica* O r l., *Isphairamella krigeli* O r l., *Cymostrophia stephani* (B a r r.), *Chonetes verneuili* B a r r., *Ch. ferganensis* N i k i f., *Ferganella turkestanica* N i k i f., *Janius sergaensis dichotoma* (K u l k.), *J. irbitensis* (T s c h e r n) Мощность 420 м.

2. Средняя — песчано-конгломератовая. Конгломераты серые и зелено-серые массивнослоистые с галькой, составляющей 70%. В гальке кварц, песчаники, сланцы. Цемент карбонатный. В цементе присутствуют: *Thamnopora kolodaensis* D u b a t., *Th. ramulosa* C h e r n. m s c., *Th. katranica* C h e r n. m s c., *Tyrganolites mikhlucho—maclay* S o k., *Tr. orlovskiy* C h e r n. (m s c.), *Crepipora ferganensis* O r l., *Isphairamella peristomata* O r l., *Stenophyllum gorskii* B u l v., *Fasciphyllum praeschlüteri longiseptata* P a v l., *P. submedianum* P a v l., *Lindsömia endrissi* (W e i s.), *Syringaxon curta* (P o č t a). Мощность 400—500 м.

3. Верхняя — чередование темно-серых и серых сланцев и алевролитов с редкими прослоями гравийных песчаников и конгломератов. Остатки фауны представлены видами: *Favosites preplacenta* Dubat., *Alveolites differentis* Chern. msc., *Crepipora ferganensis* Orł., *Isphairamella peristomata* Orł., *Cymostrophia stephani* (Bar.), *Janius irbitensis* (Tschern.). Мощность 300 м.

Приведенный разрез характерен только для бассейна р. Исфайрам, где зафиксирована наибольшая мощность (до 1100 м) и наибольшее количество грубообломочного материала. К западу и востоку свита имеет большей частью песчано-сланцевый состав, с преобладанием грубозернистых разновидностей песчаников, конгломераты образуют отдельные прослои (сай Пешкаут, р-н Хайдаркана, сев. подножье хр. Катран, долины рек Чиле, Киргизата), а расчленение на подсвиты невозможно.

Алмалыкская свита обнажается локально в г. Акташ-Боорды, Терской и Андыген и состоит из известковистых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и пачек известняков, приуроченных к верхам разреза. В долине р. Андыген в известняках собраны: *Favosites brusnitzini* Peetz., *F. axaicus* Chern., *F. pseudoforbesei* Sok., *Pachyfavosites kozlowskii minima* Chern., *Fasciophyllum isphairamensis* Pavl., *Phaulactis cyathophylloides* Ryder., *Clorindina arataeformis* (Nikif.), *Janius irbitensis* Tschern. Возраст свиты определяется как нижний девон, возможно нижняя часть соответствует верхам лудлова. Алмалыкская свита, согласно исследованиям П. В. Зайда и Е. А. Митрофанова, с размывом ложится на разные горизонты силура вплоть до лландовери и без видимого несогласия, но с перерывом перекрывается отложениями живетского яруса. Мощность свиты уменьшается от 300 м (хр. Андыген) до 11 м в бассейне Соха (р. Аксу).

В Восточно-Алайской зоне терригенные отложения нижнего девона не отделены от среднедевонских и представлены (хр. Терекдаван) песчаниками, кремнистыми сланцами и сланцами с тентакулитами: *Striatostyliolina* sp. sp., *Styliolina* sp., *Poriella* sp.

Кремнисто-карбонатные отложения нижнего девона наименее распространены и известны в Ошских горах и близ кишлака Охна. В первом случае они согласно сменяют образования кунжакского горизонта (Каледа, 1960) и состоят из зеленых и бурых яшм с редкими прослоями известняков, в которых присутствуют *Karpinskia conjugula* Tschern., *Janius irbitensis* (Tschern.).

В районе кишлака Охна по данным В. Б. Горянова на различных горизонтах силура (от лландовери до нижнего лудлова) залегает пачка (25—70 м) органогенных, иногда конгломератовидных известняков с *Favosites brusnitzini* Peetz., *Barrandeophyllum* cf. *perplexum* Počta, *Fasciophyllum* cf. *orientale* Soshk., сменяющаяся выше серицито-кремнистыми сланцами (275—230 м). Перекрывающих отложений здесь неизвестно. В Ошских горах (г. Караултау) ими являются отложения шаланской свиты намюра. Мощность известняково-кремнистых отложений нижнего девона в Ошских горах 700 м, близ Охны 300 м.

Средний отдел. Образования эйфельского яруса тесно связаны с нижнедевонскими литологически и пространственно, образуя единый цикл осадконакопления. Живетские отложения являются наиболее распространенными из девонских и во многих случаях залегают резко трансгрессивно на различных горизонтах среднего палеозоя.

Эйфельский ярус в известняковых разрезах расчленен на нижне- и верхнеэйфельский подъярусы. Нижнеэйфельский подъярус представлен светлыми рифогенными массивными и грубослоистыми органогенными и органогенно-детритусовыми известняками, часто криноидными с многочисленными органическими остатками, главные из которых приведены в табл. 11. Наиболее полно эти отложения изучены

в г. Баубашата, Джангджирском хребте (Волкова, 1960, 1961), Катран-Юрунтуз (Горянов, 1961) и известны также в Ошских горках, Ляглянском ущелье, бассейнах рек Исфара и Ляйляк. Мощность отложенный нижнеэйфельского подъяруса не превышает 150—400 м.

Верхнеэйфельские отложения непосредственно сменяют нижнеэйфельские в местах выходов последних и выделяются по присутствию таких характерных форм как *Digonophyllum bilaterale* Soshk., *Zonophyllum duplicatum* Wdkd., *Conchidiella pseudobaschkirica* Tschern., *Megastrophia uralensis* (Verp.). В составе их отмечаются массивно-слоистые, часто кораллово-строматопоровые, реже криноидные разности известняков мощностью от 150 до 200 м.

Нерасчлененные эйфельские отложения в карбонатной фации установлены в Восточно-Алайской зоне (хр. Теректау и Арчалтур) благодаря находкам Е. А. Митрофанова *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Uncinulus parallepipedus* Bronn., *Carinata paradoxo* Scip., а также *Megastrophia uralensis* (Verp.), *Conchidiella pseudobaschkirica* Tschern.

На южном склоне Алайского хребта и в его осевой части эйфельские отложения присутствуют в ряде разрозненных известняковых массивов, известных в верховьях р. Ляйляк, близ кишлака Зардале, районе Коксу, где они не отделены от нижнедевонских.

Вулканогенные отложения эйфельского яруса являются непрерывным продолжением таковых нижнего девона и пространственно связаны с последними. В учкурганской полосе им соответствуют низы *араванской свиты*. В. Л. Клишевичем в 1964 г. в долине р. Ифайрам описан следующий разрез свиты.

1. Диабазы, порфириды часто с шаровой отдельностью и миндалекаменной текстурой; пачки известняков, яшм с прослоями туфобрекчий. В известняках найдены: *Lindstroma* cf. *minima* Spassky, *Fasciphyllum* ex gr. *halliaforme* Soshk., *Mucophyllum quadripartitus* Soshk., *Delthyris inflectes katanica* Nikif.

2. Шаровые лавы диабазов и порфиритов с редкими линзами кремней и известняков с *Fasciphyllum* cf. *petschorense* Soshk., *F. spissatoseptatum* Gog., *Acantophyllum heterophyllum* E.—Н.

3. Зелено-серые диабазы и порфириды, чередующиеся с туфобрекчиями и туфами

1100 м

В приведенном разрезе возможна принадлежность верхней пачки к живетскому ярусу.

В районе Карачатыра (р. Араван) к эйфельскому ярусу М. Г. Жариковым в 1963 г. отнесена толща в нижней части (500—900 м) сложенная порфиритами и диабазами, а в верхней (575 м) к ним добавляются спилиты, кремнистые сланцы и небольшие линзы известняков. В Алдыяре разрез вулканогенных отложений неполный (верхние горизонты срезаны отложениями карбона), но здесь В. Б. Горянов в 1964 г. указывал на присутствие среди основных лав, залегающих выше туфов, параллелизирующихся с яшской свитой, известняков с эйфельской фауной: *Pachyfavosites* aff. *markovskiyi* Sok., *Striatopora* aff. *tenuis* Lec., *Cladopora* cf. *cylindrocellularis* Dubat.

На междуречье Исфайрам — Гульча к араванской свите относятся диабазы и порфириды, занимающие значительные площади. Присутствуют и пирокластические породы, кремнистые сланцы, известняки, но мощности их сравнительно с лавами невелики. В известняковых линзах нижней части свиты в долине Киргизата Г. С. Поршняковым в 1959 г. собраны: *Novakia* cf. *karpinskii* Ljashh., *Styliolina* sp. на водоразделе Гурмондон — Чонантер *Tabularia turiensis* Soshk., *Atrypa desquamata* Sow. Мощность араванской свиты 1000—2000 м.

В верховьях р. Акбура (р. Каинды) эйфельскому ярусу соответствует верхняя часть каиндинской свиты, описанной ниже.

Карбонатно-кремнистые отложения эйфельского яруса установлены в западной (р. Куровес) и восточной (р. Кулун) части Ферганского хребта. В бассейне р. Куровес по Т. А. Додоновой, они залегают под живетскими образованиями (нижние контакты тектонические) и представлены мощной (до 1000 м) толщей зелено-серых кремнистых сланцев с прослоями серых кристаллических известняков, в которых известны *Favosites goldfussi* O r b., *Heliolites porosus* G o l d f.

В бассейне р. Тар (р. Кулун) к эйфельскому ярусу Г. Л. Бельговским (1958) отнесена толща (800 м), согласно сменяющая известняки с кобленцкой фауной и состоящая из чередования известняков, кремнистых сланцев, серицито-хлоритовых сланцев и редко альбитизированных диабазов. В известняках (г. Басаага-Акташ) собраны *Favosites* cf. *ovatiporus* J o n., *F. ex gr. goldfussi* O r b., *F. basalticum* G o l d f.

Карбонатно-терригенные фации эйфельского яруса в Атбашинском хребте объединены с кобленцскими в единую толщу, состоящую на северном склоне хребта из песчаников, алевролитов, сланцев с мощными прослоями темных плитчатых известняков. На южном склоне количество известняков возрастает, а состав сланцев становится более пестрым, известны глинистые, кремнисто-известняковые, серицито-глинистые разности.

В известняках собраны *F. ex gr. regularissimus* J a n e t., *Pachyfavosites* cf. *exilis* S o k. Исследованиями В. А. Колесникова в 1961 г. общая мощность указанных отложений определена цифрой 900—1150 м.

Живетский ярус. Начиная с живетского яруса широкое развитие получают доломитовые литофации. Одновременно расширяются площади развития вулканогенных пород, последние появляются и в Баубашатинской, Кугартской и Джангджирской зонах.

Наиболее распространенным типом отложений по-прежнему является известняковый, в котором живетские отложения согласно сменяют эйфельские. Трансгрессивное залегание отмечается в бассейне р. Тар, где подстилающими породами являются силурийские (г. Кара-Тума). В западном секторе известняковые разрезы живета изучены в хр. Катран-Юрунтуз. Здесь в нижней части обнажаются слоистые темно-серые, часто оолитовые известняки, среди которых обычны прослойки гастроподовых. Верхняя часть слагается темно окрашенными разностями, нередко кораллово-строматопоровыми, с массовыми скоплениями амфипор. Органические остатки многочисленны и представлены: *Favistella rhenana* F r e s c h., *Bethanyphyllum litvinovitschae* (S o c h k.), *Grypophyllum isactis* W d k d., *Amphipora ramosa* P h i l l., *Uncites gryphus* S c h l o t h., *Stringocephalus burtini* D e f r.

В восточном секторе в хр. Таш-елю, Сарыбелес, Кок-кия, Борколдой темно-серые тонкослоистые известняки основания разреза с *Amphipora ramosa* P h i l l., *Stringocephalus burtini* D e f r. сменяются массивнослоистыми светлыми разностями, почти лишенными органических остатков, встречаются лишь редкие *Amphipora ramosa* P h i l l. Мощность отложений живетского яруса колеблется от 140 м (хр. Катран) до 500 м (хр. Юрунтуз, Борколдой).

Эффузивно-карбонатный тип разреза живетских отложений характерен для Баубашатинской, Кугартской и Джангджирской зон. В г. Баубашата эти образования залегают на разных горизонтах верхнего силура, нижнего девона и эйфеля. Наиболее полный разрез их известен в долине р. Караунгур, где известняки с *Conchidiella pseudobaschkirica* (T s c h e g n.) сменяются следующим разрезом.

1. Серые и темно-серые, тонкоплитчатые известняки с <i>Amphipora ramosa</i> Phill., <i>Chascothyris tschernischevi</i> Holz.	120 м
2. Миндалекаменные спилиты, порфириты лилового цвета	350 „
3. Серые известняки с <i>Stringocephalus burtini</i> Defr.	460 „

К востоку от г. Аккурган трехчленное строение разреза сохраняется, но мощность эффузивов возрастает до 1500 м (р. Кумышсу) и в подстилающих их известняках дополнительно собраны: *Favistella rhenana* Frech., *Eoreticularia maureri* Hilz., *Uncites gryphus* Schloth. (Волкова, 1960). В бассейне рек Куровес, Караалма (Кургартская зона) живетские образования трансгрессивно залегают на эйфельских и сложены толщей (до 3500 м) основных эффузивов с прослоями кремней и линзами и массивами темно-серых плитчатых известняков до 700 м мощностью с *Favosites polymorphus* Goldf., *Alveolaris megastromus* Stein., *Actinostroma clathratum* Nich., *Amphipora ramosa* Phill.

В Уланском и Джангджирском хребтах на известняках с *Conchidiella pseudobaschkirica* (Tschern.) согласно залегают темно-серые и серые известняки с *Amphipora ramosa* Phill., *Stringocephalus burtini* Defr. (80 м), сменяющиеся толщей базальтовых эффузивов и их туфов (420 м), покрывающихся, в свою очередь, слоистыми серыми известняками с *Amphipora lozvensis* Yavog., *A. spissa* Yavog. (200 м).

В Уланском хребте (р. Кунанашу) эффузивно-терригенная толща достигает 1000 м и подстилается кремнистыми породами, предположительно относимыми к эйфелю.

Известняково-доломитовые фации живетского яруса чрезвычайно характерны для осевой части Алайского и Туркестанского хребтов, а также г. Акташ, Боорды, Катран-Баши, Курганташ, где залегают либо на терригенной алмалыкской свите ($S_2ld - D_1$), но чаще на различных горизонтах силура вплоть до лландовери. В горах Акташ-Боорды указанные отложения представлены доломитами, тонко- и среднеслоистыми, темно-серыми, встречаются прослой слабо пестроокрашенных вишневых, фиолетовых. В горах Курганташ, Катран-баши и в районе кишлака Охна среди доломитов присутствуют пачки известняков, а в осевой части Алайского и Туркестанского хребтов нередко прослой известняково-глинистых сланцев (р. Аксу, р. Алаудин). В верховье р. Кштут по данным Д. П. Резвого (1959) черные рассланцованные доломиты и доломитизированные известняки переслаиваются с черными глинисто-песчанистыми сланцами, а местами с прослоями роговообманковых порфириров и кремнистых пород. Среди органических остатков основная роль принадлежит видам *Amphipora ramosa* Phill., *Amphipora regularis* Les., реже указываются: *Emanuella subumbona* Hall., *Stringocephalus burtini* Defr., *Paleophyllum rhenana* Frech. Мощность известняково-доломитовых отложений живета колеблется от 300 м (хр. Боорды) до 800 м (р. Алаудин).

Вулканогенные литофации в живетском ярусе так же широко развиты, как и в нижнем девоне. В Учкурганской полосе выходов живетскому ярусу отвечает, по всей вероятности, верхняя часть араванской свиты, описанной ниже.

В восточной части зоны Высоких предгорий Алая (р. Киргизата) к живетскому ярусу отнесена *куруганская свита* (Горянов и др., 1961), согласно залегающая на лавах араванской свиты. Куруганская свита состоит из конгломератов с галькой подстилающих эффузивов, диабазовых и порфиритовых лав, известняков, реже кремнистых сланцев и туфогенно-карбонатных пород. Известняковые породы нередко обособляются в нижних и верхних частях, образуя пачки до 80 м мощности. В известняках установлены *Cladopora cylindrocellularis* Dubat., *Thamnopora dubia* (Blainv.), *Stringophyllum normale* Wdkd. *Stringo-*

cephalus sp. Мощность отложений куруганской свиты достигает 500 м.

До последнего времени с вулканогенными литофациями живетского яруса тесно связывали толщу метаморфизованных сланцев, известных под названием канской свиты в районе месторождения Кан и в междуречье рек Киргиз-Ата-Акбура. Живетский возраст этой свиты базировался на находках в районе месторождения Кан в крупных линзах известняков (*Thamnopora tumefacta* Lec., *Amphipora ramosa* Phill., *Uncinulus angularis* Phill., *U. subcordiformis* Schnur), а также на предположительно согласном залегании канской свиты, развитой в бассейне р. Акбура на отложениях каиндинской свиты, содержащих эйфельские органические остатки. При детальном картировании, произведенном В. Л. Клишевичем и А. В. Жданом, было установлено, что каиндинская свита в бассейне р. Акбура не подстилает, а с размывом залегает на метаморфических сланцах. Крупные линзы известняков среди сланцев в районе месторождения Кан рассматриваются рядом исследователей как тектонические блоки.

Согласно новым представлениям отложения, относимые к канской свите, могут соответствовать силуру и быть даже более древними.

Терригенные отложения среднего девона тесно связаны с нижнедевонскими. Они известны в хребтах Кокшаальском (зоны Кокшаальская и Майдантагская), Ферганском (Яссинская зона) и Алайском (зоны Восточно-Алайская и Высоких предгорий).

В Кокшаальском хребте они входят в состав *бедельской свиты* (D₁ — D₂) и ее аналогов. В Ферганском хребте к среднему девону и, возможно, частично нижнему, условно может быть отнесена *джартюбинская свита*, сложенная толщей серых сливных, кварцевых песчаников с подчиненными прослоями глинистых сланцев, согласно залегающая на яссинской и с размывом перекрывающаяся отложениями визе — намура. Мощность ее не менее 1500 м. В. Д. Брежневым в нижней части свиты собраны остатки флоры, представленные *Tomiphyton* sp., *Hostimella* sp., *Taeniocrada* sp.

Верхний отдел. Последними работами установлено широкое развитие верхнедевонских отложений в пределах Алай-Кокшаальской области, выявлено большое их литологическое разнообразие, но стратиграфия разработана недостаточно в виду скудости фаунистических находок. Франский и фаменский ярусы выделяются лишь в известняковых разрезах. Кремнистые, вулканогенные и терригенные породы чаще всего отнесены к верхнему девону нерасчлененному.

Франский ярус в карбонатных фациях слагается известняками и доломитами. Известняковые разрезы наиболее полно изучены Б. В. Поляковым в полосе Катран — Юрунтуз, где выше живетских отложений залегают (верховье сая Анхор):

- | | |
|--|-----------|
| 1. Слоистые серые и светло-серые известняки с <i>Cribrosphaeroides simplex</i> Reittl., <i>Gryphosphaera elegans</i> Rojark. | 100—150 м |
| 2. Темно-серые слоистые известняки с <i>Bisphaera elegans</i> Viss. | 200 „ |
| 3. Серые с кремовым оттенком известняки с прослоями темно-серых с <i>Hypothyridina cuboides</i> (Sow.), <i>Pugnoides triaequalis</i> Mark., <i>Camartoechia neapolitana</i> Whidd., <i>Cyrtospirifer markovskii</i> Nal., <i>Cyrtiopsis cuneatus</i> (Roem.) | 150 „ |

Известняки с подобным составом органических остатков описаны в Ошских горах (г. Чиль-Майрам) и западной части Туркестанского хребта (массив Чемендык).

В восточном секторе темно-серые тонкослоистые известняки франского яруса присутствуют в хребтах Уланском, Джангджирском, Сарыбелес, Коккия, Безойском, зап. части хр. Борколдой и районе пика Данкова (Джангджирская зона), где они имеют мощность от 150 до 500 м.

Франский возраст известняков подтверждается находками *Septatourayella medis* (Reitl.), *Cribrosphaeroides simplex* Reitl., *Paramphipora tschussovensis* Yavor.

Известняково-доломитовые отложения франского яруса содержащие иногда прослойки песчаников и известняково-глинистых сланцев протягиваются от верховьев р. Исфайрам, в верховье р. Сох и далее на запад в горы Андыгентау. На севере они известны в горах Акташ-Боорды, Гузан-Каратау. Для рассматриваемых отложений характерно широкое развитие харовых водорослей: *Umbella bella* Masl., *U. baschkirica magna* Pojark. и особенно амфипор — *Amphipora rudis* Lec., *A. patokensis* Riab., *A. parvesiculata* Lec., брахиоподы представлены всего одним видом — *Theodossia anossofi* Wen. Наибольшая мощность наблюдается в г. Терской 2000 м, к западу она сокращается до 400.

Фаменский ярус во многих случаях выделен благодаря изучению фораминифер. Достоверные выходы отложений этого возраста в известняковых разрезах установлены в хр. Катран-Яурунтуз, где выше известняков с франской фауной следуют (Орловский, Поярков, 1964):

1. Темно-серые слоистые известняки с прослоями красных и *Salpingothuramina crassiteca* Antr., *Bisphaera elegans* Viss., *Camarotoechia patridgiae* Whidd., *L. cf. lentiformis* Nal., *Cyrtiopsis rjausanensis* Nal. 120 м
2. Серые и светло-серые слоистые известняки с *Salpingothuramina tuberculata* Lip., *Planothuramina vasilevae* Pojark. 200—350 „

В Ошских горах фамену соответствуют (г. Чиль-Майрам) светлые массивные известняки с *Leiorhynchus polonicus* Gürich., *Pletorhyncha collinensis* (Fresch.), *Cyrtiopsis rjausanensis* Nal. мощностью 200 м, а в зап. части Туркестанского хр. (р. Сары-Кунгей) толща до 300 м массивных светлых известняков с *Leiorhynchus baschkiricus* Tschern.

В хр. Уланском, Джангджирском, Сарыбелес, Бозойском фаменские темно-серые слоистые известняки тесно связаны с франскими и турнейскими и содержат фауну фораминифер: *Eotuberitina talassica* Pojark., *Planothuramina cushmani* Sul., *Septaglomospiranella grozdilovae* Pojark., *Septatourayella rauserae* Lip. Мощность не превышает 200 м и лишь в хр. Бозой увеличивается до 400 м.

Особняком стоят фаменские отложения восточной части хр. Борколдой, где четко выделяются две толщи. Нижняя (170—300 м) включает спилиты, туфы, туфоконгломераты с прослоями известняков с *Camarotoechia patridgiae* Whidd., *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *C. communis* Sid. характерными для нижнего фамена. Верхняя представлена серыми органогенными известняками (300—500 м) с позднефаменскими *Septatourayella lebedevae* Pojark., *Camarotoechia mitcheldeanensis* Vaughan.

Известняково-доломитовые фации фаменского яруса известны там же, где и франские, и представлены однообразной толщей темно-серых слоистых доломитов с пачками темных известняков с *Planothuramina cushmani* Sul., *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.). Мощность этих отложений в северной полосе выходов (г. Акташ-Боорды, Гузан, Каратау) изменяется от 300 до 685 м, в южной полосе (осевая часть Алайского хребта) — от 350 м (р. Сох) до 770 м (г. Гараты).

Нерасчлененные отложения верхнего девона установлены в г. Баубашата, где по данным Л. И. Турбина им соответствует толща темно-серых плитчатых известняков мощностью 300 м, в верхней части с *Septatourayella rauserae* Leb., а в нижней с *Amphipora patokensis* Riab.

В Ферганском хребте отложения этого возраста зафиксированы в восточной части, где в качестве франских Г. Л. Бельговским рассматриваются серицито-кремнистые сланцы с прослоями диабазов, редко из-

вестняков с *Alveolites tenuissimus* Salle., *Phillipsastrea hennani* L o p s d. (1000 м), находящиеся предположительно в нормальных взаимоотношениях с живетскими известняками. Фаменские образования указываются в тектоническом блоке (р. Терек) и состоят из переслаивания песчаников, кремнистых сланцев и редких прослоев известняков. В верхней части собраны: *Clymenia* sp., *Prolobites* sp. Мощность 640 м (Бельговский, 1961б).

В системе Туркестано-Алая карбонатные отложения нерасчлененного верхнего девона известны в хр. Катранбаши, где представлены темно-серыми слоистыми известняками (430 м) с *Tuberitina* sp., *Paramphipora ischusovensis* Ya v. В горах Улукан, Актур, Серкебай известняки верхнего девона не отделены от живетских. Находки Г. С. Поршнякова *Amphipora patokensis* Ri a b., *A. pervesiculata* Ya v o r., *Pyramidalia simplex* (P h i l l.), *Eoreticularia pachyrhyncha* (V e r n.) указывают на присутствие франского яруса, упоминание *Parathuramina dagmarae* S u l., *Radiosphaera basilica* Re i t l. (г. Актур) не исключают присутствия и фаменского яруса. Далее к востоку от р. Гульчи работами Г. С. Поршнякова, Б. Г. Распопова, К. Осмонбетова установлены верхнедевонские отложения трех типов. Для первого, характерны глинистые сланцы с тентакулитами (хр. Терекдаван): *Styliolina grandis* G. L j a s c h., *St. domanicense* G. L j a s c h., Второй представлен известняками (430 м) в нижней части (хр. Теректау) со *Styliolina grandis* G. L j a s c h., *Bisphaera malevkensis* A n t r. в верхней с *Leiorhynchus baschkiricus* T s c h e r n. Для третьего (хр. Арчалтур) характерно развитие в нижней части (франский ярус) черных тонкослоистых известняков и кремнистых сланцев с *Planothuramina* ex gr. *cushmani* S u l. *Styliolina domanicense* G. L a s h. Выше залегает толща полимиктовых песчаников, глинистых сланцев с прослоями известняков с *Parathuramina dagmarae* S u l., *Salpingothuramina tuberculata* L i p. Мощность верхнего девона не превышает здесь 500 м.

В районах развития вулканогенного нижнего и среднего девона верхнему девону в Учкурганской полосе может соответствовать толща, сложенная (по данным В. Л. Клишевича) в нижней части зелено-серыми туфопесчаниками с прослоями алевролитов реже гравелитов и мелкогалечных конгломератов с галькой нижележащих эффузивов. В верхней части этой толщи отмечаются зелено-серые туфы с бомбами диабазовых порфиритов и прослоями кремнистых сланцев. Мощность толщи не более 350 м.

В восточной части Алайского хребта, в верховьях р. Кичикалай условно к верхнему девону относятся зеленые сильно хлоритизированные и иногда рассланцованные диабазы и плагиопорфириты с прослоями туфов и туфопесчаников, налегающие на куруганскую свиту. В верховье р. Киргизата этим отложениям соответствуют кремнистые сланцы, диабазы, порфириты с прослоями известняков, в которых собраны *Parathuramina* sp., *Vicinisphaera* sp. Мощность этих отложений Г. С. Поршняковым оценивается цифрой 200—250 м.

Терригенные образования верхнего девона в Туркестано-Алайской системе известны под названием *алькакаринской свиты*, объединяющей песчаники, глинистые сланцы и конгломераты мощностью от 160 до 1000 м, развитые в нижнем течении р. Шахимардан (Орловский, 1964) и залегающие резко несогласно то на различных горизонтах силура, то на образованиях нижнего девона (джидалинская свита). Присутствие в конгломератах обломков со средне- и верхнедевонской фауной *Eotuberitina reillingerae* M. M a c l., *Parathuramina dagmarae* S u l., а также стратиграфическое положение свиты позволило Б. В. Пояркову предположить, что основная часть ее сформировалась в позднем девоне, хотя

образование свиты могло начаться еще в живете и завершиться в самом начале раннего карбона.

Существует мнение, что нижняя подсвита шаланской свиты нижнего карбона может иметь верхнедевонский возраст. Так, в урочище Падакунгей (хр. Катран) Б. В. Поярковым в 1965 г. в линзах известняков, среди кремнистых сланцев были найдены *Cribrosphaeroides simplex* Reith., *Salpingothuramina* sp. и срезы раковин тентакулитов.

В восточном секторе отложения нерасчлененного верхнего девона представлены терригенными образованиями (Кокшаальская и Майдан-тагская зоны) согласно сменяющимися бедельскую свиту и ее аналоги, и кремнистыми толщами (Джангджирская зона). Первые и вторые объединены с ниже-каменноугольными отложениями в единую нерасчлененную толщу (D₃ — C_{1t}). Описание этих толщ приведено в разделе «Нижний карбон».

Останавливаясь на палеогеографической обстановке отметим, что основные области сноса и осадконакопления, существовавшие в девонском периоде, сложились после каледонской складчатости, когда на месте Северного Тянь-Шаня была сформирована суша, к югу от которой, в пределах Алай-Кокшаальской области, располагался морской бассейн, широко сообщавшийся с Уральским. Срединный Тянь-Шань и Чаткало-Кураминская область, были поднятиями в течение раннего девона-эйфеля и областью прогибания, начиная с живетского века.

Дифференциация бассейна начавшаяся в позднесилурийскую эпоху, в раннем девоне проявилась еще сильнее. Вдоль северного побережья, отлагались терригенные осадки (джидалинская свита), достигающие в отдельных впадинах мощности 600—1000 м. Развитие гравийных разностей указывает на расчлененность, прилегающей с севера Кураминско-Ферганской суши. В глубь бассейна терригенные осадки сменяются карбонатными рифогенного типа, образование которых было связано с развитием параллельно берегу цепочки подводных поднятий типа барьерных рифов (хр. Катран, Ярунтуз, Ишментау, р-н Сулюкты, Ошские горки). Южнее вновь отлагались терригенные осадки, окаймлявшие с юга и севера крупное островное поднятие, располагавшееся на северном склоне осевой части Туркестанского и Алайского хребтов. Развитие сланцев и мелкозернистых песчаников указывает на слабую расчлененность этого поднятия. Вдоль северной границы морского бассейна и на склонах островного поднятия неоднократно проявлялась вулканическая деятельность, приведшая к накоплению мощных эффузивно-туфовых толщ (яшская, каиндинская свиты). В пределах Баубашатинского узла и западной части Ферганского хр. отлагались карбонатные осадки, сменявшиеся к востоку терригенными образованиями (ясинская свита). В прогибе, образовавшемся у Атбашинского поднятия, шло накопление карбонатно-терригенных илов, а еще восточнее вдоль южного побережья Северо-Киргизской суши располагалась полоса чистых биогермных и пелитоморфных известняков (хр. Уланский, Джангджирский, Борколдой, Иньльчек, Сарыбелес). Отсутствие терригенной примеси свидетельствует о равнинном характере прилегающей части суши (бедельская свита), образовавшиеся в условиях прибрежной морской равнины, прилегающей к значительно сивелированной Таримской суше, откуда происходил снос материала.

Раннедевонская суша, существовавшая в пределах Северного и Среднего Тянь-Шаня, а также Чаткало-Кураминской области являлась областью развития низких гор. Наиболее пониженный участок располагался в районе р. Сумсар, где накапливались вулканомиктовый (чарканакская свита) материал, поступающий с более приподнятых восточной и северной частей Чаткальского хребта, являвшихся областью интенсив-

ной наземной вулканической деятельности. Локальное проявление континентального вулканизма в раннем девоне известно также в районах современного Джумгалского, Киргизского, Терскейского, Кунгейского хребтов (сугандинская свита).

В эйфельском веке сохраняется палеогеографическая обстановка раннего девона. Лишь на самом востоке и севере море регрессирует, образуются Иныльчекское и Кугартское поднятия, просуществовавшие в течение всего девона. В пределах северной суши несколько сократилась низменная равнина в бассейне р. Сумсар, за счет расширения со-

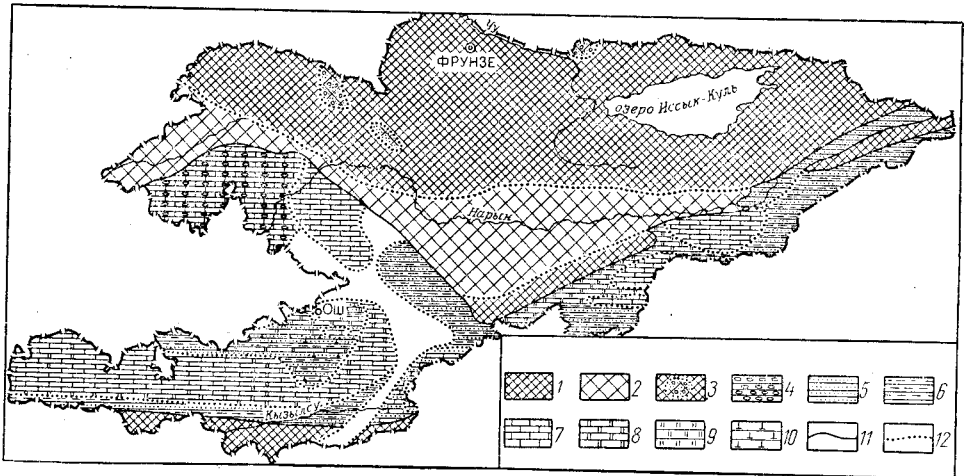


Рис. 7. Палеогеографическая схема живетского века

1 — возвышенные участки с преобладанием денудации и сноса; 2 — прибрежные равнины с накоплением галечников и песков; 3 — впадины, выполненные галечником и песком; морские образования; 4 — галечники, 5 — пески, 6 — глины, 7 — известковые илы, 8 — доломитовые илы, 9 — кремнистые илы; 10 — вулканогенный материал основного состава; 11 — граница суши и моря; 12 — граница фациальных типов отложений

седней зоны наземного вулканизма. Излияния основных лав сменились кислыми в пределах Северо-Киргизской суши (кастекская свита).

В живетском веке области осадконакопления расширяются, происходит усиление господства морских условий (рис. 7). Затопление морем островного поднятия в западной части бассейна способствовало сокращению здесь терригенного осадконакопления. В Центральной части шло накопление карбонатных илов и доломитообразование, существовали на приподнятых участках дна рифы, возникшие в раннем девоне. К востоку от р. Исфайрам продолжалась вулканическая подводная деятельность, накапливались мощные толщи лав основного состава (араванская свита). В восточной части геосинклинали происходит значительное увеличение Атбашинского поднятия и большое развитие получает подводная вулканическая деятельность на площади современных Уланского и Джангджирского хребтов. Излияние лав основного состава отмечается и на самом севере морского бассейна в районе Баубашаты.

Очертания суши, примыкающей к геосинклинали с севера, изменяются. По ее южной окраине в пределах современного Срединного Тянь-Шаня возникает предгорный прогиб, который начинает заполняться красноцветными толщами типа моласс (тюлькубашская свита). Большое количество грубообломочного материала в составе толщи свидетельствует о значительной приподнятости и расчлененности рельефа суши. Самая юго-западная часть испытала более значительное погружение и в район Чаткало-Кураминской области пришло море с еще неустойчивым

режимом, приведшим к чередованию в накоплении карбонатных илов и терригенных красноцветных песчаников в живетском и франском веках. На севере Северо-Киргизской суши в мелких впадинах отмечается накопление грубообломочных красноцветов (Аральская мульда, хр. Кендыктас).

В позднем девоне начавшаяся в живетском веке трансгрессия распространилась далеко на север и восток вплоть до верховьев р. Нарын (рис. 8). В пределах Чаткало-Кураминской области и Срединного Тянь-Шаня возник устойчивый обширный эпиконтинентальный мелководный бассейн, сообщавшийся с Каратауским, Китайским. В нем накаплива-

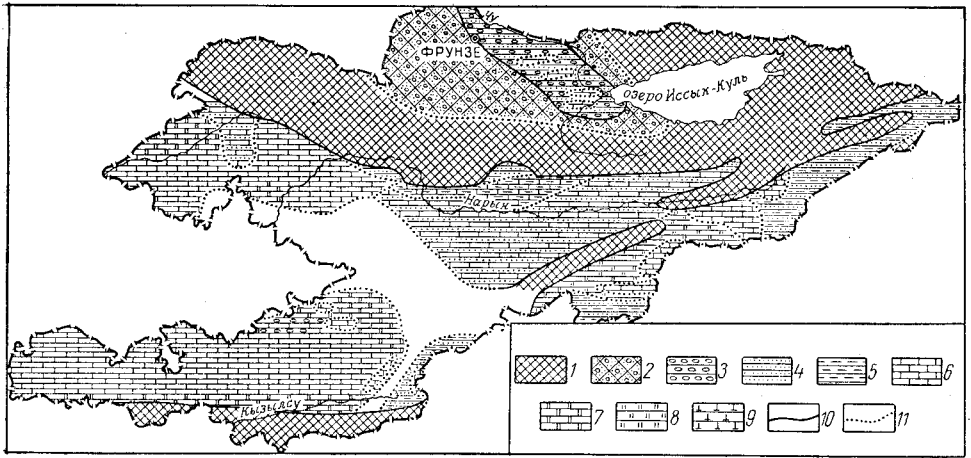


Рис. 8. Палеогеографическая схема фаменского века

1 — возвышенные участки с преобладанием денудации и сноса; 2 — прибрежные равнины с накоплением галечников и песков; морские образования: 3 — галечники, 4 — пески, 5 — глины, 6 — известковые илы, 7 — доломитовые илы, 8 — кремнистые илы; 9 — вулканогенный материал основного состава; 10 — граница суши и моря; 11 — граница фациальных типов отложений

лись алевроито-известковистые илы, шло доломитообразование, а на отдельных участках отлагались гипсы. В позднем фамене следы трансгрессии отмечаются в пределах южной окраины Северо-Киргизской суши, о чем свидетельствует присутствие отложений верхнего фамена в Сонкульском эпикаледонском прогибе.

На западе Алай-Кокшаальской области наследовал палеогеографическую обстановку живетского века. В восточной же части намечилось уменьшение карбонатообразования, преобладающими осадками становятся терригенные и кремнистые, что могло быть связано с расширением участков, вышедших из-под уровня моря. Предполагается, что одним из таких участков был Ферганский хребет, причленившийся на востоке к ранее возникшему Атбашинскому поднятию, а на юго-западе через перешеек, возникший в пределах Сурметашской зоны, соединившийся с Зеравшанской сушей. Такое предположение основано на отсутствии верхнедевонских отложений на указанных площадях. В позднедевонском бассейне почти прекратилась вулканическая деятельность. Излияние лав отмечено только в восточной части хр. Борколдой.

В пределах значительно снивелированной Северо-Киргизской суши происходит дальнейшее расширение участков осадконакопления. В Чуйском и Восточно-Киргизском прогибах накапливаются мощные обломочные красноцветные толщи. Присутствие в верхних горизонтах известковых прослоев с фораминиферами верхнего фамена, свидетельствует

о заожждении с севера в эти прогибы морского бассейна, стабилизировавшегося здесь только в ранне-средневизейское время.

Из полезных ископаемых, связанных с девонскими отложениями, следует отметить ртутное и полиметаллическое оруденение.

Полиметаллическое оруденение приурочено к карбонатным образованиям живетского, франского и фаменского ярусов складчатых областей Срединного Тянь-Шаня (свинцовое рудопроявление Присонкульского района) и Чаткало-Кураминской (месторождения Сусамырской группы, Бозбутау).

В известняково-доломитовых фациях девона Алай-Кокшаальской области, известны промышленные концентрации ртути. Рудные тела приурочены к толще доломитов и доломитизированных известняков нижней половины франского яруса к тем участкам, где имеются экранирующие терригенные прослои в комбинации с разрывными нарушениями. Часто оруденение локализуется в крупнокристаллических полосчатых («зебровидных») доломитах франского возраста (Кштут-Адыракоуская полоса).

В девонских отложениях (хр. Катранбаши, горы Акшагыл, Тохтабуз) выявлен ряд рудопроявлений бокситов.

Из нерудных полезных ископаемых заслуживают внимания девонские карбонатные породы и углисто-глинистые сланцы, как сырье для стройматериалов и огнеупоров. В отложениях среднего и верхнего девона Срединного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминской области известны значительные по размерам скопления гипса.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижнекаменноугольные отложения широко распространены в пределах Киргизии и представлены преимущественно морскими образованиями и лишь очень незначительная часть их имеет континентальное происхождение. Среди морских отложений преобладают известняки, на втором месте стоят терригенно-карбонатные образования, а также гипсы, доломиты. В пределах Фергано-Кокшаальской складчатой области широко развиты кремнистые и кремнисто-карбонатные образования, а в Чуйском, Восточно-Киргизском и Кендыктасском эпикаледонских прогибах — вулканогенно-осадочные породы. Мощность нижнего карбона колеблется от нескольких десятков до двух — трех тысяч метров.

Первые сведения о нижнекаменноугольных отложениях Киргизии содержатся в работах И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, В. Н. Вебера, Н. Г. Кассина, К. И. Аргентова, Д. В. Никитина. Описания фауны нижнего карбона Тянь-Шаня принадлежат М. Э. Янишевскому, Л. С. Либровичу, А. И. Никифоровой, Д. В. Наливкину.

В значительной степени знания о стратиграфии нижнекаменноугольных отложений Тянь-Шаня были пополнены трудами А. С. Аделунга, П. А. Груше, Е. В. Иванова, Н. В. Иванова, С. Ф. Машковцева, О. И. Некрасовой, В. А. Николаева, В. Н. Огнева, Н. М. Сеницына, О. И. Сергуньковой, А. Д. Смирнова, Д. Н. Тарасова, М. С. Швецова, С. С. Шульца, Д. И. Яковлева, А. Я. Гладченко, А. Е. Довжикова, Т. А. Додоновой, Е. И. Зубцова, В. И. Кнауфа, В. Г. Королева, К. Д. Помазкова.

В период 1954—1965 гг. изучением стратиграфии нижнего карбона занимался большой коллектив геологов, проводивший геологическую съемку: В. Г. Буров, Г. Л. Бельговский, В. С. Буртман, В. А. Грищенко, А. И. Гончаров, В. Б. Горянов, Т. А. Додорова, В. И. Долматов, Ю. В. Жуков, Т. С. Замалетдинов, И. Л. Захаров, М. Б. Иванов, В. И. Кнауф, В. Г. Королев, В. А. Колесников, Л. В. Кушнар, А. Г. Ласовский, В. А. Макаров, Л. Н. Мозылев, Л. Н. Орлов, К. Д. Помазков,

Г. С. Поршняков, М. М. Пуркин, В. М. Рожанец, Ш. Ш. Сабдюшев, Л. И. Турбин, Ю. Н. Хмелев, Е. В. Христов, Д. М. Шендерович, Г. А. Ярушевский и др. Геолого-съёмочные работы сопровождались широким комплексом палеонтолого-стратиграфических исследований (А. Д. Миклухо-Маклай, Б. В. Поярков, В. П. Скворцов, А. Я. Галицкая (Гладченко), Ф. Р. Бенш, О. И. Сергунькова, В. Я. Щукина, А. В. Попов, М. Б. Орловский).

На территории Киргизии фаунистически доказано присутствие турнейского, визейского и намюрского ярусов, причем каждый из них может быть подразделен на общепринятые для СССР подъярусы, а нижнетурнейский и верхневизейский подъярусы — на два местных биостратиграфических горизонта (табл. 9, вкладка). Сопоставление принятой биостратиграфической схемы с рабочими схемами Ташкентского совещания и со схемами стратиграфии одновозрастных отложений других регионов приведено в табл. 10.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В пределах этой области нижнекаменноугольные отложения выполняют ряд наложенных эпикаледонских прогибов. Из них одновозрастные образования периферических прогибов тесно связаны с нижнекаменноугольными осадками Срединного Тянь-Шаня, вследствие чего они и рассматриваются совместно с последними.

Чуйский и Восточнокиргизский эпикаледонские прогибы. Нижнекаменноугольные отложения широко развиты в Киргизском хребте, где они представлены двумя комплексами: нижний, существенно терригенный, тесно связан с верхнедевонскими образованиями, а верхний, вулканогенно-карбонатно-терригенный — отвечает визейскому и намюрскому ярусам.

В Восточно-Киргизском прогибе на красноцветных терригенных образованиях верхнего девона согласно залегают сероцветные конгломераты, песчаники и алевролиты. Эта толща, вероятно, соответствует турнейскому ярусу. В 1964 г. В. А. Иордан и В. А. Макаров установили, что в среднем течении р. Комарчек на красноцветах верхнего девона согласно залегают:

- | | |
|---|-----------|
| 1. Серовато-розовые конгломераты, аркозовые песчаники с прослоями алевролитов и известняков с <i>Bisphaera elegans</i> Viss., <i>Cribrosphaeroides</i> sp., <i>Baituganella</i> sp. и др. | 270—450 м |
| 2. Светло-серые, зеленовато-розоватые аркозовые песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов и алевролитов | 750—800 „ |
| 3. Розовые аркозовые песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов | 250—300 „ |
| 4. Розовато-серые аркозовые песчаники и конгломераты с прослоями алевролитов с <i>Lepidodendron</i> sp., <i>Lycopsidea</i> | 500 „ |
| 5. Серые полимиктовые песчаники с прослоями конгломератов, аркозовых гравелитов и алевролитов с <i>Lepidodendron</i> sp., <i>Lycopsidea</i> | 200—250 „ |

Эта сероцветная толща прослеживается и к западу, где в верховьях р. Аксу на красноцветах верхнего девона согласно залегают двухсотметровая толща зеленых, зеленовато-серых песчаников и мелкогалечных конгломератов, постепенно сменяющихся красными, малиновыми алевролитами и песчаниками (100 м). На них согласно ложатся известняково-вулканогенные образования визе. Аналогичные сероцветы отмечаются и в северной полосе. Так, в низовьях р. Аксу, в бассейне ее правого притока Джилдысу, в 1965 г. В. Г. Грищенко наблюдал, что на красноцветах верхнего девона, сопоставляемых с талдыбулакской свитой, с резким и отчетливым контактом залегают серые полимиктовые конгломераты (700 м), содержащие гальку девонских эффузивов. Выше эти конгломе-

раты постепенно переходят в толщу серых, серо-бурых, серо-зеленых конгломератов, песчаников, алевролитов и гравелитов (700 м).

Однако, сероцветы развиты не повсеместно. Они отсутствуют в бассейне р. Кегеты, где красноцветные песчаники и гравелиты тылдыбулакской свиты постепенно, через переслаивание, сменяются известняково-туфогенной толщей минтекинской свиты визе. Сероцветная толща отсутствует также и на левобережье р. Аксу, в бассейн р. Минтыкума, где красноцветы талдыбулакской свиты согласно, но с весьма резким контактом перекрываются карбонатно-вулканогенной толщей, относимой к минтекинской свите визе. Можно предполагать, что если в бассейне р. Кегеты сероцветная толща фациально замещается красноцветами, то в бассейне р. Минтыкум она выпадает из разреза. Остатки фауны и флоры в рассматриваемых отложениях весьма редки. Пока есть лишь одна находка фораминифер в среднем течении р. Комарчек, которая указывает на позднедевонский — турнейский возраст вмещающих пород. Однако, если учесть, что сероцветы согласно перекрываются нижневизейскими образованиями и согласно с постепенными переходами залегают на верхнедевонских отложениях с фаменскими фораминиферами [*Septatourayella* (*Eoseptatourayella* sp.)], то турнейский возраст рассматриваемых отложений наиболее вероятен.

Визейские и намюрские отложения резко отличаются от нижележащих пород присутствием известняков, часто переполненных остатками фауны, и наличием вулканогенных образований. Наиболее полный разрез визейского яруса был описан в 1951 г. В. И. Кнауфом в бассейне р. Кегеты (см. табл. 9). Чередование серо-зеленых песчаников, туфов, известняков, красноцветных песчаников и алевролитов характерно для визе всей южной полосы. Необходимо только отметить, что известняки залегают в виде отдельных линз и невыдержанных прослоев. Поэтому несмотря на многочисленные остатки фауны, эти отложения с трудом поддаются расчленению. В районе г. Чагасхан-Чакусы в 1964 г. В. А. Иордан и В. А. Макаров установили следующие подразделения, залегающие согласно на турнейских (?) песчаниках:

- | | |
|--|-----------|
| 1. Пестроокрашенные туфопесчаники, алевролиты, в основании порфириты | 250—270 м |
| 2. Серые органогенные известняки («мшанковый горизонт») с <i>Fenestella</i> cf. <i>longa</i> Nehk., <i>Polypora</i> cf. <i>varsoviensis</i> Prout, <i>P.</i> aff. <i>astaschensis</i> Nikif., <i>Archaeodiscus pauxilis</i> Schl., <i>Propermodiscus krestovnikovii</i> Rauser, <i>Globoendothyra</i> cf. <i>globula</i> Eichw., <i>Endothyra pozneri</i> Gan. | 100—200 м |
| 3. Фиолетовые алевролиты, песчаники, кремнистые сланцы | 10—50 „ |
| 4. Серые известняки с прослоями алевролитов («коралловый горизонт») с <i>Gigantoproductus</i> cf. <i>edelburgensis</i> Phill., <i>G. superior</i> Jan., <i>Pseudoendothyra pseudochomatica</i> V d o v., <i>Fenestella</i> ex gr. <i>donaica</i> Leb. | 95—110 „ |

К западу, в верховьях рр. Аксу и Карабалты, разрез визейского яруса имеет тот же характер, но несколько меньшую мощность (100—350 м). В низовьях этих рек к визе условно относится известняково-вулканогенная толща. Характер и мощность разреза примерно те же, что и в Южной полосе. Однако в известняках присутствуют только синезеленые водоросли, свойственные мелководным отложениям.

Отложения намюрского яруса по составу пород весьма напоминают визейские образования. В бассейне р. Кегеты они известны под названием кегетинской свиты. Эта свита сравнительно широко развита в восточной части Киргизского хребта. В районе горы Чагасхан-Чакусы (Боомское ущелье) в 1964 г. В. А. Иордан, В. А. Макаров и Б. В. Поярков установили, что на известняках верхнего визе согласно залегают:

Сопоставление стратиграфических схем

Принятая стратиграфическая схема (Поярков, 1960; Поярков, Скворцов, 1965)					Средняя		
					Рабочая региональная стратиграфическая схема Средней Азии, (Сергунькова и др., 1959)		
Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Местный горизонт	Ярус	Подъярус	Местный горизонт
Каменноугольная	Нижний	Намюрский	Верхний	—	Намюрский	верхний	—
			Нижний	—		нижний	—
		Визейский	Верхний	Эчкиликтаусский	Визейский	верхний	Кельтамашатский
				Гавасайский		средний	Машатский Аксуйский Ительгуинский
			Средний	Нанайский	нижний	Кибрайский Кши-каиндинский Ирсуйский	
		Нижний	Ташлакский	Турнейский	верхний	Саргардонский	
	Верхний	Бадамский	Талдыбулакский Коксуйский				
	Турнейский	Нижний	Каскасуйский	Турнейский	нижний	Темирбастаусский	
			Балдыбрекский			Майликентский	
	Верхний	Фаменский	Верхний	Коктерекский		Коктерекский	

Таблица 10

нижнего отдела каменноугольной системы

Азия			Русская платформа, Унифицированная схема, 1965		Донбасс (Айзенберг и др., 1963)	Динантский бассейн (Кони и Лис, 1964)
Ярус	Под- ярус	Местный горизонт	Над- гори- зонт	Местный горизонт	Местные зоны	Зоны
—	—	?	—	Краснополянинский	C ₁ pe ₁	C ₁ n
Намюрский	верхний	Зангинский	—	Протвинский	C ₁ pd C ₁ pa ₂	
	нижний		Серпу- ховский	Стешевский Тарусский	C ₁ pa ₁ C ₁ vg ₂	C ₁ v ₃ c C ₁ v ₃ b
Визейский	вер- хний	Тешикский	Окский	Веневский Михайловский Алексинский	C ₁ vg ₁ C ₁ vf	C ₁ v ₃ a
	сред- ний	Ительгуинский				Яснополянин- ский
	нижний	Каракиинский	Бобриковский	C ₁ vd C ₁ vc	C ₁ v ₂ b C ₁ v ₂ a	
		Джапрыкский				Малинов- ский
Турнейский	верхний	Акчеташский	Чернышен- ский	Кизеловский Черепетский	C ₁ td C ₁ tc	C ₁ t ₃ C ₁ t ₂ c C ₁ t ₂ b
		Катунарыкский				
	нижний	Сонкульский	Малеевский	C ₁ ta ₂		
				Заволжский	C ₁ ta ₁	C ₁ t ₁
Фаменский	верхний	—		Лебедянский	D ₃ fm	D ₃ fm

- | | |
|---|-----------|
| 1. Красноцветные песчаники и алевролиты | 10—40 м |
| 2. Серые и черные органогенные известняки («брахиоподовый горизонт») с <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>Spiroplectamina? exotica</i> Vdov., <i>Sp.? minima</i> Vdov., <i>Propermodiscus stilus</i> Grozd. et Leb. | 7 " |
| 3. Пестроокрашенные алевролиты, песчаники, туфогравелиты | 265—290 " |

В западной части южной полосы морские отложения намюрского яруса, вероятно, отсутствуют. Возможно, им соответствует толща зеленых, зеленовато-серых кремнистых сланцев, тонкозернистых песчаников, алевролитов, туфов и туфо-песчаников, развитая в верховьях р. Аксу. В северной полосе, в Чуйском прогибе, одновозрастные образования известны лишь в районе Каракистака, где на красноцветных песчаниках и конгломератах сарыбулакской свиты визе залегают известковистые песчаники и известняки с *Gigantoproductus protoensis* Sar., *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow., *Globivalvulina* ex gr. *moderata* Reith. и др. (80 м).

В бассейне р. Шамси в 1951 г. В. И. Кнауф установил, что рассмотренные отложения визе и намюра фациально замещаются озерно-дельтовыми сероцветными образованиями (1000 м) с остатками флоры. Подобный разрез, но несколько меньшей мощности (250—750 м), характерен и для большей части Кочкорской впадины, за исключением ее восточной части (горы Ырымлы-Мазар и Уч-Кудук). В последнем районе, по данным К. Д. Помазкова, развита терригенно-карбонатная толща (50—400 м), в известняках которой найдены визе-намюрские фораминиферы.

В Кендыктаском эпикаледонском прогибе развиты континентальные терригенно-эффузивные образования, мощность и полнота разреза которых подвержена значительным колебаниям даже на небольших расстояниях.

Текесский и Тюпский эпикаледонские прогибы. Текесский эпикаледонский прогиб располагается в основном севернее территории Киргизии, а на рассматриваемую площадь заходит лишь его южная окраина. Для этого прогиба характерно наличие в нижней части разреза (C_{1t} — C_{1v2}) континентальной толщи с остатками флоры и развитие в верхах (C_{1v3} — п) терригенно-карбонатных отложений с морской фауной. В Тюпском прогибе разрез меняется: нижняя толща выпадает из разреза, а верхняя фациально замещается красноцветными песчаниками, конгломератами, алевролитами (см. табл. 9). Иногда в Центральной части Тюпского прогиба (район р. Курменты) среди красноцветов встречаются пачки морских известняков.

Чаткальская зона Срединного Тянь-Шаня и Чаткало-Кураминская складчатая область

Нижнекаменноугольные отложения распространены весьма широко и представлены главным образом известняками. Наибольшие площади они занимают в Чаткальской зоне, где отмечается три крупных поля их развития: в Пскемском хребте, на юго-западном окончании Сандалашского хребта и в северо-восточной части Чаткальского хребта. В Чаткало-Кураминской области, как правило, не наблюдается такого площадного распространения нижнекаменноугольных отложений известняков. Там они венчают вершины отдельных гор (Акташ, Мустик и др.) или залегают в виде вытянутых блоков среди верхнедевонских пород.

Нижняя граница каменноугольной системы весьма четкая. Она проводится в основании темно-серых или серых доломитистых известняков и известковых доломитов, которые со стратиграфическим перерывом ложатся на разные горизонты темных глинисто-органогенных известняков фаменского яруса (Поярков, 1963, 1966б). Граница нижнего отдела

со средним точно не установлена, так как фаунистически охарактеризованные башкирские отложения в рассматриваемом районе отсутствуют, а визейские и намюрские (?) известняки с резким угловым несогласием перекрываются эффузивами минбулакской свиты среднего карбона. Последние ранее Л. И. Турбиным относились к коксарекской свите ($C_{1n} - C_{2b}$).

Турнейский ярус в горах Акташ Б. В. Поярковым (1960а) подразделяется на три горизонта. Для нижнего, балдыбрекского, весьма характерны микрослоистые известняки и доломиты. Встречаются также прослой и линзы известняково-доломитовых осадочных брекчий. Остатки фауны встречаются редко и представлены исключительно фораминиферами. Средний, каскасуйский, слоится светло-серыми массивными или слоистыми известняками, в которых часты фораминиферы и изредка встречаются брахиоподы. Верхний, бадамский, горизонт представлен серыми и темно-серыми известняками с желваками бурых и черных кремней и остатками фораминифер, брахиопод и ругоз. Если подобное строение разреза выдерживается почти по всей рассматриваемой территории, то мощности испытывают значительные колебания. Наименьшую мощность турнейского яруса (70—100 м) зафиксировал Л. И. Турбин в южной части Чаткальского хребта, в истоках р. Тегерек. К северу и югу мощность увеличивается: на северо-восточном склоне Чаткальского хребта она, по данным Л. И. Турбина, 1000—1200 м, в горах Акташ, Чонкул — 550—600 м, в горах Бозбутау доходит до 950 м; а в Пскемском хребте — до 700 м.

В рассматриваемом районе граница между турнейским и визейским ярусами хорошо устанавливается фаунистически. Она проходит в однородной толще известняков с кремнями. Единственным диагностическим признаком служит появление на этом рубеже прослоев мшанково-криноидных известняков.

Наиболее полный и хорошо изученный опорный разрез визейского яруса располагается в горах Акташ (верховья рр. Сумсар и Коксарек). Он представлен темно-серыми, серыми, светло-серыми иногда криноидными известняками. В нижней и верхней частях разреза встречаются пачки известняков с желваками, линзами и тонкими прослоями черных кремней. Эти отложения Б. В. Поярков, В. П. Скворцов (1965) разделили на четыре горизонта (см. табл. 10). В горах Бозбутау сохраняется тот же характер известнякового разреза, хотя известняки здесь сильно изменены.

Своеобразный разрез визейских отложений наблюдается на северо-восточном склоне Чаткальского хребта, где в истоках р. Чаткал визейский ярус, как установил в 1963 г. И. В. Воробьев, слоится светло-серыми массивными и слоистыми известняками. Последние к западу замещаются кремнисто-известняковой толщей, состоящей из частого чередования кремнистых сланцев (70—80%) и известняков. Южнее, на северном склоне Чаткальского хребта, по данным Л. И. Турбина, подобная кремнисто-карбонатная толща слагает нижнюю половину разреза, переходя вверх в известняки. Находки в нижней части разреза *Dictyoclostus deruplus* Rom., *Planoarchaediscus spirillinoides* Rauser и др., а в верхней — *Gigantoproductus giganteus* Mart., *Chonetipustula ferganensis* Jan., *Asteroarchaediscus ovoides* Rauser, *Eostaffella mosquensis* Viss. и др. указывают на присутствие визейского яруса в полном объеме.

Наибольшая мощность последнего наблюдается в горах Акташ (1200 м) и на северо-восточном склоне Чаткальского хребта (1500 м). Севернее, на правобережье р. Чаткал, она уменьшается до 600 м, в горах

Возбутау до 750—800 м. Минимальные мощности (около 150 м) наблюдаются в осевой части Чаткальского хребта.

Фаунистически доказанные отложения намюрского яруса установлены лишь в двух пунктах. В горах Эчкиликтау к намюру относятся светло-серые массивные известняки (130 м), неразрывно связанные с визейскими образованиями, а в северо-восточной части Чаткальского хребта пятисотметровая толща серых и темно-серых слоистых известняков. На остальной части рассматриваемой территории, как уже отмечал Н. М. Синицын в 1954 г., отложений с заведомо намюрской фауной не известно.

В заключении необходимо остановиться на возрасте терригенно-карбонатных толщ горы Кувааялы по р. Герхона.

В верхней части толщи, сложенной тонкослоистыми темно-серыми полосчатыми алевритистыми известняками и известняковыми алевролитами с линзами массивных серых известняков (800 м) в 1964 г. В. Ф. Храмковым был найден визейский *Spirifer duplicicostus* Phill. В бассейнах Доулгасая, Юшасая, Акмашатсая выше этих отложений залегают темно-серые и черные известковистые алевролиты, алевритистые сланцеватые известняки, углисто-известковистые сланцы с прослоями криноидных известняков (800—1000 м). Последние, по данным В. Ф. Храмкова, содержат верхнетурнейские (?) *Marginifera* (?) aff. *vaughani* M.-W. и верхневизейские *Gigantoproductus* cf. *superbus* Sar., *Striatifera striata* Fisch., *Nikiforovella* cf. *mukhini* Nikif., *Earlandia elegans* Rauser et Reitl., *Endothyra* sp.

Восточная часть Срединного Тянь-Шаня и прилегающие прогибы Северного Тянь-Шаня

В этом районе нижнекаменноугольные отложения распространены весьма широко. Однако в настоящее время поля их развития расчленены молодыми образованиями Нарынской депрессии на две широтно вытянутые полосы. Северная охватывает хребты Кокийримтау, Акшийряк, Акчеташ, район Присонкулья, хр. Нура. Кроме того, к ней отнесены выходы нижнего карбона, развитые вдоль южного склона хр. Терскей-Алатау (Кавакская зона, Сонкульский и Балыктинский эпикаледонские прогибы). Южная полоса включает нижнекаменноугольные отложения хребтов Джаман-Даван, Каратау, Нарынтау, Байбичетау, располагаясь на территории Кавакской и Джамандаванской зон.

Кавакская зона. Нижняя граница каменноугольной системы проведена повсеместно в основании серых слоистых доломитов и доломитовых известняков, которые согласно (хр. Кокийрим) или с размывом и осадочными брекчиями в основании (хр. Акчеташ) залегают на темно-серых глинистых известняках коктерекского горизонта (Поярков, 1966).

В рассматриваемой зоне турнейский ярус повсеместно разделяется на три части. Нижняя — темно-серые доломиты и известняки, часто микрослоистые с прослоями и линзами осадочных известняковых брекчий. Эти отложения отвечают верхней половине сонкульской свиты и соответствуют нижнему турне. Остатки организмов в них очень редки. Иногда встречаются *Camarotoechia panderi* Sem. et Moell., *Caninia cylindrica* Scoul. mut. β, *Bisphaera malevkensis* Bir. (Галицкая, 1960; Щукина, 1962). Мощность этой известняково-доломитовой части, по данным А. Я. Галицкой, В. П. Скворцова, Н. Л. Халтурина, от 450 м в хр. Кокийрим, по р. Ирису (хр. Молдотау), на северном склоне хр. Акчеташ до 300—320 м на южном склоне хр. Акчеташ; в Бобексае (хр. Молдотау) она сокращается до 160 м, а в хр. Акшийряк колеблется от 150 до 350 м.

Средняя часть турне представлена серыми, светло-серыми, массивными или слоистыми известняками (200—300 м). Они известны под названием нижних криноидных известняков (Смирнов, 1940), свиты C_1^{1b} (Королев, 1955), или катунарыкской свиты (Галицкая, 1960). Эти отложения А. Я. Галицкой повсеместно относились к нижней части верхнего турне. Однако, скорее всего, светло-серые известняки занимают промежуточное положение между нижним и верхним подъярусами турне. Местами они полностью опускаются в нижнее турне, фациально замещая верхи сонкульской свиты (хр. Кокийрим), местами (хр. Молдотау, р. Ирису) поднимаются в верхнетурнейский подъярус и в них встречены *Endothyra latispiralis* Lip. В хр. Акчеташ низы катунарыкской свиты содержат нижнетурнейских фораминифер, а в верхней части найден *Spirifer desinuatatus* Lis., свойственный началу позднего турне и позднетурнейские фораминиферы.

Выше повсеместно располагается толща известняков с кремнями, известная под названием свиты C_1^{1c} (Королев, 1955), или акчеташской свиты (Галицкая, 1960). Детальные работы в 1966 г. Н. Л. Халтурина и В. Ф. Климова в хр. Акчеташ установили, что известняки с кремнями акчеташской свиты могут быть разделены на две пачки. С границей между последними почти точно совпадает появление визейских элементов в составе фораминифер. По данным этих исследователей, нижняя пачка, относящаяся к турнейскому ярусу, слагается темно-серыми слоистыми известняками с желваками черных кремней. Верхняя, принадлежащая уже визе, представлена темно-серыми слоистыми известняками с желваками и прослоями серых и бурых кремней.

Турнейские известняки с кремнями прослеживаются повсеместно в Кавакской зоне и содержат редкие *Spirifer tornacensis* Kop., *Sp. desinuatatus* Lis., *Endothyra inflata* Lip., *E. latispiralis* Lip., *E. kosvensis* Lip. и др. Только в хребтах Акшийряк и Молдотау (Бобексай) верхнетурнейские известняки лишены кремней. Максимальная мощность верхнего турне наблюдается в хр. Кокийрим (600 м), минимальная, по данным В. П. Скворцова, в хр. Молдотау (210—270 м). В изменении мощностей всего турнейского яруса наблюдается следующая закономерность, отмеченная еще А. Д. Смирновым (1940) и В. Г. Королевым (1955). Наибольшие мощности турне, около 1200 м, приурочены к центру Акчеташского синклиория (р. Каратал), а также к хр. Кокийримтау. Между ними наблюдается полоса пород несколько сокращенной мощности: 700—800 м в хребтах Молдотау (Бобексай) и Акшийряк. К северу от центральной части Акчеташского синклиория на Бауралабасском поднятии мощность турне всего 500 м (Смирнов, 1940, Королев, 1955).

Визейский ярус четко разделяется на три подъяруса, которые могут быть прослежены на всей рассматриваемой территории.

Нижний подъярус в Южном Присонкулье слагается тремя характерными пачками: нижняя — темно-серые известняки с прослоями серых и бурых кремней; средняя — криноидно-мшанковые или брахиоподовые светло-серые массивные известняки; верхняя — глинистые известняки и алевролиты с аммоноидеями. Нижнюю пачку В. Г. Королев (1955) относил к верхам свиты C_1^{1c} , среднюю — выделял как свиту C_1^{1-2d} ; А. Я. Галицкая (1960) обе эти пачки относил к верхней части акчеташской свиты. Верхняя пачка всеми исследователями относилась к джапрыкскому горизонту. Последний развит, главным образом, в Южном Присонкулье и хр. Акчеташ, в то время как нижние пачки распространены почти повсеместно. Мощность нижневизейских отложений колеблется от 470—500 м в хр. Акчеташ до 620—870 м в хр. Молдотау (данные В. П. Скворцова), в хр. Кокийрим она составляет, согласно наблюдениям А. Я. Галицкой, всего 400—420 м.

Среднее визе представлено в Южном Присонкулье, хребты Акчеташ и Нура исключительно терригенными отложениями. Наиболее полный разрез их описан В. Г. Королевым (1955) по р. Джапрык. Эти отложения А. Я. Галицкая (1960) выделила в каракиинскую свиту, отнеся ее, как и джапрыкский горизонт, к нижневизейскому подъярису. Находки аммоноидей *Beyrichoceras*, сделанные М. С. Швецовым и повторенные М. Б. Орловским и В. П. Скворцовым (Попов, 1965), указывают на принадлежность каракиинской свиты к среднему визе. К югу от р. Джапрык состав свиты меняется: песчаники постепенно замещаются алевролитами и глинистыми сланцами, а аркозовые конгломераты — обломочными известняками и известняковыми конгломератами. Последние слагаются обломками разнообразных известняков и кремней нижнего визе. Каракиинская свита, по данным В. Г. Королева (1955), наибольшую мощность имеет в бассейне р. Джапрык (1100—1000 м), к югу, в хр. Акчеташ она сокращается вдвое (до 500 м) в основном за счет редуцирования верхней части свиты (выше конгломератовой пачки). В хр. Молдотау (р. Ирису) мощность каракиинской свиты сокращается до 300 м. В районе же Бобексай терригенные породы полностью замещаются известняками (850 м).

Несколько отличный разрез наблюдала в 1958 г. А. Я. Галицкая в хр. Кокийрим, где три четверти (700—800 м) его слагается зеленовато-серыми мергелистыми известняками с прослоями и линзами гипсов, мощность которых увеличивается с востока на запад. Верхи разреза среднего визе слагаются серыми и черными известняками (см. табл. 9). В хр. Акшийряк нижнее и среднее визе представлено тонкослоистыми, часто песчанистыми известняками с кремнями мощностью около 700 м. В породах встречаются редкие *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Spirifer* ex gr. *cinctus* Key s., *Caninia* ex gr. *spumosa* Gorsky.

Верхневизейские отложения по сравнению с нижележащими распределены более локально. Они известны только в центральной и северной частях Акчеташского синклиория, а также в хр. Кокийрим. В хребтах Акчеташ, южный склон, Акшийряк, Нура и в ряде мест хр. Молдотау (Бобексай) верхневизейские породы отсутствуют.

Среди верхневизейских отложений выделяется два типа разреза: западный — карбонатный и восточный — терригенно-карбонатный. Последний развит в Южном Присонкулье, где низы разреза сложены известняками ительгуинской свиты, с размывом залегающими на каракиинской свите. Необходимо подчеркнуть, что граница между средним и верхним визе является наиболее заметным рубежом в визейском ярусе. Выше залегают тешикская свита, сложенная черными алевролитами и известняками. Верхи верхнего визе, по данным В. П. Скворцова, представлены песчаниками, алевролитами, известняками нижней подсвиты зангинской свиты. В верхах последней залегают пласт белых массивных органогенно-обломочных известняков, содержащих фауну намюрского яруса. А. Я. Галицкая (1960) всю эту толщу относил к нижнему подъярису намюра. К западу, в хр. Молдотау, происходит замещение терригенных пород карбонатными.

Намюрский ярус развит в рассматриваемой части Кавакской зоны локально. Достоверно намюрские отложения известны в бассейне р. Каратал, в хребтах Молдотау (р. Ирису) и Кокийримтау.

В мульдовой части Тешикской синклинали залегают пласт светлых массивных органогенных известняков (10 м), содержащих ранне-намюрский комплекс брахиопод и фораминифер. В остальных местах развития намюрский ярус слагается темно-серыми и черными тонкослоистыми известняками (см. табл. 11). В нижней части этих известняков содержатся нижненамюрские *Eostaffella protvae* Rauser, *Neoarchae-*

discus regularis Sul., *Monotaxinoides transitorius* Brazh n. et Jar. и др. Выше в этих известняках появляются позднеямюрские *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Eost. pseudostruvei* Rauser et Bel. и др. Мощность намюрского яруса обычно около 100 м. Только в бассейне р. Каратал мощность черных известняков увеличивается до 400 м.

Сонкульский эпикаледонский прогиб. К северу от Кавакской зоны характер отложений нижнего карбона резко меняется: по всему разрезу преобладают песчаники, глинистые сланцы, известняки же встречаются, как правило, лишь в виде прослоев и линз. Резкая фациальная изменчивость, значительное колебание мощности, появление поверхностей размывов, сопровождающиеся локальным выпадением отдельных частей разреза, все это указывает на прибрежные условия осадконакопления. Эти «переходные разрезы» принадлежат уже Сонкульскому эпикаледонскому прогибу, расположенному вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. Скудность фаунистических остатков в сильной степени затрудняет выяснение стратиграфии, вследствие чего до сих пор возраст многих толщ остается спорным. Однако редкие находки фауны все же позволяют установить присутствие здесь всех трех ярусов нижнего карбона. Наиболее полные разрезы наблюдаются по рекам Кенсу и Чеманды. В последнем районе нижнетурнейские известняки согласно залегают на верхнефаменских. Такие же взаимоотношения были отмечены В. Г. Королевым (1955) восточнее, в хр. Акташ.

Турнейский ярус в Сонкульском прогибе представлен, как правило, песчаниками, глинистыми сланцами, известняками. Последние обычно приурочены к низам разреза. Местами известняки начинают преобладать (хр. Акташ) и тогда разрез турне весьма напоминает таковой Кавакской зоны.

Визейские отложения тесно связаны с турнейскими, нередко образуя единую толщу верхнего турне — нижнего визе. Вышележащие визейские и намюрские отложения представлены единой сероцветной толщей гравелитов, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев (чемандинская свита). В Актайлякском районе эти образования в значительной степени замещаются известняками.

Мощность нижнекаменноугольных пород в Сонкульском прогибе меняется от 1000 до 2300 м. Границы ярусов проходят в литологически однородных толщах, почти лишенных фаунистических остатков.

Балыктинский эпикаледонский прогиб. Там развиты красноцветные образования «северного типа», для которых характерно, помимо появления красноцветных пород и гипсов, выпадение осадков турне и нижнего визе.

Визейские отложения залегают с резким несогласием на каледонском фундаменте и обычно имеют двучленное строение. В основании залегают темно-красные кремнистые сланцы и известняки (северный склон хр. Молдотау) или известково-глинистые сланцы и алевролиты с мшанками *Fenestella serratula* Ulr., *F. rudis* Ulr., *Polypora* cf. *maccoyana* Ulr. (северный склон хр. Акташ; данные В. Н. Криволицкой). Мощность их невелика — первые десятки метров. Верхнее визе представлено красноцветными аркозовыми песчаниками, на которых залегают серые и черные известняки (горизонт Бейшены). Эти известняки содержат фауну верхов визе *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *G. giganteus* Mart., *Asteroarchaediscus bashkiricus* Krest. et Teod. Рассматриваемые отложения были выделены в дунгруминскую свиту и отнесены к верхнему визе — нижнему намюру. Мощность верхнего визе обычно 120—170 м, иногда увеличивается до 400—500 м.

Намюрский ярус на северном склоне хр. Акташ начинается красными аркозовыми песчаниками и алевролитами (57 м), залегающими

согласно на известняках верхнего визе. Выше песчаников залегает пачка известняков с прослоями алевролитов (20 м). Эти отложения, содержащие *Spirifer bisulcatus* Sow., выделены в джаманичкинскую свиту. В горах Кавактау, на северном склоне хр. Молдотау, на верхневизейских известняках с размывом залегают красно-бурые конгломераты и песчаники (250—300 м), кверху постепенно переходящие в темно-красные косослоистые гравелиты и песчаники (500 м). Разрез венчается пестроцветными записованными алевролитами, песчаниками с прослоями известняков с *Gigantoproductus rectestrius* Gröb., *G. edelburgensis* Phill., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow. Эти образования известны под названием карачаулинской свиты. Намюрские образования покрываются терригенными отложениями башкирского яруса.

Весьма своеобразные разрезы наблюдаются в самой восточной части Сонкульского и Балыктинского прогибов, где последние сливаются в узкую приразломную депрессию, протягивающуюся вдоль структурной линии Тянь-Шаня. На правом борту р. Арчалы, в центре прогиба, на каледонских гранитах залегают:

C _{1t2} —C _{1v1}	1. Древние брекчи обвалов, сменяющиеся кверху конгломератами со <i>Spirifer tornacensis</i> Kon., <i>Paleochoristites catalicus</i> Dik., <i>Dzhaprakoceras</i> cf. <i>tianschanicum</i> Libr.	50 м
C _{1v2}	2. Буровато- и зеленовато-серые полимиктовые конгломераты и песчаники	30 „
	3. Серые аркозовые песчаники и черные алевролитовые сланцы с <i>Dictyoclostus deruptus</i> Rom., <i>Spirifer</i> cf. <i>plenus</i> Hall, <i>Sp. gremisi</i> Hall, <i>Retiporina</i> cf. <i>turcestanica</i> Nikif., <i>Sulcoretepora</i> cf. <i>dichotoma</i> Nikif.	150—270 „
C _{1v3}	4. Красно-бурые алевролиты с линзами конгломератов, гравелитов, желваковых известняков	75—85 „
	5. Крупногалечные до валунных конгломераты	10—45 „
	6. Красно-бурые алевролиты с прослоями желваковых известняков со <i>Striatifera angusta</i> Jan., <i>Gigantoproductus latissimus</i> Sow.	35—125 „
C _{1п}	7. Известняки, конгломераты и песчаники (в основании) с <i>Gigantoproductus edelburgensis</i> Phill., <i>Striatifera magna</i> Jan., <i>Eostaffella</i> cf. <i>protvae</i> Raus.	60—125 „

Выше залегают отложения башкирского яруса. В северном направлении, к периферии прогиба, выпадают сначала верхнетурнейские и нижневизейские образования, затем среднее визе: верхневизейские песчаники и конгломераты ложатся прямо на каледонские граниты. Подобное залегание верхневизейских красноцветов на каледонском фундаменте отмечал и К. Д. Помазков по р. Орто-куганды, к северо-западу от оз. Сонкель. Эти данные показывают, что максимальная трансгрессия по южной окраине северо-тяньшаньской суши приурочена к позднему визе.

Турукский эпикаледонский прогиб. В восточной части Киргизии, на южном склоне хр. Терскейалатау, вдоль важнейшей структурной линии Тянь-Шаня располагается Турукский эпикаледонский прогиб. Нижнекаменноугольные отложения этого прогиба несколько напоминают только что рассмотренные образования Сонкульского и Балыктинского.

Наиболее полный разрез описан в 1960 г. Д. М. Шендеровичем и В. А. Макаровым в западной части прогиба, на горе Борду (см. табл. 9). Там установлено присутствие всех ярусов нижнего карбона, за исключением низов турне. Такое строение визейского яруса сохраняется и в верховьях р. Турук. Только мощность, по наблюдениям В. И. Кнауфа в 1955 г., увеличивается здесь вдвое: нижнего и среднего визе до 1700 м, верхнего — до 600—700 м. Весьма характерно, что как по северной периферии прогиба, так и по южной, при переходе из депрессии на смежные поднятия из разреза выпадают нижнее и среднее визе, а верхнее трансгрессивно налегает на породы нижнего палеозоя.

Джамандаванская зона и южная часть Кавакской зоны. Южная по- лоса нижнекаменноугольных отложений, охватывающая хребты Джа- мандаван, Байбичетау, Нарынтау, изучена хуже северной.

Нижняя граница каменноугольной системы наблюдается в рассмат- риваемом районе только в одном месте — на южном склоне гор. Каратау (урочище Сарыджан), где темно-серые слоистые, часто микрослоистые нижнетурнейские известняки согласно залегают на темно-серых глини- стых известняках фамена (данные П. И. Петрикина). В остальных мес- тах турнейские известняки граничат с подстилающими по разломам. Нижний карбон этой территории расчленяется на пять стратиграфиче- ских подразделений (нижнее турне, верхнее турне — нижнее визе, ниж- нее — среднее визе, верхнее визе и намюр), которые более или менее уверенно прослеживаются во всех районах.

Нижнее турне, кроме хр. Джамандаван, развито повсеместно. Оно представлено темно-серыми, слоистыми, толстослоистыми часто микро- полосчатыми известняками мощностью 100—200 м и только в хр. Нарын- тау мощность их, по наблюдениям Ю. В. Жукова в 1960 г., увеличивается до 400 м. Остатки фауны в этих известняках очень редки. Лишь в хр. Каратау был найден *Endophyllum* aff. *caninoides* G o r s k y.

Отложения верхнего турне вместе с нижней половиной нижнего визе составляют литологически единую толщу. В хр. Каратау и Байбичетау она слагается серыми и темно-серыми слоистыми, тонкослоистыми известняками с желваками и линзами кремней и *Paleochoristites çatka- licus* D i k., *Spirifer grimesi* H a l l, *Chonetes dalmaniana* K o n., *Endo- thyra* cf. *costifera* L i p. Мощность этих отложений в хр. Каратау около 400 м, в хр. Байбичетау 600—800 м. К востоку (хр. Нарынтау) и западу (хр. Джамандаван) известняки с кремнями замещаются известняками с прослоями и линзами гипсов, глинистых сланцев, известняковых кон- гломератов. Мощность их в хр. Нарынтау около 1000 м, видимая мощ- ность в хр. Джамандаван 100—400 м.

Отложения верхней части нижнего и среднего визе characterи- зуются наиболее изменчивым разрезом. В хр. Байбичетау образования этого возраста представлены серыми слоистыми известняками изменчи- вой мощности (500—2000 м). В них найдены *Spirifer* cf. *plenus* H a l l, *Sp.* cf. *grimesi* H a l l., *Endothyra excelsa* G a n., *E.* cf. *explicata* G a n.

К западу, в хр. Джамандаван, нижняя часть известняков замеща- ется переслаиванием черных доломитовых известняков с темно-бурыми кремнями. Общая мощность отложений S_{IV1-2} достигает, по А. А. Луйку, 1000 м. В осевой части и на северном склоне хр. Каратау залегают розо- во-желтовато-серые доломиты (800 м) с *Tetrataxis* sp., которые П. И. Петрикиным условно относятся к нижнему и среднему визе. На юго-западном склоне Каратау нижнее — среднее визе представлено серыми толстослоистыми и слоистыми известняками с прослоями доло- митов (500—800 м) и остатками *Spirifer* cf. *plenus* H a l l, *Sp.* cf. *grimesi* H a l l, *Endothyra* cf. *explicata* G a n., *E. excelsa* G a n. Наиболее измен- чивы отложения нижнего — среднего визе в хр. Нарынтау. На южном склоне этого хребта О. И. Сергунькова (1950) установила широкое раз- витие известковистых сланцев и песчаников. В приводораздельной части и на северном склоне хребта известны одновозрастные глинистые изве- стняки с аммоноидеями. Местами (р. Чар) указанные терригенные и терригенно-карбонатные породы фациально замещаются слоистыми из- вестняками с кремнями.

Верхневизейские отложения известны повсюду, за исключением хр. Каратау, где они, по-видимому, не отлагались. В хр. Джамандаван верхнее визе представлено толщей известняков с пачками и прослоями сланцев, песчаников (800—1200 м). В хр. Байбичетау верхнее визе

широко развито лишь в его западной части, восточнее его выходы протягиваются узкой полоской вдоль южного подножия хребта. По исследованиям П. И. Петрикина и Е. И. Карповича в 1959 г., оно представлено светло-серыми и белыми мергелистыми известняками (400—1600 м) с *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *Ammodiscus* aff. *bushkensis* В г а з h., *Endothyra* aff. *tatianaе* Га п. Более высокая часть разреза верхнего визе наблюдается только в юго-западной части рассматриваемого хребта, где в тектоническом блоке залегают светло- и темно-серые слоистые известняки со *Striatifera angusta* Жа п. и др. Мощности их 250—300 м. В хр. Нарынтау верхнее визе представлено сплошь известняками.

Намюрский ярус развит локально: он известен лишь в хребтах Джамандаван и Нарынтау, где Я. А. Галицкой и О. И. Сергуньковой установлена последовательность пород, приведенная в табл. 9. В остальных местах южной полосы Нарынского сектора намюрский ярус неизвестен. Там на различные горизонты визейских известняков несогласно налегают средне- или верхнекаменноугольные отложения.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

Нижний карбон в Южном Тянь-Шане распространен так же широко, как и в Срединном, но существенно отличается составом слагающих пород: здесь почти не развиты карбонатно-терригенные отложения и отсутствуют гипсоносные образования, известняковые толщи, как правило, очень чистые (содержание нерастворимого остатка редко превышает первые проценты) и среди них преобладают органогенно-обломочные разности.

В Южном Тянь-Шане известняки в основном слагают отдельные участки, которые возвышаются в виде хребтов или отдельных гор. Многие исследователи рассматривают их как ископаемые рифы. Между полями развития известняков широко распространены кремнистые сланцы с прослоями и пачками известняков. Подобная кремнистая формация в Срединном и Северном Тянь-Шане неизвестна.

По характеру нижнекаменноугольных отложений и степени их изученности в Южном Тянь-Шане выделяются три части, охватывающие: первая — Кокшаальский хребет; вторая — Ферганский хребет и третья — Алайский хребет и восточную часть Туркестанского.

Кокшаальский хребет. Районы Кокшаальского хребта отделены от прогибов Срединного Тянь-Шаня поднятиями Сарыджазского срединного массива и Атбашинского блока, на большей части которых сейчас отсутствуют и вряд ли отлагались нижнекаменноугольные породы. В этом районе известны три фации нижнего карбона: известняковая, кремнистая и терригенная. При этом известняковые разрезы наиболее характерны для Джанджирской зоны, известняковые и кремнистые — для Аксайской, терригенные — для Кокшаальской, терригенные и кремнистые — для Майдантагской.

Нижнекаменноугольные известняки слагают карбонатные массивы хребтов Борколдой, Джанджирский, Уланский, Бозойский, Коккия, Сарыбелес, Туругарт, горок Ташелю и системы пика Данкова. Повсюду, за исключением хр. Сарыбелес, нижний карбон слагает верхнюю часть непрерывных известняковых разрезов от девона до башкирского яруса включительно. Девонская и каменноугольная система залегают согласно, переход между ними постепенный и лишь в Уланском хребте Е. В. Христов (1964) отмечает в основании турнейского яруса разрыв и небольшой пласт конгломератов.

В целом для низов турнейского яруса характерны микрослоистые известняки, для верхнего турне — разнообразные известняки с желваками и линзами кремней (Пуркин, Поярков, Рожанец, 1961; Христов, 1964). Визейский ярус слагается известняками преимущественно светлых тонов. Желваки кремней в них встречаются реже. Намюрский ярус в основном представлен черными и темно-серыми тонкослоистыми известняками, в которых часто наблюдаются желваки, линзы и даже прослойки кремней. Мощность турнейских известняков изменяется в пределах 750—1200 м, визейских — 800—1500 м, намюрских — 50—60 м.

Нижекаменноугольные отложения хр. Сарыбелес существенно отличаются от только что рассмотренных. На фаменских известняках согласно залегают следующие породы:

C_{1t}	1. Темно-серые оолитовые известняки с прослоями криноидных	60 м
$C_{1t_2-v_1-2}$	2. Светло-серые массивные известняки с <i>Plicatifera humerosa</i> Sow., <i>Paleochoristites catkalicus</i> Dik., <i>Endothyra</i> cf. <i>septima</i> Mal., <i>Tournayella regularis</i> Mal.	155 „
C_{1v_3}	3. Известняковые конгломераты, переходящие вверх по разрезу в массивные оолитовые известняки, с <i>Davisiella</i> aff. <i>comoides</i> Sow., <i>Spirifer attenuatus</i> Sow.	150 „
	4. Слоистые темно-серые часто обломочные известняки с <i>Gigantoproductus latissimus</i> Sow., <i>Avonia multituberculata</i> Jan.	450 „
		815 м

Выше несогласно залегают отложения среднего карбона.

Терригенные отложения нижнего карбона наиболее широко развиты в Кокшаальской зоне. В рассматриваемом районе эти образования слагают две изолированные площади. Первая из них, меньшая, — в верховьях р. Аксай (восточная), вторая — начинается к югу от хр. Борколдой, далее оконтуривает его восточное замыкание и часть северного склона и уходит на восток в бассейн р. Сарыджаз. Стратиграфия этих терригенных толщ изучена слабо. Остатки фауны весьма редки. К югу и северо-востоку от хр. Борколдой нижний карбон разделен на четыре толщи: турне — нижнее визе, нижнее и среднее визе, верхнее визе и намюр. Нижняя граница каменноугольной системы проведена условно по подошве карагектинской свиты ($C_{1t} - v_1$) и ее аналогов, залегающих согласно на образованиях, условно относимых к фаменскому ярусу.

Выше карагектинской свиты согласно залегают известняково-песчаная толща, содержащая в самом основании аммоноидеи конца раннего визе. Поэтому карагектинская свита, скорее всего, отвечает турнейскому ярусу и низам нижнего визе. Сама же толща известняков и песчаников с аммоноидеями, по-видимому, принадлежит верхам нижнего и среднего визе, так как согласно перекрывается песчаниками с прослоями известняков, содержащих поздневизейские фораминиферы. К югу от хр. Борколдой, в долинах рек Майтор, Кульджатор, Кокрюм на бедельской свите девона залегают темно-серые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы (1200 м). Эти отложения, залегающие под известняками верхнего визе, М. М. Пуркин в 1961 г. параллелизовал с образованиями турне, нижнего и среднего визе.

Верхневизейские образования представлены в основном зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями известняков. Среди намюрских отложений количество известняков заметно увеличивается, а терригенные породы в основном встречаются лишь в виде отдельных прослоев.

Иной разрез кокшаальских толщ был описан в 1961—1964 гг. Е. В. Христовым и Ю. Н. Хмелевым в верховьях р. Аксай (восточная). Турнейский ярус там неразрывно связан с верхним девонам, слагая еди-

ную толщу $D_3 - C_1t$, представленную зеленовато-серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, черными серицито-глинистыми сланцами с редкими прослоями черных алевролитистых известняков (450—550 м). В нижней и средней частях этой толщи найдены *Leptophloeum rhombicum* Daws., *Bisphaera malevkensis* Big., *Parathuramina cushmani* Sul., *Septaglomospiranella* ex gr. *primaeva* Ra u s. Верхняя часть разреза, возможно, по возрасту соответствует карагектинской свите. Выше согласно залегают серые, темно-серые тонкослоистые известняки, кремнистые сланцы и алевролиты (200 м) с *Tetrataxis* ex gr. *conica* E h g e n b. Эта часть разреза, по-видимому, отвечает нижнему, среднему и низам верхнего визе. Верхняя часть последнего представлена серо-зелеными, рыхлыми полимиктовыми песчаниками, черными глинистыми сланцами с линзами известняков (200 м), в которых встречены *Glomospira gordialis* J o n e t P a r k., *Asteroarchaediscus* ex gr. *bashkircus* K r e s t. e t T e o d. К востоку рассмотренный разрез визе замещается толщей полимиктовых песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев с пластами черных известняков (1000 м); содержащих *Tetrataxis media* V i s s., *Endostaffella paraparva* G a n. К намюрскому ярусу в этом районе условно отнесены залегающие выше бордово-красные, зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты, филлитовидные и кремнистые сланцы (680 м).

Кремнистые отложения нижнего карбона развиты в основном в Аксайской зоне, хотя они иногда встречаются в Джанджирской и Майдантагской. Наиболее хорошо разрезы кремнистых отложений изучены в долине р. Аксай (западная). Там выделяются две толщи: нижняя — преимущественно кремнистая с прослоями и линзами известняков (350—450 м) и верхняя — карбонатно-кремнистая (200—500 м). В линзах известняков нижней толщи встречаются позднедевонские и турнейские фораминиферы, а в верхней — простейшие визейского, намюрского и раннебашкирского времени (см. табл. 9). Взаимоотношения между этими толщами нормальные, согласные. Выделение ярусов среди этих отложений весьма затруднительно, так как какие-либо маркирующие горизонты отсутствуют, а находки фораминифер сравнительно редки.

Разрезы нижнекаменноугольных отложений Майдантагской зоны, расположенной к югу от хр. Сарыбелес, весьма своеобразны: нижний карбон сложен как кремнистыми, так и терригенными породами. В этой зоне турнейский ярус тесно связан с верхнедевонскими образованиями. Последние представлены либо кремнистой толщей аналогичной той, что развита и в долине р. Аксай (западная), либо серыми и серо-зелеными мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, сланцами с *Leptophloeum rhombicum* D a w. (Бельговский, Эктова, 1961в). При этом иногда кремнистые отложения могут фациально замещать верхи терригенной толщи (бассейн р. Терек). Вышележащие кремнисто-карбонатные породы содержат визе-намюрские фораминиферы. Эти отложения аналогичны тем, что развиты к северу от хр. Сарыбелес.

Нижнекаменноугольные отложения, развитые в Ферганском хребте изучены еще очень слабо. Выделяются два типа разрезов. Первый, сплошь известняковый, характерен для Баубашатинской и Турдукской зон и напоминает известняковые разрезы Кокшаальского хребта (см. табл. 9). Второй тип разреза характерен для Кугартской и Яссийской зон, где известны только отложения верхнего визе и намюра. Последние залегают с угловым несогласием на различных горизонтах силура и девона. В нижней части они представлены либо пачкой кремнистых сланцев (рр. Кугарт — Яссы), либо маломощными песчаниками и сланцами (ущелье Капчагай). Верхняя часть разреза верхнего визе-намюра сложена известняками с прослоями кремнистых сланцев (20—300 м).

Все сборы фауны приурочены именно к этой части разреза и свидетельствуют о поздневизейском — намюрском возрасте вмещающих пород. В разных точках были найдены *Gigantoproductus maximus* M'Coу, *Spirifer incrassatum* Phill., *Sp. duplicicostus* Phill., *Eostaffella cf. mosquensis* Viss., *Cravenoceras arcticum* Libg. и др. Рассматриваемые кремнисто-карбонатные отложения весьма напоминают таковые Кокшаальского хребта. Поэтому не исключено, что при детальном изучении фораминифер из линз известняков, встречающихся в нижней кремнистой пачке, удастся доказать более древний (D_3 — C_{1t}) возраст последней.

Сведения о нижнекаменноугольных отложениях Восточного Алая очень скудны. В этом районе благодаря находкам М. Н. Соловьевой в известняках *Lithostrotion* sp. и Г. С. Поршняковым *Cravenoceras* sp. можно предполагать наличие известняков верхнего визе и намюра, залегающих с несогласием на терригенных и карбонатных толщах девона. В последних в ряде мест в 1963 г. Б. П. Распоповым и К. Осмонбетовым собраны турнейские фораминиферы *Bisphaera malevkensis* Bir., *Septatourayella* sp. Это дает основание ожидать, что при дальнейших работах будут установлены и турнейские отложения, тесно связанные с девонскими.

Алайский хребт и восточная часть Туркестанского. Нижнекаменноугольные отложения широко распространены в зонах высоких предгорий Алая, Араванской и Сурметашской; более локально они развиты в Карачатырской и Зеравшанской. В центральной части последней образования нижнего карбона отсутствуют и вряд ли отлагались.

Среди рассматриваемых отложений выделяются карбонатные, кремнистые и терригенно-карбонатные породы. Первые две разновидности распространены очень широко, а терригенно-карбонатные образования приурочены главным образом к южной и северной периферии района, где выходы их узкими лентами вытягиваются вдоль возможных областей раннекаменноугольной суши.

Нижнекаменноугольные известняки и доломиты, как правило, развиты лишь в карбонатных массивах среднего палеозоя, образующих в рельефе широтно вытянутые хребты (Боарды, Катран, Ярунтуз, Карадаван — Курсалы, Чиль-Майрам, Гупукан, Ак-тур и др.) и отдельные горки (Ичкаль, Кок-тепе и др.). В межгорных депрессиях между известняковыми массивами развиты кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения нижнего карбона. Первые Н. М. Синицын (1960) относил к полным разрезам, вторые — к сокращенным. Таким развитием известняковых и кремнистых разрезов рассматриваемый район весьма напоминает Кокшаальский хребт.

Детальное изучение фораминифер позволило установить присутствие в Алайском хребте всех трех ярусов нижнего карбона. Однако их стратиграфия изучена детально лишь в районах междуречья Абшир — Исфара.

Среди карбонатных отложений можно выделить четыре основных типа разрезов. Для первого характера непрерывная последовательность от верхнего девона (?) до башкирского яруса. В хр. Карадаван на доломитах, условно относимых к верхнему девону, залегают:

C_{1t1}	1. Толстослойные полосчатые доломиты	120—200 м
C_{1t2}	2. Массивные светло-серые иногда оолитовые известняки с прослоями доломитов и с <i>Septaglomospiranella dainae</i> Lip., <i>Endothyra inflata</i> Lip. f. <i>maxima</i> Lip.	100—135 ..
C_{1v1-2}	3. Массивные и разнослойные светло-серые известняки с <i>Earlandia vulgaris</i> Raus. et Reitl.	70—170 ..
C_{1v2}	4. Серые и темно-серые слоистые известняки с <i>Endothyra explicata</i> Gan., <i>Mediocris breviscula</i> Gan.	10—20 ..

C _{1v3}	5. Темно-серые слоистые органогенные известняки с <i>Gigantoproductus sarsimbaii</i> Serg., <i>Striatifera angusta</i> Jan., <i>Eostaffella mosquensis</i> Viss., <i>Forshia mikhailovi</i> Dain, <i>Li-tuotubella glomospiroides</i> Rauser	200—240 „
	6. Массивные светло-серые известняки со <i>Striatifera angusta</i> Jan., <i>Eostaffella mosquensis</i> Viss., <i>Glomospira gordialis</i> Jon. et Park.	200 „
C _{1п}	7. Слоистые темно-серые, черные известняки с прослоями и линзами кремней со <i>Striatifera</i> cf. <i>gibber</i> Jan., <i>Marignifera shartimienensis</i> Jan.	150 „
	8. Тонкослоистые и черные известняки с прослоями и линзами кремней с <i>Rugosoarchaediscus akshimensis</i> Gr. et Leb.	100 „

Выше залегают светло-серые пятнистые известняки с *Pseudostaffella antiqua* Dutk. Слои 2, 3 А. И. Гончаров и Е. А. Осетров отнесли к карадаванской свите, 4, 5, 6 — к пешкаутской; 7, 8 — к газской; первый слой они считали принадлежащим верхнему девону (?).

Для второго типа разреза, развитого в горах Терской-Алатау, характерно наличие в основании турнейского яруса и в подошве верхнего визе размывов, сопровождающихся образованием осадочных известняковых брекчий. Оба типа разрезов характерны для нижнекаменноугольных отложений алайской группы разрезов, развитых к югу от сороковой параллели.

Третий тип разреза развит в хр. Боарды, где согласно на известняках, содержащих позднефаменские фораминиферы, залегают:

C _{1t—v1-2}	1. Серые известняки с <i>Endothyra inflata</i> var. <i>maxima</i> Lip., <i>Septaglomospiranella dainae</i> Lip.	20—50 м
C _{1v3}	2. Серые, светло-серые толстослоистые массивные известняки с <i>Gigantoproductus giganteus</i> Mart., <i>Linoproductus kokscharenensis</i> Gröb., <i>Eostaffella proikensis</i> Rauser, <i>Archaeodiscus mellitus</i> Schl., <i>Endothyronopsis compressus</i> Rauser	280—300 „
C _{1п}	3. Темно-серые слоистые известняки с прослоями и линзами кремней и с <i>Eostaffella protvae</i> Rauser, <i>Asteroarchaediscus rugosus</i> Rauser, <i>Bradyina</i> ex gr. <i>cribrostomata</i> Rauser et Reithl. и др.	20—70 „

Выше с размывом, но без видимого несогласия залегают верхнебашкирские пятнистые известняки. Слои 2 В. Б. Горянов относит к пешкаутской свите, слой 3 — к газской. По-видимому, подобные разрезы не являются исключением для Алая. Однако отсутствие детального послойного изучения фораминифер во многих карбонатных массивах не позволяет установить как широко распространён этот тип разреза.

Примером четвертого типа может служить разрез нижнего карбона хр. Катран-Ярунтуз, явившийся предметом дискуссии последних лет. Моноклиналь южного склона хр. Катран слагается следующими породами:

D _{3fм2}	1. Серые, светло- и темно-серые толстослоистые и массивные известняки с <i>Salpingothuramina tuberculata</i> Lip., <i>Eotuberitina talassica</i> Pojark., <i>Septatourayella praesegmentata</i> Bog. et Jufer., <i>S. rauserae</i> Lip., <i>Septaglomospiranella nana</i> Reithl.	450 м
C _{1t1}	2. Серые и светло-серые известняки с прослоями оолитовых с <i>Earlandia minima</i> Bir., <i>Bisphaera malevkensis</i> Bir., <i>Septaglomospiranella</i> aff. <i>rauserae</i> Dain, <i>Glomospiranella glebovskii</i> Dain	130—150 „
C _{1t2}	3. Серые массивные известняки с <i>Tourayella discoidea</i> Dain f. <i>maxima</i> Lip., <i>Chernyshinella</i> aff. <i>tumulosa</i> Lip., <i>Paleospiroplectamina tschershinensis</i> Lip.	150—200 „
C _{1t2—v1-2}	4. Серые массивные оолитовые известняки с <i>Endothyra prisca</i> Rauser et Reithl., <i>E. wiasmensis</i> Gan., <i>Haplophragmella</i> sp., <i>Endothyra turkestanica</i> Bog. et Jufer., <i>E. latipiralis</i> Lip. f. <i>minima</i> Lip., <i>E. inflata</i> Lip. f. <i>typica</i> Lip.	300—350 „

C_{1V3}¹ 5. Серые фораминиферо-водорослевые известняки с *Eostaffella prisca* Rauser, *Eost. ikensis* Viss., *Eost. mosquensis* Viss., *Omphalotis* cf. *omphalota* Rauser et Reitl. 50 „

Выше согласно, но с перерывом залегают отложения московского яруса (каширский горизонт).

К северу от рассмотренной моноклинали, гипсометрически выше ее, в приводораздельной части хребта залегают конгломератовидные массивные светло-серые известняки (350—650 м). Они содержат многочисленных представителей поздневизейской фауны. На северном склоне хр. Катран эти известняки с резким угловым несогласием залегают на верхнедевонских отложениях. В 1962 г. В. Б. Горянов эти известняки считал базальными слоями визе (нижняя подсвита пумской свиты). Но они с резким несогласием залегают не только на верхнедевонских известняках, но и на породах первых четырех пачек приведенного выше разреза, что видно на правом борту правой составляющей Джамбулакская и западнее. Эти конгломератовидные известняки, по-видимому, относятся к брекчиям осыпей.

Кремнистые и кремнисто-карбонатные отложения нижнего карбона в Алайском хребте представлены шаланской свитой, относимой к намюрскому ярусу (Поршняков, 1961). Шаланская свита подразделена на три подсвиты: нижнюю — кремнистую (0—250 м), среднюю — карбонатно-терригенную (0—90 м) и верхнюю — терригенную. Повсеместно развиты только нижняя и средняя подсвиты. Фауна намюрского яруса собиралась в основном из средней подсвиты, где часты гониатиты. Среди последних Л. С. Либрович определил *Cravenoceras alaicum* Libr., *Cr. kettleingense* Bisat, *Eumorphoceras* cf. *bisulcatum* Girty, *Proshumardites* cf. *keideli* Leuhs, *Paradimorphoceras* cf. *plicatilis* (Moore), *Reticuloceras* cf. *reticulatum* Phill.

В нижней подсвите Б. В. Поярков в 1970 г. собрал многочисленных фаменских (*Septaglomospiranella nana* Reitl., *Septabrunsiina kingirica* Reitl.), турнейских (*Septaglomospiranella rauserae* Dain, *Septabrunsiina krainica* Lip., *Endothyra* cf. *recta* Lip.) и визейских фораминифер (*Omphalotis minima* Rauser et Reitl., *Dainella* sp., *Eostaffella prisca* Rauser, *Propermodiscus koktjubensis* Rauser, *Howchinia* sp.). Таким образом по составу и стратиграфическому положению шаланская свита аналогична кремнистой и кремнисто-карбонатной толщам Кокшаальского хребта.

Терригенно-карбонатные отложения на Алае известны в двух местах. В Шуранской подзоне Карачатырской зоны А. Д. Миклухо-Маклай и Г. С. Поршняков (1961) установили следующий разрез намюрского яруса (шуранская свита).

1. Песчанистые известняки, известковистые и кремнистые сланцы с линзами брекчий и с *Eostaffella* cf. *paraprotvae* Rauser 360 м
2. Тонкослоистые и слоистые серые, темно-серые известняки с прослоями известково-глинистых сланцев с *Reticuloceras reticulatum* Phill., *Schartymites* cf. *barbotanus* Vern., *Eostaffella postmosquensis* Kir. 570—620 „

Указанные отложения залегают на аккапчагайской толще осадочных сланцевых брекчий, возраст которых, по данным Б. В. Пояркова, определяется в пределах позднего фамена и турнейского яруса.

Второй район развития терригенно-карбонатных отложений расположен на южном склоне Алайского хребта. Там в бассейне р. Текелик (правый приток р. Коксу) И. А. Марушкин (1961) установил, что на силурийских отложениях с резким несогласием залегают маломощная брекчия с обломками известняков (1—1,5 м), которая сменяется серыми конгломератовидными известняками (100 м). Выше идет толща кремнистых, глинистых сланцев, алевролитов, окремнелых известняков мощно-

стью около 1000 м. В 350—450 м от основания толщи собраны поздне-визейские *Gigantoproductus maximus* M'Coу, *Plicatifera plicatilis* Sow., *Striatifera striata* Fisch., *Eostaffella* ex gr. *mosquensis* Viss.

И. А. Марушкин (1961) указывает, что западнее в верховьях р. Янгидаван (левая составляющая р. Ходжаачкан), В. П. Поникаров установил две толщи — нижнюю сланцевую с прослоями известняков (600 м) и верхнюю сланцевую с прослоями песчаников (216 м). В нижней толще был найден поздневизейский *Productus inflatis* Tschern. Взаимоотношения с ниже- и вышележащими образованиями не ясны. Г. С. Порош-

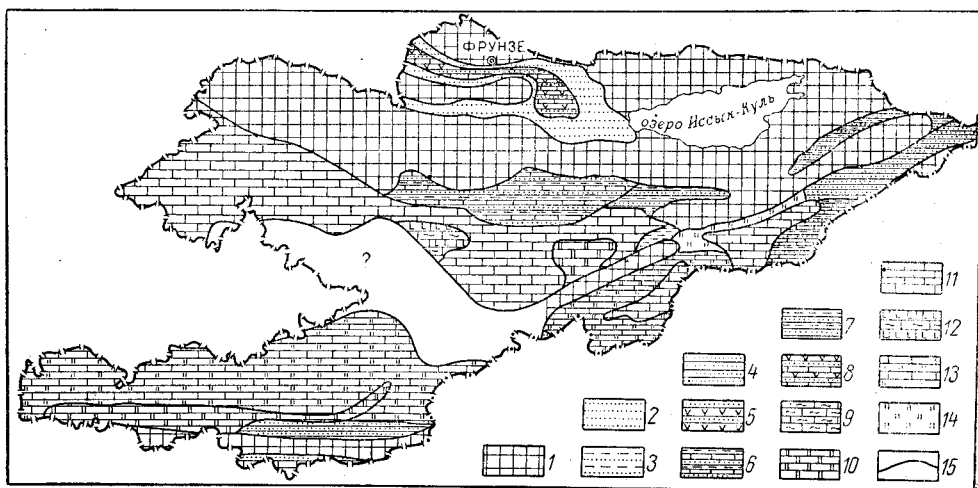


Рис. 9. Палеогеографическая схема раннего и среднего визе

1 — суша (область размыва); прибрежные отложения: 2 — пески; 3 — пески и глины; отложения неритовой зоны: 4 — пески, 5 — пески и вулканогенные породы; 6 — пески, глины и известковые илы; 7 — пески и глины; 8 — пески, известковые илы и вулканогенные породы; 9 — известково-глинистые илы 10 — доломитовые илы; 11 — известковые илы; 12 — известково-глинистые илы с гипсами; отложения батнальной зоны; 13 — известковые и кремнистые илы; 14 — кремнистые илы; 15 — граница фациальных типов отложений

няков полагает, что эти отложения, вероятно, включают не только верхнее визе, но и более древние и молодые породы. Итак, на большей части территории Киргизии четко прослеживаются четыре возрастных комплекса пород: турне, нижнее и среднее визе, верхнее визе и намюр, которые различаются как площадями развития, так и своим составом (рис. 9, 10).

Очертания основных бассейнов осадконакопления турнейского века унаследованы от фаменского времени. Морские условия господствовали лишь в южной половине рассматриваемой территории, причем на площади Срединного Тянь-Шаня преобладали глубины менее 200 м, а на территории современных Алайского и Кокшаальского хребтов отмечалось широкое развитие депрессий ниже изобаты 800—1000 м. Необходимо отметить, что глубина приподнятых участков («рифов»), на которых шло накопление карбонатных илов, в Кокшаальском хребте была меньше (30—60 м), чем на Алае (60—200 м), что, по-видимому, и препятствовало развитию макробентоса в последнем районе. В турнейском веке по сравнению с фаменским увеличивается общая карбонатность осадков в Срединном Тянь-Шане, где получает широкое развитие доломитообразование, а в отдельных районах его восточной части отмечается и садка гипсов.

Некоторые исследователи, например, В. М. Попов, Г. И. Давыдов связывают с этим этапом осадконакопления свинцовую минерализацию, наблюдаемую в нижнегурнейских породах хребтов Молдотау и Акчеташ. В ранне-средневизейское время очертания бассейнов не претерпели существенных изменений, лишь в Чуйском и Восточно-Киргизском прогибах установились более или менее стабильные морские условия. Доломитообразование и отложение гипсов сильно сократилось, сохранившись лишь в отдельных пунктах горного обрамления Нарынской депрессии. В восточной части последнего резко увеличилось поступление обломоч-

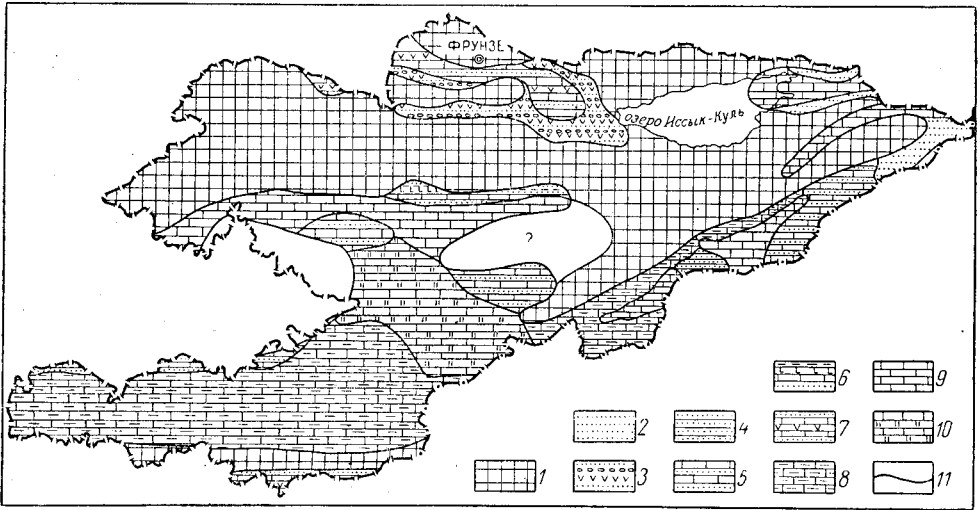


Рис. 10. Палеогеографическая схема намюра

1 — суша (область размыва); прибрежные отложения: 2 — пески, 3 — пески, галечники, вулканогенные породы; отложения неритовой зоны: 4 — пески; 5 — пески, известковые илы; 6 — глины, пески, известковые илы, гипсы; 7 — пески, известковые илы, вулканогенные породы; 8 — известково-кремнистые илы; 9 — известковые илы; отложения батинальной зоны: 10 — кремнистые и известковые илы; 11 — граница фациальных типов отложений

ного материала, что совершенно подавило карбонатообразование. Источники сноса располагались на территории суши северных каледонид. С восходящими движениями последней, вероятно, и связан вулканизм, в результате которого в Чуйском и Восточно-Киргизском прогибах шло образование вулканогенно-известняковой формации.

В поздневизейское время области осадконакопления расширились за счет образования ряда эпикаледонских прогибов на северо-тяньшаньской суше (Тюпский, Балыктинский). Вместе с тем в ряде мест наблюдается некоторое сокращение площадей осадконакопления в связи с восходящими движениями. Более или менее достоверно установлено, что поздневизейское поднятие захватило восточную часть Нарынского сектора (Нурина подзона). Кроме того эти движения привели к повсеместному развитию мелководных условий (глубины 30—60 м), что способствовало пышному развитию бентоса. Еще большее мелководье (глубина до 30 м) наблюдалась местами на рифовых массивах Алайского и частично Кокшаальского хребтов, где отмечается в позднем визе формирование известняковых брекчий, конгломератовидных известняков, являющихся не чем иным, как брекчиями взрыхления осадков. Глубины депрессий, отмечающихся ранее на Алае и в Кокшаальском хребте, в позднем визе вряд ли превышали критическую глубину карбонато-

образования, так как там в основном происходит накопление карбонатов, правда, может быть несколько замедленное. Все это свидетельствует, что вертикальные движения, начавшиеся в раннем — среднем визе в области северной суши, в позднем визе усилились и в той или иной степени проявились на всей рассматриваемой территории.

Намюрский век характеризуется дальнейшим развитием восходящих движений. Последние привели к значительному сокращению площади осадконакопления в Срединном Тянь-Шане. На остальной территории эти движения окончательно сnivelировали рельеф морского дна, создав довольно мелководный бассейн, в котором широкое развитие получили гониатитовые фации.

Полезные ископаемые, связанные с нижнекаменноугольными отложениями, не многочисленны. К ним в первую очередь относятся карбонатные породы, среди которых широко распространены известняки и доломиты, пригодные для производства высококачественного цемента и извести. Однако главные массивы их удалены от транспортных путей, поэтому используются они незначительно. Поля развития пород нижнего карбона в Чаткальском и, особенно, Нарынском регионах перспективны для поисков пьезооптического сырья (исландский шпат), а в Алайском хребте Л. Н. Кугураков и В. И. Котельников отмечали небольшие тела бокситов в известняках D_3 — C_1t . Необходимо отметить, что в Алайском и Кокшаальском хребтах среди кремнистых и кремнисто-карбонатных пород верхнего девона — нижнего карбона возможны находки яшм и кремней, пригодных для использования в качестве технических камней. Перспективны также вулканогенно-осадочные образования визе и намюра Киргизского хребта в отношении обнаружения халцедонов.

В Нарынском регионе в карбонатных отложениях нижнего турне известен ряд полиметаллических рудопроявлений.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В составе среднекаменноугольных отложений Киргизской ССР выделяются два яруса — башкирский и московский.

Башкирский ярус

Впервые башкирские слои были выделены в Южной Фергане (р. Исфара) В. А. Вахрамеевым (1938), а затем В. А. Вахрамеевым и А. Д. Смирновым (1939) в Присонкулье.

Рабочая стратиграфическая схема среднего карбона Средней Азии, за основу которой была принята схема, разработанная М. Н. Соловьевой по фораминиферам, опубликована в 1959 г. В составе башкирского яруса выделены два подъяруса и соответствующие им местные зоны.

По мнению Л. А. Эктовой (1967), предлагаемые подразделения не отвечают полному объему башкирского яруса, так как в них верхняя часть последнего фактически осталась не охарактеризованной.

На территории Киргизской ССР башкирский ярус представлен морскими и континентальными образованиями. Накопление осадков происходило в условиях регрессирующего в юго-восточном направлении моря, что нашло отражение в пестроте фациального состава и стратиграфической полноте разрезов. В полном объеме морские отложения башкирского яруса развиты в Кокшаальском унаследованном прогибе (хребты Кокшаальский, Борколдой) и в части Туркестано-Алайской краевой зоны (хр. Туркестанский). На остальной территории Киргизской ССР ярус представлен нижним горизонтом, накопление которого происходило

в краевых зонах (хребты Алайский*, Чаткальский, Таласский, Алатау, Джаман-Даван, Нарынтау, Терской-Алатау и др.). Краткая характеристика разрезов представлена в табл. 11 (см. вкладку).

Фергано-Кокшаальская складчатая область

Кокшаальский прогиб занимает территорию хребтов Кокшаальского и Борколдоя и ограничен на северо-западе Атбашинским поднятием, а на севере и северо-востоке соприкасается с Терской-Каратауской краевой зоной сокращенных разрезов.

Башкирский ярус представлен терригенными и карбонатными породами. Широко распространены полимиктовые песчаники (преобладают) и алевролиты, кремнистые и глинистые сланцы, конгломераты с прослоями известняков. Карбонатные отложения развиты локально: в горах Сарыбелес и хр. Борколдой.

Наиболее полный карбонатный разрез башкирского яруса, по данным Л. А. Эктовой, известен в хр. Борколдой (р. Тез), где согласно на известняках намюра залегают:

1. Известняки водорослево-фораминиферовые серого цвета массивные с *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. paraprotvae* Rauser, *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. variabilis* Reitl., *Ps. uralica* Kir., *Ozawainella* cf. *aurora* Grozd. et Leb. и др. 31 м
2. Известняки фораминиферовые серого цвета с *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. irinovkensis* Leont., *Ozawainella* cf. *alchevskiensis* Pot. и др. 15 "
3. Известняки оолитовые серого цвета массивные с *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. pumilla* Grozd. et Leb., *Pseudoendothyra umbonata* (Rauser) и др. 19 "
4. Известняки водорослевые скрытокристаллические светло-серого цвета массивные с *Pseudostaffella praegorskyi* Rauser, *Ozawainella* sp., *Profusulinella* sp. 32 "
5. Известняки фораминиферовые светло-серого цвета массивные с *Eostaffella pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *Millerella uralica* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. paracompressa* Saf., *Ps. composita* Grozd. et Leb., *Ps. turbulenta* Grozd. et Leb., *Ps. praegorskyi* Rauser, *Ozawainella* cf. *alchevskiensis* Pot., *Profusulinella primitiva* var. *asiatica* Ekt., *Pr. aff. oblonga* Pot., *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* (Reitl.) и др. 8 "
6. Известняки водорослево-фораминиферовые серого цвета с *Eostaffella amabilis* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella antiqua* var. *posterior* Saf., *Ps. composita* Grozd. et Leb., *Ps. praegorskyi* Rauser, *Ps. kanumai* Jgo, *Pseudoendothyra timanica* (Rauser), *Produsulinella* ex gr. *primitiva* Sosn., и др. 19 м
7. Известняки фораминиферовые светло-серого цвета с *Eostaffella acutissima* Kir., *Millerella carbonica* Grozd. et Leb., *Pseudostaffella* aff. *antiqua* var. *grandis* Schlyk., *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella plana* Pot., *Oz. alchevskiensis* Pot., *Profusulinella extensa* Rauser, *Pr. aff. wangyui* Sheng, *Pr. ex gr. rhomboides* (Lee et Chen), *Eowedekindellina fusiformis* Ekt., *E. recta* Ekt., *Asteroarchaediscus subbaschkiricus* (Reitl.) и др. 4 "
8. Известняки водорослевые светло-серого цвета массивные с *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Ozawainella* aff. *alchevskiensis* Pot., *Eowedekindellina* sp., *Donezella lutugini* Masl. 20 "
9. Известняки фораминиферо-водорослевые серого цвета толстослоистые с *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Profusulinella* sp., *Eowedekindellina* sp., *Plectogyra spirilliniformis* var. *evoluta* Reitl., *Neoarchaediscus gregorii* var. *acutiformis* Grozd. et Leb. 30 "
10. Известняки водорослевые, светло-серого цвета, массивные с *Pseudostaffella* sp., *Ozawainella* sp.; многочисленные разнообразные архедисциды 20 "
11. Известняки фораминиферовые серого цвета с *Eostaffella acutissima* Kir., *Millerella bigemmicula* Jgo, *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ps. ex gr. ozawai* Lee et Chen, *Ozawainella alchevskiensis* Pot., *Profusuli-*

* Обычно считается, что верхнебашкирские отложения присутствуют на северном склоне Алайского хребта. — Прим. ред.

nella ex gr. *rhomboides* (Lee et Chen), *Eowedekindellina normalis* (Rum.), *Eowedekindellina* sp. (многочисленные), *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.) и др.

5 м

12. Известняки водорослевые светло-серого цвета массивные с *Eostaffella pseudostruwei* var. *angusta* Kir., *Pseudostaffella praegorskyi* Raus., *Ps. kanumai* Jgo, *Ozawainella vozhgatica* Saf., *Eowedekindellina* sp. и др.

29 „

13. Известняки водорослево-фораминиферовые светло-серого цвета с *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella kanumai* Jgo, *Ps. gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella* ex gr. *pseudorhomboidalis* Raus., *Oz. aff. plana* Pot., *Profusulinella* sp., *Eowedekindellina normalis* (Rum.), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain). Стратиграфически выше согласно залегают известняки московского яруса.

Слои 1—6 относятся к нижнему горизонту яруса, а слои 7—13 — к верхнему*.

Западнее, в горах Сарыбелес (р. Кульджабаши) разрез башкирского яруса (~216 м) оборван в нижней части разломом, но в остальном подобен описанному.

К югу и северу от гор Сарыбелес и южнее хр. Борколдой развиты терригенные отложения яруса. В бассейне р. Текесу (к северу от Сарыбелеса) на породах намюра залегают толща черных алевролитов и пестроокрашенных кремнистых сланцев (111 м), среди которых присутствуют прослой и линзы грубо детритусовых и афанитовых известняков с остатками *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. pseudostruwei* var. *chomatifera* Kir., *E. proikensis* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. korobezkikh* Raus. et Saf., архедисцид и др. (определения Л. А. Эктовой), принадлежащие нижнему горизонту яруса. Более высокие части яруса срезаны разломом. Наиболее полно верхнебашкирские отложения представлены в среднем течении р. Кульджабаши. Там среди полимиктовых песчаников, переслаивающихся с алевролитами, встречаются линзообразные прослой детритусовых известняков с *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *Pseudostaffella irinovkensis* Leont., *Pseudostaffella composita* Grozd. et Leb., *Ps. ex gr. gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella plana* Pot., *Profusulinella* ex gr. *primitiva* Sosn., *Pr. ex gr. rhomboides* (Lee et Chen), *Eowedekindellina* sp. и др. (определения Л. А. Эктовой). Здесь же обнаружены отпечатки: *Calamites suskowi* Brongn., *C. cf. paleaceus* Stur., *C. aff. cistii* Brongn. (определения М. О. Борсук). Неполная мощность верхнего горизонта (оба контакта тектонические) достигает 289 м.

Башкирские отложения используются значительным распространением на северных склонах Туркестанского и Алайского хребтов.

Туркестано-Алайская зона. На рассматриваемой территории к нижней половине башкирского яруса относится верхняя часть газской свиты (нижняя принадлежит намюру), представленная темно-серыми до черных тонко- и толстослоистыми известняками с прослоями и желваками кремней. Свита «пятнистых известняков», или туюк-дангинская, располагающаяся стратиграфически выше газской свиты, была отнесена А. Д. Миклухо-Маклаем и Г. С. Поршняковым (1961) к верхнебашкирскому подъярису. Полученные новые данные свидетельствуют, однако, что указанные свиты не занимают определенного стратиграфического положения и являются разновозрастными.

В бассейне р. Каравшин (вблизи кишлака Бедак) в верхних слоях газской свиты отмечены первые *Profusulinella* и *Ozawainella*.

В бассейне р. Карабулак В. И. Волгиным (1965) и др. нижняя часть газской свиты отнесена к намюру, а верхняя — к низам башкирского

* Обычно граница между нижним и верхним горизонтами башкирского яруса проводится по появлению удлиненных профузулинелл. Поэтому в данном разрезе она располагается, скорее всего, между слоями 4—5. — Прим. ред.

яруса. При последующем описании данного разреза Г. Л. Бельговским и Л. А. Эктовой установлено присутствие в составе газской свиты нижнего и верхнего горизонтов башкирского яруса. Описание этого разреза, залегающего на светло- и темно-серых (без кремней) известняках намюра приводится ниже.

1. Известняки афанитовые темно-серого до черного цвета среднеслоистые 79 м
В средней части этой пачки встречены два прослоя водорослево-фораминиферовых известняков (по 0,2 м), содержащие: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Eostaffella parastruvei* Rauser, *E. postmosquensis* Kir., *E. varvarensis* Brazhn. et Pot., *Millerella umbilicata* Kir., *Globivalvulina minima* Reittl. и др.
2. Известняки фораминиферово-детритусовые черного цвета тонкослоистые с прослоями более толстослоистых. В известняках наблюдаются линзы и желваки черных кремней. Фораминиферы: *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. compressa* Rauser, *Ozawainella* ex gr. *umbonata* Brazhn. et Pot., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Asteroarchaediscus postrugosus* (Reittl.) и др. 19 м
3. Известняки афанитовые черного цвета толстослоистые с желваками и линзами черных кремней. Фораминиферы: *Profusulinella* sp., *Millerella* aff. *elegantula* Rauser и др. 13 „
4. Известняки афанитовые с прослоями органогенных черного цвета тонкослоистые с включениями черных кремней. Из органических остатков присутствуют мшанки, брахиоподы, фораминиферы. Среди последних определены: *Eostaffella varvariensis* Brazhn. et Pot., *E. acuta* Grozd. et Leb., *E. mixta* Rauser, *Millerella* aff. *donetziana* Pot., *M.* aff. *carbonica* Rauser, *Endothyra spirilliniformis* Brazhn. et Pot. и др. 52 „
5. Известняки водорослевые серого цвета толстослоистые в основном с *Profusulinella primitiva* var. *asiatica* var. nov., *Pr.* cf. *oblonga* Pot., *Globivalvulina minima* Reittl. 36 „
6. Известняки фораминиферово-водорослевые тонкослоистые чередующиеся со среднеслоистыми комковатые серого цвета с линзами и желваками черных камней. Среди фораминифер присутствуют: *Eostaffella acuta* Grozd. et Leb., *E. pseudostruvei* var. *angusta* Kir., *Pseudostaffella* cf. *praegorskyi* Rauser. 25 „
7. Известняки водорослево-фораминиферовые от толсто- до среднеслоистых темно-серого цвета с желваками черных кремней. Фораминиферы: *Novella* aff. *evoluta* Grozd. et Leb., *Ozawainella* ex gr. *rhombiformis* Man., *Profusulinella* ex gr. *primitiva* Sosn., *Pr.* cf. *oblonga* Pot., *Pr.* aff. *extensa* Rauser, *Pr.* *rhombiformis* Brazhn. et Pot. и др. 11 м
8. Известняки детритусовые тонко- и толстослоистые темно-серого цвета с линзами и желваками черных кремней. Фораминиферы: *Ozawainella* sp., *Profusulinella* ex gr. *primitiva* Sosn., *Pr.* ex gr. *rhomboides* (Lee et Chen) и др. 15 „
9. Известняки фораминиферово-водорослевые от тонко- до толстослоистых серого цвета с желваками черных кремней. Фораминиферы: *Ozawainella umbonata* Brazhn. et Pot., *Oz.* ex gr. *rhombiformis* Man., *Profusulinella extensa* Rauser, *Pr.* aff. *oblonga* Pot., *Eowedekindellina* sp. 43 „
10. Известняки органогенно-детритусовые от тонко- до толстослоистых, от темно-серого до черного цвета с желваками черных кремней. Фораминиферы: *Millerella umbilicata* Kir., *Ozawainella* ex gr. *almasniensis* Man., *Eowedekindellina* sp. 29 „
11. Известняки фораминиферово-водорослевые массивные темно-серого цвета с *Eostaffella* aff. *subsolana* Sheng, *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Profusulinella* cf. *oblonga* Pot., *Eowedekindellina* sp. и др. 33 „
12. Известняки водорослево-фораминиферовые тонкослоистые темно-серые до черных с линзами и желваками кремней. Фораминиферы: *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ozawainella rhombiformis* Man., *Oz. paraangulata* Pot. et Kol., *Oz.* aff. *pararhomboidalis* Man., *Eowedekindellina normalis* (Rum.) и др. 31 „
13. Известняки водорослево-фораминиферовые массивные темно-серого цвета *Pseudostaffella* ex gr. *gorskyi* (Dutk.), *Ozawainellina* sp., *Eowedekindellina acuminata* (Rum.) и др. 8 м

Общая мощность разреза 394 м. Выше, без видимого несогласия залегают светло-серые толстослоистые известняки московского яруса (пыркафская свита).

Туюкдангинская свита с западной части зоны (р. Каравшин) содержит нижнемосковскую фауну, а в бассейне р. Чаувай фауну намюра — нижнего горизонта башкирского яруса. На правобережье р. Чаувай в газской свите обнаружен бедный комплекс фораминифер визе-намюрского

возраста, а в кровле вышележащей туюндангинской свиты присутствуют нижнебашкирские фораминиферы: *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps.*, cf. *sofronizkyi* Saf., *Ps.* aff. *compressa* (Rausser), *Ps.* cf. *proozawai* Kir. и др. (определения Л. А. Эктовой)*. Стратиграфически выше с размывом залегают известняки московского яруса.

Менее обоснованно присутствие башкирского яруса в составе эффузивно-терригенных отложений шютской свиты, развитой в Алайском хребте; ее возраст Г. С. Поршняковым и А. И. Гончаровым в 1956 г. был определен в пределах $C_{1n} - C_{2b}$.

В горах Кара-Чаты башкирский ярус представлен глинистыми известняками с прослоями песчаников и алевролитов (коксарайская свита, Миклухо-Маклай и Поршняков, 1961; низы башкирского яруса, Бенш, 1958а). В северных отрогах гор Катрантау башкирскими известняками и сланцами заканчивается карбонатный разрез нижнего карбона (верхняя часть шуранской свиты, Решения..., 1959). Обильная фауна фораминифер, гониатитов и брахиопод указывает на раннебашкирский возраст указанных отложений.

Вышележащие отложения — нижняя часть калмакбулакской свиты в Кара-Чатыре (Решения..., 1959) и янгакская свита (Миклухо-Маклай и Поршняков, 1954, 1961), относившиеся к верхнебашкирскому подъярису, имеют весьма разноречивую палеонтологическую характеристику. А. Д. Миклухо-Маклаем и Г. С. Поршняковым (1961) указывается на присутствие в них, наряду с многочисленными *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) также и *Profusulinella parva* (Lee et Chen), а Ф. Р. Бенш (1958а) указывает на *Aljutovella* sp.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

Терскей-Каратауская зона занимает территорию Срединного Тянь-Шаня и часть Фергано-Кокшаальской и южной окраины Северо-Тяньшанской складчатых областей. Сокращенные разрезы представлены нижним горизонтом башкирского яруса. Они установлены в хребтах Терскей-Алатау, Джетымбель, Молдотау, Нарынтау, Уланском, Джаман-Даване, Ферганском, Чаткальском, где наблюдаются согласные взаимоотношения намюрских и башкирских отложений.

Нижнебашкирские карбонатные отложения получили широкое развитие в западном окончании Таласского Алатау и северо-восточной части Угамского хребта, где залегают в непрерывных разрезах с известняками намюра.

Севернее и южнее наблюдается постепенное замещение известняков башкирского яруса терригенными и терригенно-вулканогенными образованиями. В хр. Каржантау и юго-западных окончаниях Угамского и Пскемского хребтов последние играют в разрезах главную роль (свита уя), а еще южнее, в Кураминском и Чаткальском хребтах, ярус нацело сложен вулканогенными образованиями (минбулакская свита).

В хребтах Молдотау, Байдула, Акташ (Присонкулье), Джетымбель нижнебашкирские отложения представлены серией пестроцветных карбонатно-терригенных пород, выделяемой под названием актайлякской свиты.

Как указывают А. Я. Галицкая и В. Г. Королев (1961) в хр. Молдотау актайлякская свита залегают в непрерывном разрезе с породами

* В верховьях р. Чаувай, в горах Дуванаташ пятнистые известняки туюндангинской свиты, по данным А. В. Дженчураевой, содержат как нижне- так и верхнебашкирские фораминиферы. — Прим. ред.

нижнего карбона, однако в других районах (Джетымбель, Акташ) не исключается существование преактайлякского размыва; максимальная мощность нижнебашкирских отложений в хр. Молдотау 600 м. Отложения верхнего горизонта отсутствуют, либо участвуют в строении самых верхов свиты, представленных прибрежными гипсоносными осадками.

В хр. Джетымбель актайлякская свита делится на три подсвиты. Нижняя сложена известняками с прослоями мергелей, песчаников, конгломератов и остатками *Linoproductus corrugatus* (M'Coу), *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) и др., характерными для нижнего горизонта башкирского яруса; мощность подсвиты 100—200 м. Средняя и верхняя подсвиты сложены песчаниками, мергелями, алевролитами и конгломератами мощностью 250—300 м.

В хр. Нарынтау отложения башкирского яруса имеют ограниченное распространение. На северном склоне хребта они согласно залегают на вулканогенных образованиях шаркратминской свиты намюра (свита содержит в самых верхах намюрскую фауну; Е. И. Зубцовым и Е. И. Зубцовой, 1961, она относилась к башкирскому ярусу) и слагаются туфогенными песчаниками с прослоями известняков, известняковыми конгломератами и конгломерато-брекчиями общей мощностью более 30 м. Отсюда определены многочисленные *Eostaffella postmosquensis* var. *acutiformis* Kir., *E. protvae* Rauser, *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. sofronizykyi* Saf., *Ps. variabilis* Reitl., *Ps. varsanofievae* Rauser, *Ps. korobezkihk* Rauser et Bel., *Ps. pumilla* Grozd et Leb. и др. Сходный комплекс фораминифер обнаружен и на южном склоне хр. Нарынтау (р. Восточн. Боронды).

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В Тюпском эпикаледонском прогибе на северном склоне восточного окончания Терской-Алатау башкирские отложения со следами размыва, а иногда с незначительным угловым несогласием, залегают на каледонских гранитоидах и без видимого углового несогласия перекрываются континентальными красноцветными образованиями, условно относящимися к московскому ярусу. Отложения нижней половины башкирского яруса четко подразделяются на три свиты: тюпскую, уч-кашкинскую и чааркудукскую. Тюпская и чааркудукская свиты сложены терригенными пестроцветными породами с редкими прослоями известняков и гипсов. Мощность свит резко колеблется от первых десятков до сотен метров. К западу (пр. Джетьюгуз, Джергес) эти отложения обогашаются туфогенным материалом и выделяются под названием кок-джайской, или керегеташской, свиты. Уч-кашкинская свита сложена известняками (30—250 м), содержащими большое количество ископаемых остатков, среди которых определены *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.), *Choristites bisulcatiformis* Semich. и другие.

В Чуйском эпикаледонском прогибе в западной половине северного склона Киргизского хребта морские отложения вize — намюра сменяются вверх по разрезу континентальными красноцветными терригенными осадками, относимыми по положению в разрезе к среднему (?) карбону. Наибольшей мощности (533 м) они достигают в бассейне р. Каракыстак. К востоку красноцветные отложения постепенно сменяются угленосными, причем в этом же направлении происходит и наращивание разреза. Переходного характера разрез, по данным И. И. Бессонова, наблюдается в бассейне р. Чаиш, где одновременно с появлением карбонатных пород, углистых сланцев и основных эффузивов, наряду с крас-

ной окраской пород встречается и зеленовато-серая. Отложения подобного типа широко развиты в восточной части Киргизского хребта в горах Орток, Суганды, Кайнар и бассейне р. Шамси, где выделяются под наименованием ортокской свиты. Последняя согласно залегает на породах визе — намура и содержит остатки среднекаменноугольных растений и пресноводных остракод московского яруса. Непрерывность разреза свиты позволяет предполагать, что в ее составе присутствуют и осадки башкирского яруса.

Палеогеография Киргизской ССР в раннебашкирское время не обладала сколько-нибудь существенными отличиями по сравнению с наму-

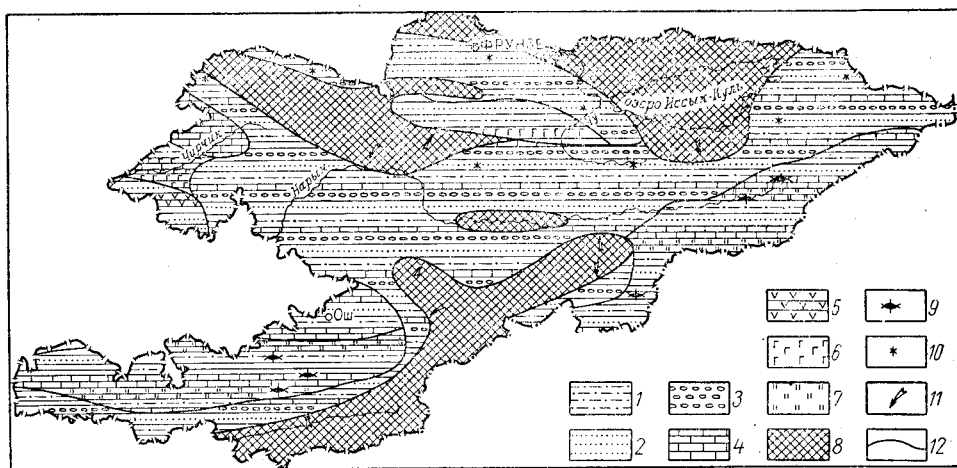


Рис. 11. Схема литофаций раннебашкирского времени

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — средние эффузивы; 6 — основные эффузивы; 7 — кремнистые породы; 8 — суша; 9 — рифы; 10 — первичная красцветность пород; 11 — направление сноса обломочного материала; 12 — границы фациальных типов отложений

ром (рис. 11). Морское осадконакопление сохранилось в пределах Среднего Тянь-Шаня, в Фергано-Кокшаальской и Туркестано-Алайской и Чаткало-Кураминской областях. В последних двух областях наряду с накоплением терригенных осадков происходило и формирование рифовых сооружений.

В Присонкульском районе и хребтах Терсей-Алатау, Нарынтау и Джаман-Даван располагалась прибрежная мелководная часть моря, где отлагались пестроцветные песчано-алевролитовые толщи, часто загипсованные. В пределах Атбашинского, Ферганского и северо-восточной части Алайского хребтов располагалась суша с невысокими горами и низменными равнинами. На севере раннебашкирское море ограничивалось плоской, выровненной сушей Северного Тянь-Шаня, в пределах которой (Киргизский хр.) еще сохранилась обширная депрессия, занятая водами остаточного бассейна с пониженной соленостью, заполнявшаяся красноцветными терригенными осадками, иногда с примесью вулканогенного материала.

Резкие изменения палеогеографической обстановки наступили в позднебашкирское время, когда почти вся территория Тянь-Шаня испытала поднятие. Только в восточной части Фергано-Кокшаальской области (хр. Кокшаал и Борколдой), а также в пределах Туркестано-Алая сохранился морской режим.

Московский ярус

Московский ярус региональной стратиграфической схемы Средней Азии (Решения совещания... , 1959) подразделен на два подъяруса, каждому из которых соответствуют два горизонта.

Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1963 г. при утверждении схемы в нее внесен ряд изменений: каждый подъярус принят в объеме двух горизонтов, однако собственных наименований последние не получили; местные зоны выделены в соответствии со схемой А. Д. Миклухо-Маклая (1960а, 1963а, б) только для подразделения, соответствующих по объему подъярусам.

В настоящей работе за основу принят вариант, утвержденный Межведомственным стратиграфическим комитетом. Много нового в стратиграфию московского яруса внесли исследования последних лет А. Д. Миклухо-Маклая, М. Н. Соловьевой, Ф. Р. Бенш, Н. А. Аносовой, В. И. Волгина, Л. А. Эктовой и др.

Нижний подъярус московского яруса подразделяется на: зону *Aljutovella aljutovica*, внизу и зону *Aljutovella znensis Fusulina antiqua* (вверху). Верхний подъярус — на зону *Fusulina schellwieni*, *Putrella brazhnikovae* (внизу) зону *Fusulinella schwagerinoides*, *Hemifusulina boscki* (вверху).

Нижняя граница яруса определяется появлением среди фораминифер разнообразного комплекса представителей родов *Aljutovella*, *Schubertella*, а среди профузулинелл представителей групп *Profusulinella prisca*.

Верхняя граница яруса устанавливается по появлению верхнекаменноугольных родов *Obsoletes* и *Quasifusulinoides* и массовому развитию рода *Protriticites*.

В распространении московских отложений на территории Киргизской ССР устанавливаются четкие закономерности (табл. 12, вкладка). В Северном Тянь-Шане и на значительной площади Срединного Тянь-Шаня (хребты Киргизский, Терской-Алатау, Байдуаа, Молдотау, Джаман-Даван) московские отложения представлены континентальными образованиями. В Южном Тянь-Шане и в горах Нарынтау Срединного Тянь-Шаня отложения яруса слагаются морскими осадками; во многих местах они залегают со стратиграфическим несогласием на нижнебашкирских и более древних породах, в хребтах Борколдой и Кокшаальском и некоторых районах Туркестанского хребта ложатся с постепенным переходом на породы верхнего горизонта башкирского яруса.

Верхнемосковские отложения залегают на подстилающих породах с размывом, а иногда и с угловым несогласием. Только на ограниченных площадях Алайского хребта, в горах Кара-Чатыр, Суганда и центральной части Ферганского хребта разрезы яруса можно считать стратиграфически полными.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

Ферганский прогиб. Отложения яруса широко развиты в горах Кара-Чатыр и междуречье Шунк-Шуран и прослеживаются далее к западному направлению. Подробно они были изучены А. Д. Миклухо-Маклаем, Ф. Р. Бенш, Н. А. Лисицыной, О. И. Богуш и др. Отложения нижнего подъяруса (калмакбулакская свита в Кара-Чатыре и каратангинская свита междуречья Шунк-Шуран) залегают со скрытым несогласием на породах нижнего горизонта башкирского яруса и слагаются песчаниками, содержащими в нижней части разреза линзы конгломератов и гравелитов, а в верхней — аргиллитов, гравелитов и известняков. В Кара-

Чатыре для нижней части подъяруса характерны *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Aljutovella* aff. *pseudoaljutovica* Rauser, *Al. citronoides* (Maп.) и др.; для верхней — *Profusulinella mutabilis* Saf., *Aljutovella* ex gr. *priscoidea* Rauser, *Fusulinella subpulchra* Putr. и др. Общая мощность подъяруса колеблется от 1500 до 1850 м. Близким комплексом фузулинид подъярус охарактеризован и в междуречье Шунк-Шуран, где его мощность, по данным В. С. Сафина, около 1600 м.

На южном склоне Алайского хребта (р. Кызылсу, Калмаксу, Коксу Восточная, Гульча) и в горах Алдыяр отложения подъяруса участвуют в сложении мощной (до 3000 м) толщи песчаников, алевролитов, аргиллитов, глинистых и кремнистых сланцев и известняков. В Восточной Фергане (р. Кугарт и горы Суганда) их мощность, как указывает Н. В. Иванов, достигает 1500—2000 м.

В Северной Фергане, в междуречье Бекечал-Майлису нижнемосковские отложения представлены породами чаакской и акзовской свит (Турбин, 1960а). В. Н. Огневым и Ф. Р. Бенш эти отложения относились к нижней части турдукской свиты. *Чаакская свита* залегает с размывом на породах среднего палеозоя и слагается в основании пачкой базальных конгломератов и гравелитов, а выше — песчаниками, песчанистыми известняками, глинистыми и углистыми сланцами с прослоями известняков, мергелей, туфов. Возраст свиты определяется находками *Profusulinella ovata* Rauser, *Aljutovella aljutovica* (Rauser), *Al. priscoidea* Rauser, *Productus undatus* Defg., *Lepidodendron* sp. sp. и др. (определения Ф. Р. Бенш, Н. А. Аносовой, О. И. Сергуньковой). Мощность свиты (данные Л. И. Турбина) 320—1780 м.

Акзовская свита залегает на породах чаакской с размывом, а в краевых частях келематинской депрессии ложится с угловым несогласием на породы силура. Она слагается гравелитами и мелкогалечными конгломератами с прослоями известняков и мергелей в верхней части разреза. Обильная фауна указывает на принадлежность свиты к нижнему подъярису московского яруса и лишь по положению в разрезе ее следует считать более молодой, нежели чаакскую. Мощность свиты, на которой с размывом залегают породы верхнего подъяруса, колеблется от 0 до 1146 м.

Верхнемосковские осадки в Ферганском унаследованном прогибе залегают на подстилающих породах с размывом и с постепенным переходом сменяются отложениями верхнего карбона.

В горах Кара-Чатыр они представлены породами *актерекской свиты*, базальные конгломераты которой (до 60 м) налегают на нижнемосковские или башкирские отложения. Выше по разрезу располагаются песчаники и алевролиты с прослоями мергелей и известняков, среди которых Ф. Р. Бенш (1958) выделяют аналоги подольского и мячковского горизонтов Русской платформы, соответственно охарактеризованные фауной *Pseudostaffella umbilicata* (Putr. et Leont.), *Ozawainella* cf. *kurakhovensis* Maп. и др. и *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F. schwaigerinoides* и др. Мощность свиты около 2000 м.

В междуречье Шуран-Шаматал, актерекской свите соответствуют куныкульская и шункмазарская свиты (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1954, 1961). Первая представлена мощной толщей (до 700 м) конгломератов, вторая (до 400 м) — глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, конгломератов и линзами известняков с фауной верхов подъяруса (*Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F.* ex gr. *colaniae* Lee et Chen, *Choristites mosquensis* Fisch. и др.). В восточной части Алайского хребта (р. Гульча, Кызылсу, Акбогус и др.) и в Восточной Фергане (горы Суганде, бассейн р. Кугарт) верхнемосковские отложения слагают верхнюю часть мощной толщи (от 1500 до 3000 м) не-

расчлененных осадков московского яруса, представленной песчаниками, алевролитами и пр., в которой Н. А. Аносовой, М. Н. Соловьевой и Л. А. Эктовой были определены *Fusulinella cf. colaniae* Lee et Chen, *F. rara* Schlyk., *Fusulina cylindrica* Fisch., *F. truncatula* Thoms., *F. samarica* Rauser et Bel., *Protriticites* ex gr. *pseudomontiparus* Putr. и др.

В Северной Ферганае накопление верхнемосковских осадков происходило в условиях интенсивных тектонических движений, что обусловило несогласно залегание верхнего подъяруса на подстилающих породах. В. Н. Огневым и Ф. Р. Бенш отложения подъяруса рассматривались в составе турдукской свиты; Л. И. Турбин (1960а) выделяет их под названием суоктюбинской свиты и сопоставляет с мячковским и, возможно, подольским горизонтами.

В междуречье Бекечал — Майлису — Каракол свита слагается песчаниками и алевролитами с прослоями конгломератов и известняков с фауной *Choristites priscus* Eichw., *Ch. mosquensis* Fisch., *Profusulinella librovichi* Dutk., *Fusulinella bocki* Moell., *Fusulina elegans* Rauser и др. Мощность ее изменчива и колеблется от нескольких сот до тысячи метров.

Кокшаальский прогиб. В Кокшаальском хребте и на южном склоне Борколдоя нерасчлененные отложения московского яруса слагаются глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями известняков, гравелитов и конгломератов. В нижней части (350—400 м) собрана *Profusulinella subovata* Saf., *Pr. prisca* (Dergrat), *Aljutovella cf. postaljutovica* Saf., *Eofusulina paratriangula* Putr. и др. Верхняя (более 550 м) содержит остатки *Fusulinella schubertellinoides* Putr., *F. praebocki* Rauser, *F. bocki* Moell., *Fusulina* ex gr. *ozawai* Rauser et Bel. и др. В восточной части Кокшаальского хребта ярус слагается песчаниками и глинистыми сланцами, в нижней части с остатками фузулинид (*Profusulinella cf. parva* (Lee et Chen) и др.), а в верхней — с остатками растений (*Lepidodendron* ex gr. *lycopodioides* Sternb., *Sphenophyllostacys* (Bowmanites) sp. и др. (определения Т. А. Сикстель), выше с постепенным переходом залегают осадки верхнего карбона.

Североферганская зона. Зона охватывает территорию правобережья р. Нарын, бассейн рек Карасу Западная, Устасай, Дженарыксай, горы Босбутау; в ее пределах верхнемосковские отложения залегают с несогласием на породах среднего палеозоя. Впервые отложения подъяруса были описаны Н. В. Ивановым в 1948 г. в составе турдукской свиты. Л. И. Турбиным (1960а) они выделяются под наименованием суоктюбинской свиты. Последняя слагается песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, известняками, мергелями и конгломератами; в северной части зоны свита представлена известняковыми конгломератами и брекчиями. В междуречье Турдук-Манубалды верхнемосковские отложения (турдукская свита), по данным Ф. Р. Бенш, содержат в низах разреза остатки *Ozawainella cf. kurachovensis* Man., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *Fusulina chernovi* Rauser, *Productus cf. gruenwaldti* Klot., *Isogramma potechovensis* Grab. et Chaо и др., характерные для подольского горизонта; верхняя часть разреза охарактеризована фауной мячковского горизонта (заключения Ф. Р. Бенш). Мощность свиты 100—1090 м.

Востоноферганская зона. В юго-западных отрогах Ферганского хребта (правобережье р. Тар) верхнемосковские отложения залегают на породах девона. В горах Босого — Акташ они представлены известняками и кремнистыми сланцами с остатками кораллов *Chaetetes cf. rotai* Sok., *Cystiphorastrea cf. mölli* (Stuck.), *Lithostrotionella* sp. и

фораминифер *Fusulinella* cf. *colaniae* (Lee et Chen), *F. bocki* Moell., *Fusulina* aff. *cylindrica* Fisch., *Schubertella obscura* Lee et Chen и др. (определения Б. С. Соколова и А. Д. Миклухо-Маклая). Мощность отложений достигает 1108 м и возрастает в северо-западном направлении и в бассейне р. Тасрыкай, где в их составе доминируют глинистые сланцы и песчаники с прослоями известняков и основных эффузивов.

Сурметашская зона. В Алайском и Туркестанском хребтах, в бассейнах рек Шанкол, Чачме, Киргиз-Ата, Акбура, Талдык, Кызыл-Айрык, Гульча и др. верхнемосковские отложения залегают с размывом на породах среднего палеозоя. В бассейнах рек Шанкол, Чачме и др. верхнемосковские осадки представлены свитой шанкольских конгломератов (100—900 м), содержащей прослой глинистых сланцев и туфов. Иногда на конгломератах залегают пачка глинистых сланцев (до 150 м) с остатками *Hemifusulina* sp., *Fusulinella* sp. и др. (Миклухо-Маклай и др., 1961).

На остальной территории зоны на породы среднего палеозоя налегает алдыкинская свита песчаников, алевролитов и мелкогалечных конгломератов с прослоями известняков с обильными *Enteletes* cf. *tamarcki* Fisch., *Orthotetes plana* Iv., *Dictyoclostus moelleri* L. (non Stuck.), *Choristites latissimus* L., *Hemifusulina truncatula* Rauser, *H. communis* Rauser, *Fusulinella Bocki* Moell., *Putrella* aff. *brazhnikovae* (Putr.) и др. Мощность свиты от 260 до 1200 м.

Выше с постепенным переходом залегают *муянькольская свита* алевролитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с прослоями песчаных известняков (Миклухо-Маклай, Поршняков, 1961). В нижней части свиты встречаются фузулиниды верхов среднего — низов верхнего карбона.

В бассейне р. Сурметаш и верхнего течения р. Исфайрам к московскому ярусу Г. С. Поршняковым относится мощная (до 1000 м) песчано-сланцевая толща, аналогичная толубайской свите. На ней со следами размыва или пологом угловым несогласием залегают сурметашские конгломераты (около 1300 м), переходящие выше в толщу сланцев и песчаников (1100 м) с редкими фораминиферами C_2 (?) и остатками растений C_3 (?).

Каратауская зона. Располагается в области гор Каратау и Гузан в Южной Фергане. Там верхнемосковские осадки (340 м) залегают с несогласием на породах девона. Они представлены слоистыми известняками и известковистыми песчаниками (внизу), а выше песчаниками, известняковыми конгломератами, глинистыми сланцами и битуминозными известняками. Эти отложения содержат *Fusulina cylindrica* Fisch. em. Moell., *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell., *F. ex gr. mosquensis* Rauser et Saf., *Productus* cf. *fredericksi* Illov. и др. (определения Ф. Р. Бенш, О. И. Сергуньковой).

Туркестано-Алайская зона. Впервые среднекаменноугольные отложения зоны были описаны В. Н. Вебером и в дальнейшем изучались Д. В. Наливкиным, О. И. Сергуньковой, Н. М. Синициным, А. Д. Миклухо-Маклаем и др. Выходы московских отложений известны в северных предгорьях Туркестанского и Алайского хребтов, в бассейнах рек Исфара, Каравшин, Шахимардан, Исфайрам, в горах Кичик-Алай и др.

Наибольшим распространением пользуются разрезы, сложенные в нижней части известняками (пыркафская свита) и в верхней — глинистыми сланцами и алевролитами (толубайская свита).

Пыркафская свита (свита фузулиновых известняков, А. Д. Миклухо-Маклай, 1954), или средняя подсвита боординской свиты (Решения

совещания..., 1959), выделенная А. Д. Миклухо-Маклаем и Г. С. Поршняковым (1961), подробно изучена в бассейне р. Чаувай. По наблюдениям О. И. Сергуньковой, В. Б. Горянова и др., она сложена грубослоистыми органогенными известняками, иногда доломитизированными с остатками фораминифер: *Profusulinella ovata* Rauser, *Pr. staffellaeformis* Kir., *Pr. parva* (Lee et Chen), *Pr. prisca* (Dergrat); брахиопод — *Choristites mosquensis* Eisch. и др. (определения А. Д. Миклухо-Маклая и О. И. Сергуньковой). Мощность свиты непостоянна и колеблется от 190 м на правом берегу р. Абшир, до 30 м в бассейне р. Сох.

В долине р. Каравшин свита изучалась В. А. Вахрамеевым (1938), О. Л. Эйнором (1954), Г. Д. Киреевой (1957) и др. В ее основании с нормальным контактом располагается свита «пятнистых» известняков (туюкдангинская свита, Горянов В. Б. и др., 1961) с линзами ферриаллитов, из которой (мощность свиты 20—60 м) были определены нижнемосковские *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Pr. parva* var. *convoluta* (Lee et Chen), *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Sch. magna* Lee et Chen и др. (Д. М. Раузер-Черноусова). В междуречье Карабулак-Лийляк мощность пыркафской свиты колеблется от 20 до 200 м (Е. А. Митрофанов).

Верхнюю часть нижнего подъяруса слагает *толубайская свита*, выделенная О. И. Сергуньковой и изученная в 1956—1957 гг. А. И. Гончаровым и Г. С. Поршняковым (обозначалась и как верхняя подсвита боординской свиты; Решения совещания..., 1959). Свита согласно залегает на подстилающих пыркафских известняках и в смежных частях Алайского и Туркестанского хребтов слагается песчаниками, глинистыми сланцами, гравелитами, конгломератами и известняками с остатками *Profusulinella* cf. *prisca* (Dergrat), *Pr.* ex gr. *librovitchi* (Dutk.), *Aljutovella* ex gr. *postaljutovica* Saf., *Eofusulina* cf. *subtilissima* Putr., *Ozawainella* ex gr. *angulata* Col. и др. Имеются указания на присутствие единичных экземпляров *Putrella* (?) sp. и *Fusulinella* ex gr. *colaniae* Lee et Chen (А. Д. Миклухо-Маклай), а в известняках выше пыркафской свиты (междуречье Сох — Каравшин) были найдены *Hemifusulina* cf. *elliptica* (Lee), *Putrella* cf. *donetziatica* Putr., *Fusulinella* cf. *pseudocolaniae* Putr. и др. (сборы Ю. А. Сорокина, определения В. Д. Салтовской) верхнемосковского возраста. Это позволяет предполагать, что в некоторых разрезах толубайская свита принадлежит верхней части московского яруса. Мощность свиты 300—600 м.

Аксайская зона. Нижнемосковские известняки (∞ 160 м) распространены в горах Сарыбелес и Борколдой, где участвуют в сложении верхних горизонтов рифовых массивов. Отсюда Л. А. Эктовой и В. И. Волгиным были определены *Profusulinella parva* (Lee et Chen), *Schubertella obscura* Lee et Chen, *Aljutovella* cf. *priscoidea* Rauser, *Eofusulina* ex gr. *triangula* (Rauser et Bel.), *Choristites* aff. *aljutovensis* E. Iv.

Терригенные отложения подъяруса (450 м) распространены вокруг рифовых массивов и слагаются плохо отсортированными конгломератами, замещающимися в удалении от рифов мелкообломочными породами — гравелитами и песчаниками.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

В области Срединного Тянь-Шаня отложения московского яруса представлены преимущественно континентальными молассовыми образованиями, развитыми на южном склоне хр. Терскей-Алатау, в горах Джаман-Даван, Байдула и Молдотау.

В области Срединного Тянь-Шаня в раннемосковское время в наложенных прогибах происходило накопление континентальных моласовых образований. Прогибы известны в хр. Джаман-Даван, Молдотау, Байдула и на южном склоне хр. Терской-Алатау. В основании нижнемосковских отложений, залегающих на размытых породах нижнего горизонта башкирского яруса или нижнего карбона, располагается пачка базальных конгломератов (до 100 и более метров). Выше следует изменчивого состава толща разнотернистых песчаников, гравелитов и конгломератов; в хр. Молдотау в верхних слоях толщи появляются прослой кремней и известковистых песчаников. Мощность нижнемосковских отложений изменяется от 0 до 1000 м. В Молдотауском прогибе накопление континентальных отложений вновь возобновилось в конце московского века. По данным В. А. Колесникова, М. П. Христовой и других, к верхам московского яруса — верхнему карбону относится кавакская свита (до 600 м) алевролитов, шламовых известняков, песчаников и конгломератов, залегающая с угловым несогласием на нижнемосковских (?) породах. Морские осадки отлагались лишь в восточной части Джангджирского хребта и в хр. Нарынтау.

Нарынтауская краевая зона. Нижнемосковские отложения представлены песчаниками, алевролитами, конгломератами, глинистыми известняками и сланцами борондинской свиты (718 м). Отсюда Н. А. Аносовой, Л. А. Эктовой и В. И. Волгиным определены *Profusulinella prisca* (Deprat), *Pr. ex gr. rhomboides* Lee et Chen, *Aljutovella priscoidea* (Rauser), *Choristites cf. priscus* (Eichw.), *Ch. cf. lebedevi* Fed. и др.; из остатков растений Т. А. Сикстель указываются *Dicranophyllum kirghizicum* Tchirk.

На северных склонах хр. Нарынтау и гор Аламышик с борондинской свитой может быть сопоставлена фациально сходная толща песчаников, алевролитов, глинистых и онколитовых известняков, залегающая с видимо нормальным контактом на породах шаркратминской свиты.

В верховьях рек Кайнар и Туяк-Чатыр-Корум нижнемосковские известково-кремнистые песчаники, гравелиты и прочие (650 м) содержат *Profusulinella ex gr. prisca* (Deprat), *Pr. ex gr. parva* (Lee et Chen), *Ozawainella cf. mosquensis* Rauser и др. (определения К. В. Миклухо-Маклай).

Северо-Тяньшаньская складчатая область

Чуйский эпикаледонский прогиб. Отложения московского яруса принимают участие в сложении мощной серии осадочных образований (ортокладская свита), выполняющих эпикаледонские внутренние прогибы. В восточной части Киргизского хребта московские осадки (около 600 м) залегают с видимым согласием на породах башкирского яруса и слагаются песчаниками, алевролитами, глинистыми, углистыми и кремнистыми сланцами, порфиритами и редкими прослоями углей (В. И. Кнауф, И. Л. Захаров, К. Д. Помазков и др.). Среди присутствующих пресноводных остракод найдены *Monoleiolphus unicastatus* Raup., встречающиеся в долинской свите (башкирский ярус, А. С. Кумпан, 1965) Карагандинского бассейна, а также более высокого стратиграфического положения остатки растений (*Noeggerathiosis cf. subangusta* Zal. и др.), что позволяет отнести описываемые отложения к нижнему подъярису — низам верхнего подъяруса московского яруса.

В восточной части хр. Терской-Алатау отложения яруса представлены мощной толщей (от 600 до 2300 м) красноцветных песчаников и

конгломератов с отчетливой косо́й слоистостью типа временных потоков (туюкская свита, В. И. Кнауф), залегающей с видимым согласием на гипсоносной чааркудукской свите башкирского яруса.

Морские условия в раннемосковское время широко распространены на территории Тянь-Шаня. Море захватывает область Ферганской долины и обрамляющих ее горных сооружений, проникая длинным узким заливом и в пределы хр. Нарынтау (рис. 12). В то же время, поднятие в области Северного Тянь-Шаня распространилось и на территорию Срединного Тянь-Шаня. Возникшая здесь суша с расчлененным рельефом интенсивно размывалась, благодаря чему условия осадкона-

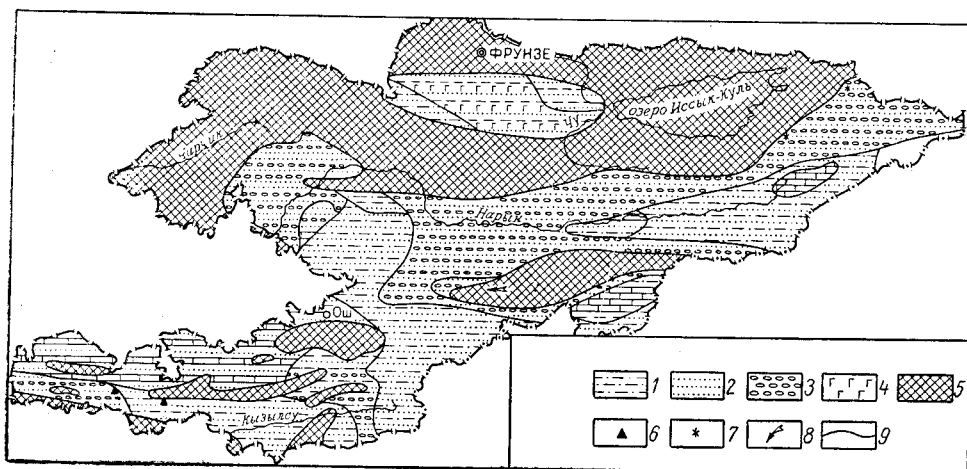


Рис. 12. Схема литофаций московского века

1 — альеволиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — основные эффузивы; 5 — суша; 6 — ферриаллиты; 7 — первичная красцветность отдельных прослоев; 8 — направление сноса обломочного материала; 9 — граница фациальных типов отложений

копления в раннемосковское время существенно изменились по сравнению с башкирским веком — осадки сменились грубообломочными, уменьшилось количество карбонатных пород. На предгорных равнинах, занявших значительную часть Срединного и Северного Тянь-Шаня, происходило накопление континентальных грубообломочных толщ или отложений высыхающих опресненных бассейнов.

Наступление позднемосковского времени ознаменовались новыми движениями земной коры в Тянь-Шане, благодаря чему верхнемосковские осадки ложатся часто с несогласием на подстилающие породы, и сокращениями морского бассейна.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Отложения верхнего карбона были установлены в Киргизской ССР еще в прошлом столетии (Г. Д. Романовским, 1878—1890 гг.). Первая схема их стратиграфического расчленения была предложена в 1956 г. А. Д. Миклухо-Маклаем (1949, 1956).

Межведомственным совещанием по унификации стратиграфических схем Средней Азии в 1958 г. верхний карбон был принят в объеме касимовского и гжельского ярусов с подразделением на местные зоны и горизонты. Эта схема с некоторыми изменениями была утверждена Межведомственным стратиграфическим комитетом в 1963 г. и в настоящее время представляется в следующем виде: гжельский ярус — зона

Obsoletes, *Protriticites* (джилгинсайский горизонт) и зона *Triticites* (учбулакский горизонт). Оренбургский ярус — зона *Pseudofusulina* (дастарский горизонт).

Для некоторых районов Средней Азии предпринимаются попытки дробного расчленения учбулакского горизонта. В Южной Фергане А. Д. Миклухо-Маклаем (1963, 1965) выделялись «слои с мелкими тритицитами» и «слои с крупными тритицитами» (по Ф. Р. Бенш, зоны *Triticites montiparus* и *Triticites ferganensis*). Н. А. Аносовой для Среднего Тянь-Шаня выделяются подзоны *Montiparus montiparus*, *Ferganites ferganensis* и *Triticites asiaticus*, *Grabaouina rossica*.

Нижняя граница верхнекаменноугольных отложений Средней Азии определяется по появлению новых родов фузулинид: *Obsoletes* и *Quasifusulinoides* и массовому развитию рода *Protriticites*. Верхняя граница карбона принята в основании швагеринового горизонта.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

В Фергано-Кокшаальской области отложения верхнего карбона формировались в различных геотектонических условиях; в унаследованных прогибах они обладают стратиграфически полными разрезами, но в краевых зонах последних, где тектонический режим не отличался постоянством, представлены в сокращенных разрезах (табл. 13, вкладка)

Ферганский прогиб. В горном обрамлении восточной части Ферганской долины, в северных отрогах Туркестанского и Алайского хребтов — в горах Гузан, Кара-Чатыр, в междуречье Шунк-Шуран, в восточной части Алайского хребта — в бассейне рек Утар, Чачме, Акбура, в горах Чакан-Таш, на юго-западном склоне Ферганского хребта в бассейне рек Кугарт, Урумбаш, Караункур и в горах Суганде верхнекаменноугольные осадки залегают с нормальным контактом на породах среднего карбона и согласно перекрываются отложениями нижней перми.

Стратотипические разрезы верхнего карбона обнажаются в горах Кара-Чатыр, где они изучались В. Н. Вебером, Б. К. Лихаревым, А. Д. Миклухо-Маклаем, Н. А. Лисицыной, О. И. Богущ, В. И. Волгиным, Д. П. Резвым и др. По данным Ф. Р. Бенш (Стратиграфия Узб. ССР, 1965), они имеют следующее строение.

Джилгинсайский горизонт. С незначительным размывом на породах московского яруса залегают толща мелкогалечных конгломератов, переходящих выше в гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и известняков с *Protriticites ovatus* Putr., *Pr. cf. subschwagerinoides* Ros., *Quasifusulinoides cf. bosbiensis* Bog., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), *Dictyoclostus gruenewaldti* Krot., *Avonia echidniformis* Grab. et Chao и др., а также остатками кораллов, водорослей и наземных растений. Мощность около 650 м.

Учбулакский горизонт. С постепенным переходом на подстилающие породы налегает толща полимиктовых песчаников, алевролитов, конгломератов, гравелитов и известняков с фузулинидами, брахиоподами и пр. фауной, среди которой присутствуют *Triticites ex gr. schwageriniformis* Rauser, *Tr. cf. umbonoplicatus* Rauser et Bel., *Tr. ohioensis* Thompson subsp. *schiensis* M-Macl., *Tr. ferganensis* M-Macl.; *Dictyoclostus uralicus* Tschern., *Marginifera orientalis* Chao, *Brachythyrina strangwiyisi* Verp. и др. Мощность колеблется от 1500 до 1700 м; в восточной части гор Кара-Чатыр достигает 2218 м.

Дастарский горизонт. Согласно на подстилающих породах залегают толща алевролитов с прослоями конгломератов, глинистых и песчанистых известняков и мергелей с остатками водорослей, криноидей, бра-

хиопод, пелеципод, гастропод и фораминифер; среди последних в массе присутствуют *Pseudofusulina ferganensis* Dutk., а также *Daixina* ex gr. *sokensis* Rauser, *Rugosofusulina* ex gr. *ruzhenzevi* Rauser, *R. cylindrica* Sosn. и др. Мощность 1067 м.

Общая мощность верхнего карбона в горах Кара-Чатыр около 4000 м, но уменьшается в западном направлении и в междуречье Шунк-Шуран (где отсутствуют низы джилгинсайского и дастарский горизонты) и в горах Гузан (дастарский горизонт не имеет полной мощности) не превышает 1242 м.

В бассейне р. Талдык мощность верхнего карбона (верхняя часть муянкольской свиты) достигает 875 м. В горах Алдыяр верхний карбон представлен песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, мощностью в 1200 м. В горах Чакан-Таш (северо-восточная часть Алайского хребта) разрез слагается 600-метровой толщиной известняков джилгинсайского горизонта (с *Fusulinella eopulchra* Rauser, *Obsoletes* sp. и др.), залегающих с постепенным переходом на верхнемосковских известняках; более высокие горизонты верхнего карбона здесь не изучены.

На юго-западном склоне Ферганского хребта, в бассейне рек Кургарт, Урумбаш, Караункур и в горах Суганде верхнекаменноугольные отложения представлены мощной флишовой серией песчаников, алевролитов, песчанистых известняков и пр. (подбалыкская свита, Решения совещания..., 1959).

Там джилгинсайский горизонт (мощность 500—700 м) содержит остатки *Protriticites fusulinoides* Putr., *Pr. ovoides* Putr., *Pr. cf. pseudomontiparus* Putr., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.) и др. Учбулакский и дастарский горизонты палеонтологически охарактеризованы значительно хуже, но их присутствие в верхней части описываемых отложений вполне вероятно. В междуречье Киненбель-Куровес из этой части разреза А. Д. Миклухо-Маклаем и Н. А. Аносовой были определены тритициты, псевдофузулины, ругозофузулины и квазифузулины верхней части карбона и низов перми (Т. А. Додонова). Общая мощность верхнего карбона 2400 м.

Кокшаальский прогиб. В горных сооружениях Кокшаальского хребта верхнекаменноугольные отложения изучались Г. Л. Бельговским, В. Д. Брежневым, А. Е. Довжиковым, В. А. Колесниковым, В. Н. Огневом, Л. А. Эктовой и др. Они представлены терригенными осадками, полные разрезы которых известны на правом берегу р. Аксай Западная. Там, алевролиты, песчаники, гравелиты и известняки содержат фузулиниды джилгинсайского и учбулакского горизонтов — *Protriticites ovoides* Putr., *Pr. aff. plicatus* Kir., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), *Triticites* ex gr. *montiparus* (Ehr. em Moell.), *Tr. ex gr. stukenbergi* Rauser, *Triticites paramontiparus* var. *mesopachus* Ros., *Tr. cf. secalicus* var. *samaricus* Rauser, *Tr. irregularis* (Schellw. et Staff.), *Tr. umbonoplicatus* Rauser et Bel. и др. (определения Н. А. Аносовой, Л. А. Эктовой). В верхней части разреза были найдены *Pseudofusulina* sp. и *Rugosofusulina* sp., позволяющие предполагать присутствие здесь и отложений дастарского горизонта. Мощность верхнего карбона не превышает 500 м.

В северо-восточной части Кокшаальского хребта верхнекаменноугольные отложения сходны с описанными и их мощность по данным М. М. Пуркина, превышает 400 м. В междуречье Сарыбель — Джангарт в них найдены остатки растений *Sphenophyllostachys* (*Bowmonites*) sp., *Lepidodendron* sp., *Lepidostrophophyllum* sp., *Cladostrobilus* (?) *lutugini* Zal., *Dicranophyllum* sp. и др. (определения Т. А. Сикстель), а южнее, в верховьях р. Пикертык, — обычные для этого возраста фу-

зулиниды (Н. А. Аносова). В направлении на восток из разреза верхнего карбона выклиниваются джилгинсайский, а затем и другие горизонты и юго-западнее массива Хантегри на породы среднего палеозоя налагает нижняя пермь.

Североферганская зона. Верхнекаменноугольные отложения зоны изучались В. Н. Огневим, Н. В. Ивановым, А. А. Лавровым, Л. И. Турбиным, Н. А. Аносовой и др. Ф. Р. Бенш (1955, 1962) описала эти отложения под наименованием цимисбельской свиты, соответствующей по объему джилгинсайскому, учбулакскому и низам дастарского горизонтов.

Л. И. Турбиным (1960) верхний карбон зоны подразделяется на *бекечальскую* и *акташскую* свиты (по объему соответствующих цимисбельской свите). В бассейне рек Турдук, Аксайбаши и Устасай (Турдукская депрессия) первая согласно залегает на верхнемосковских породах и слагается песчаниками и алевролитами иногда углистыми с прослоями гравелитов и конгломератов, на поверхностях напластования которых видны знаки ряби, следы ползания червей. Встречаются банки с остатками брахиопод и гастропод, а в терригенных осадках — обугленные остатки растений. Принадлежность свиты к джилгинсайскому, учбулакскому и нижней части дастарского горизонтов устанавливается находками *Fusulinella* aff. *schwagerinoides* (Deprat), *Protriticites ovoides* Putr., *Pr. globulus* Putr., *Pseudotriticites fusulinoides* Putr., *Obsoletes obsoletus* (Schellw.), *Triticites irregularis* Schellw., *Tr. ferganensis* M-Macl., *Productus (Marginifera) schellwieni* Tschern., *Pr. prattenianus* Norw., *Pr. grünwaldti* Krot. и др. (определения Ф. Р. Бенш, Н. А. Аносовой).

Наименьшей мощностью (350 м) свита обладает на северо-западном крыле Турдукской депрессии, где слагается песчаниками и конгломератами; мощность свиты возрастает в западном направлении и в междуречье Карасу — Кызылсу достигает 1550 м.

Акташская свита (~200 м) залегает согласно на бекечальской и слагается известняковыми конгломератами, карбонатно-глинистыми сланцами, известняками и характеризуется комплексом фузулинид, подобным приведенному выше.

В горах Чаактау (Келематинская депрессия) бекечальская и акташская свиты литологически сходны с описанными выше. Их мощность достигает 2000 м в центре депрессии, но убывает к ее крайним частям до 1000 м. В долине р. Нарын мощность свит около 3000 м. В отличие от турдукской депрессии, где учбулакский горизонт представлен в полном объеме, в келематинской депрессии присутствует только его нижняя часть. Западнее, на правом берегу р. Карасу Западной джилгинсайский горизонт выпадает из разреза и на породы нижнего палеозоя с несогласием налагает учбулакский горизонт. Еще далее в этом направлении (р. Чанач и др.) выклинивается и последний, и на древние породы ложатся базальные слои нижнепермских отложений.

Сурметашская, Каратауская и Восточноферганская краевые зоны обрамляют с юга и востока Ферганский прогиб и располагаются в Туркестанском и Алайском хребтах и юго-восточной части Ферганского хребта. Зоны характеризуются отсутствием в разрезах отложений джилгинсайского горизонта и несогласным залеганием осадков учбулакского горизонта на подстилающих породах.

В Сурметашской зоне, в междуречье Сох-Каравшин, в бассейнах рек Кара-Казык, Талдык, Балтыр-Канды, Джаман-Кырчин и др. отложения *учбулакского горизонта* представлены конгломератами и гравелитами, постепенно, по мере удаления от областей сноса, сменяющимися песчаниками и алевролитами. По данным М. Н. Соловьевой и

О. И. Богуш, в этих отложениях, мощность которых колеблется от 30 м (р. Джаман-Кырчин) до 800 м (р. Исфайрам, Балтыр-Канды), содержатся остатки фораминифер *Triticites montiparus* (Moell. поп Ehr.), *Tr. convexus* Ben sh, *Tr. schwageriniformis* Ra u s., *Tr. ohioensis* subsp. *schiensis* M - Ma c l., *Tr. rossicus* (S ch e ll w.) и др.

Дастарский горизонт залегает на учбулакском с постепенным переходом и представлен красно-бурыми конгломератами и гравелитами, которым подчинены прослойки песчаников, алевролитов и известняков. Иногда значительной мощности достигают алевролиты черного цвета и кремнисто-глинистые сланцы. Редкие находки представителей родов *Pseudofusulina*, *Daixina* и *Rugosofusulina*, указывают на принадлежность этой части разреза к дастарскому горизонту.

Подобного типа отложения развиты в бассейнах рек Джаман-Кырчин, Талдык, Текелик и др., где их видимая мощность не превышает 400 м. В большинстве разрезов верхние слои горизонта отсутствуют и обычно выше с разрывом залегают породы нижней перми.

В бассейне р. Сурметаш и верхнего течения р. Исфайрам стратиграфия верхнепалеозойских отложений изучена совершенно недостаточно. А. В. Разваляев относит к верхнему карбону мощную толщу (до 4250 м) конгломератов, песчаников, глинистых и кремнистых сланцев с остатками растений (*Calamites* ex gr. *gigas* Br o n g., *Valchia* sp. и др.) и переотложенными фораминиферами среднего карбона. Г. С. Поршняков указывает на находки в нижней части этого разреза фораминифер C_2m_2 (?) и проводит границу между средним и верхним карбоном в основании второго горизонта валунно-галечных конгломератов. По данным Г. С. Поршнякова, мощность верхнего карбона несколько превышает 1600 м.

В Каратауской зоне (западнее гор Гузан) на породы среднего палеозоя с резким несогласием налегают песчаники, алевролиты и конгломераты *учбулакского горизонта* с остатками фораминифер (*Triticites* ex gr. *ferganensis* M - Ma c l., *Tr. umbonoplicatus* Ra u s e r, *Tr. aff. schwageriniformis* Ra u s e r и др.), брахиопод (*Chonetes carboniferus* Ke y s.) и растений *Pecopteris arcuata* Halle, *P. norini* Halle, *P. arborescens* Sch lo th., *Cordaites principalis* (G e r m.) Ge i n и др. Мощность 400—600 м.

Дастарский горизонт отличается преимущественным развитием конгломератов, среди которых в линзах известняков и известковистых песчаников присутствуют брахиоподы *Productus* (*Dictyoclostus*) cf. *donetzianus* L i c h., *Pr. (D.) neoinflatus* L i c h., *Spirifer* (*Neospirifer*) cf. *chaoi* O z. и др. и фораминиферы *Rugosofusulina alpina* (S ch e ll w.) и др. Видимая мощность горизонта 117 м.

В Восточноферганской зоне (бассейн рек Тар, Урта-Казык, Кичик-Казык и др.) отложения *учбулакского горизонта* (500—1200 м) налегают с несогласием на породы среднего палеозоя. В основании горизонта располагаются базальные конгломераты, выше замещающиеся песчаниками и алевролитами, которыми в основном и слагается весь разрез; в виде прослоев встречаются кремнистые сланцы, туфы и известняки, в которых присутствуют *Triticites* sp., *Brunsia* ex gr. *irregularis* M ö e ll., *Pseudofusulina* (?) sp. и др. (определения А. Д. Миклухо-Маклая). Ю. Б. Козминым в этой же части разреза были найдены кораллы *Sinophyllum carnicum* He r., *Lonsdaloides* cf. *boswedei* He r., *Amplexocarima* cf. *snuthi* He r. (определения Т. А. Добролюбовой).

Граница между учбулакским и дастарским горизонтами не установлена, но последний представлен в полном объеме, так как выше с постепенным переходом залегают осадки нижней перми. Наибольшей мощности, до 3150 м, верхнекаменноугольные отложения достигают

sofusulina ex gr. *ruzhenzevi* Rauser, *Quasifusulina karavanensis* M. - MacI., и др. (определения Н. А. Аносовой).

В хр. Нарынтау верхняя часть учбулакского и дастарский горизонт представлены породами нижней части нарынтауской свиты. Свита слагается слюдистыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками и известково-слюдистыми алевролитами с прослоями и линзами черных известняков. Фауна встречается редко, но не противоречит отнесению описываемой части свиты к указанному горизонту верхнего карбона. В кровле свиты залегают породы среднего подгоризонта карачатырского горизонта и, следовательно, ее верхняя часть

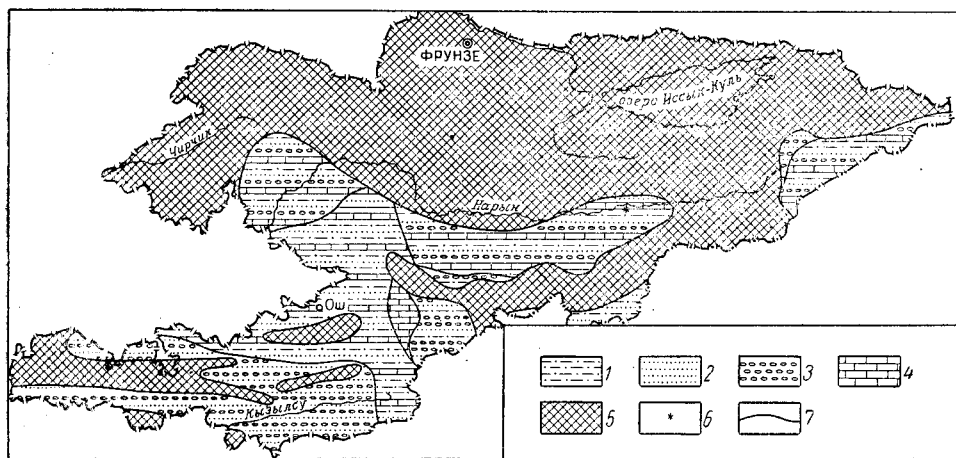


Рис. 13. Схема литофаций позднего карбона

1 — алевролиты; 2 — песчаники; 3 — конгломераты; 4 — известняки; 5 — шуга; 6 — первичная красноцветность отдельных прослоев; 7 — границы фацальных типов отложений

имеет нижнепермский возраст. На водоразделе Боронды — Ичкесу мощность верхнего карбона достигает 745 м; в западном и восточном направлениях она существенно уменьшается.

На северном склоне Атбашинского хребта верхний карбон представлен известняками и известково-слюдистыми песчаниками с прослоями туфов (400 м); встречающиеся фузулиниды принадлежат верхней части учбулакского горизонта (закключение Н. А. Аносовой). Выше залегают флишoidная толща известково-слюдистых песчаников, алевролитов и конгломератов (800 м), которая может быть отнесена к дастарскому горизонту.

Континентальные красноцветные грубообломочные отложения верхнего карбона (кавакская свита) развиты, по данным В. А. Колесникова, в молдотауском наложенном прогибе, где с резким несогласием залегают на подстилающих породах московского яруса.

Палеогеографическая обстановка в позднем карбоне ознаменовалась трансгрессией моря в учбулакское время на территорию Среднего Тянь-Шаня и южную окраину Ферганского унаследованного прогиба. Наиболее существенные палеогеографические изменения произошли в районе хребтов Джаман-Даван, Байбичетау и Нарынтау, а также в пределах Алайского и Туркестанского хребтов. Море проникло сюда только в учбулакское время, постепенно распространяясь от Ферганского прогиба и сохранилось до конца позднего карбона (рис. 13).

Одновременно, в восточной части Фергано-Кокшаальской области произошло сокращение морского бассейна. На остальной территории

Киргизской ССР морской бассейн унаследовал свои границы от позднемосковского моря.

Накопление морских осадков верхнего карбона происходило в большом мелководном заливе, ограниченном с севера, запада и востока обширными пространствами суши, вдававшейся на его территорию полуостровами. В центральной и южной частях залива (Ферганская долина, Алайский хребет) располагались острова. Вероятно, связь позднекаменноугольного моря Тянь-Шаня с морским бассейном Тетиса сохранялась через узкий пролив в восточной части Алайского хребта.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения Киргизской ССР представлены осадками нижнего и верхнего отделов. Нижний отдел сложен, главным образом, морскими осадками и лишь в северных отрогах Туркестанского хребта, горах Молдотау и Киргизском хребте среди них наблюдаются грубообломочные и эффузивно-пирокластические континентальные образования. Отложения верхнего отдела представлены континентальными красноватными осадками молассового типа или эффузивно-пирокластическими породами.

Изучение пермских отложений Киргизской ССР было начато Д. И. Мушкетовым, В. Н. Вебером, Д. В. Наливкиным и в дальнейшем продолжалось многими геологами: А. С. Аделунг, Н. П. Васильковским, Е. Н. Горечкой, Е. И. Зубцовым, Н. В. Ивановым, В. И. Кнауф, М. М. Кухтиковым, А. Г. Ласовским, Н. А. Лисицыной, А. А. Луйком, А. П. Марковским, В. Г. Мухиным, В. А. Николаевым, В. Н. Огневом, В. И. Поповым, Г. С. Поршняковым, Д. П. Резвым, О. И. Сергуньковой, Т. А. Сикстель, Н. М. Синециным, Л. И. Турбиным, С. С. Шульцем и др. Стратиграфические исследования проводились Г. А. Дуткевичем, Б. К. Лихаревым, А. Д. Миклухо-Маклаем, Ф. Р. Бенш, Н. А. Аносовой.

Территория Киргизской ССР принадлежит Кавказо-Синийской биогеографической области, отличающейся, по представлениям А. Д. Миклухо-Маклая и Б. К. Лихарева, рядом особенностей в развитии пермской фауны.

А. Д. Миклухо-Маклаем было предложено выделять для Кавказо-Синийской области и, в частности, для востока Средней Азии, карачатырский и дарвазский ярусы в нижней перми.

Существует и другая точка зрения: В. Е. Руженцев, Д. М. Раузер-Черноусова, Ф. Р. Бенш, указывают на возможность корреляции нижнепермских биостратиграфических зон Средней Азии с зонами Русской платформы, Урала и др.

На Совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии (Решения..., 1959) нижний отдел пермской системы был принят в объеме зоны Schwagerina, зоны Parafusulina и артинских псевдофузулин и зоны Misellina и Armenina, которым соответствуют карачатырский, улукский и кубергандинский горизонты. Верхний отдел был принят в объеме зоны Neoschwagerina, Sumatrana, Polydiexodina и зоны мелких фораминифер и развернутых фузулинид, которым соответствуют мургабский и памирский горизонты.

В настоящей работе принята схема стратиграфического расчленения перми, разработанная Совещанием (Решения..., 1959) с уточнениями, предложенными Ф. Р. Бенш и др. в части палеонтологической характеристики отдельных подразделений схемы (табл. 14, вкладка).

Наиболее широко в Киргизской ССР распространены морские отложения карачатырского горизонта нижней перми, известные на обшир-

ных пространствах Фергано-Кокшаальской складчатой области (Алайский, Туркестанский и Ферганский хребты, восточная часть Кокшаальского хребта), в отдельных районах Срединного Тянь-Шаня (хребты Джаман-Даван, Байбичетау, Нарынтау и др.) и в Чаткало-Кураминской складчатой области (горы Босбутау, Чаткальский хребет). Менее распространены морские осадки улукского горизонта нижней перми, известные только на юге Фергано-Кокшаальской области (горы Кара-Чатыр, Гузан) и в указанных выше районах Чаткало-Кураминской области.

Континентальные отложения, принадлежащие верхам нижнего (Кубергандинский горизонт) и верхнему отделам перми в пределах Киргизской ССР имеют ограниченное распространение (Северная Фергана, горы Кара-Чатыр, Киргизский хребет и пр.). Верхнепермские — нижнетриасовые болотно-озерные пресноводные осадки установлены только в северных отрогах Туркестанского хребта.

Фергано-Кокшаальская складчатая область

В Фергано-Кокшаальской области накопление пермских отложений происходило в различных палеотектонических условиях. В Ферганском и Кокшаальском унаследованных прогибах морские пермские отложения залегают с постепенным переходом на верхнекаменноугольных, а в краевых зонах прогибов налегают на подстилающие породы с резким несогласием. В конце раннепермского времени область испытала поднятие и в ее пределах, в наложенных прогибах, отлагались континентальные осадки.

Ферганский прогиб. Пермские отложения пользуются широким распространением в северных отрогах Алайского и Туркестанского хребтов, в горах Кара-Чатыр, Гузан, а также в Восточной Фергане, где детально были изучены В. Н. Вебером, Б. К. Лихаревым, Н. М. Сидниным, А. Д. Миклухо-Маклаем, Ф. Р. Бенш, Н. В. Ивановым и др.

Наиболее полные разрезы развиты в горах Кара-Чатыр, где представлены породами карачатырского и улукского горизонтов, в составе которых преобладают песчаники и алевролиты; известняки встречаются значительно реже и лишь в верхней части составляют не менее трети разреза. По данным Ф. Р. Бенш (Стратиграфия Узб. ССР, 1965), *карачатырский горизонт* подразделяется на три подгоризонта, отличающихся по характерным комплексам фауны.

Нижний горизонт (340 м) содержит *Quasifusulina longissima* Moell., *Triticites acutus* Dunb. et Cond., *Tr. ex gr. rossicus* (Schellw.), *Rugosofusulina ex gr. ruzhenzevi* Rauser, *Schwagerina ex gr. moelleri* Rauser, *Occidentoschwagerina ex gr. fusulinoides* (Schellw.), *Pseudofusulina pusilla* (Schellw.), *Dictyoclostus donetzianus* Lich., *Marginifera schellwieni* Tschern. и др.

Средний подгоризонт (698 м) *Triticites vulgaris* M.-Macl., *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Schwagerina moelleri* Rauser, *Occidentoschwagerina ex gr. alpina* F. et G. Kahl., *Pseudoschwagerina uddeni* Beed. et Knik., *Pseudofusulina pseudopointeli* Rauser et Scherb., *Dictyoclostus cf. inflatus* M'Coу и др.

Для верхнего подгоризонта (415 м) характерны *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Schwagerina sphaerica* Rauser et Scherb., *Pseudoschwagerina rhomboides* M.-Macl., *Paraschwagerina pseudomira* M.-Macl., *Krotovia aculeatus* Mart., *Marginifera carniolica* Schellw., *Spirifer interpicata* Roth. и др.

Кроме фузулинид и брахиопод по всему разрезу встречаются остатки гастропод, кораллов, мшанок и др. фауны.

Выше с нормальным контактом залегают породы *улукского горизонта*, в сложении которого принимают участие пестроокрашенные мергели и глины с прослоями глинистых, песчаных или водорослевых известняков мощностью около 50 м. Среди бедных видами комплексов фузулинид присутствуют *Parafusulina ferganica* М.-Масл., остатки гастропод, пелелипод и пр.

В северо-восточной оконечности Алайского и в Ферганском хребтах отложения карачатырского горизонта по литологическим особенностям сходны с описанными в горах Кара-Чатыр. В горах Сийдам и в бассейне рек Каракульджа, Яссы и Кугарт горизонт слагается мощной толщей алевролитов, песчаников и глинистых сланцев, которым подчинены карбонатные породы. Впервые эти отложения были описаны в 1948 г. В. И. Тихоновым под наименованием тургайтюбинской, балыкской и капчигайской свит и отнесены к верхнему карбону. В 1959—1963 гг. свиты изучались Н. В. Ивановым, указавшим на несогласное залегание нижней из них (тургайтюбинской) на породах нижнего карбона.

По данным указанного исследователя, *тургайтюбинская свита* слагается темными глинистыми сланцами с прослоями песчаников; ее мощность изменяется от 1900 до 2500 м. В нижней части свиты на р. Яссы Н. В. Ивановым были собраны *Daixina vasilkovskyi* Bensch, *Rugosofusulina* ex gr. *ruzhenzevi* Rauser, *R. stabilis* var. *longa* Rauser, *Pseudofusulina* cf. *divulgata* Bensch, *P.* cf. *pseudopointeli* Rauser et Scherb., *P.* ex gr. *fecunda* Sham. et Scherb. и др., принадлежащие по заключениям Ф. Р. Бенш и Н. А. Аносовой, карачатырскому горизонту. Выше, согласно залегает *балыкская свита* серых известковистых песчаников с прослоями сланцев, мощностью от 100—220 м, из которой Ф. Р. Бенш определены *Schwagerina* aff. *fusulinoides* Schellw., *Paraschwagerina* (?) sp., *Pseudofusulina* sp. и др. Заключается разрез нижнепермских отложений глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками *капчигайской свиты* мощностью до 2000 м, из которой Ф. Р. Бенш определены *Triticites* ex gr. *rossicus* (Schellw.), *Rugosofusulina* cf. *bimorpha* Bensch, *Schwagerina fusulinoides* Schellw., *Paraschwagerina* sp. и др. По возрасту свита не выходит за пределы карачатырского горизонта.

Кокшаальский прогиб. Пермские осадки принимают участие в сложении толщи нерасчлененных верхнекаменноугольных — нижнепермских отложений, залегающих базальными конгломератами с резким несогласием на подстилающих породах. В слагающих толщу известняках, известковистых алевролитах и песчаниках встречаются *Fusella* ex gr. *granum — oryzae* Dutk., *Pseudoendothyra pseudospaeroidea* (Dutk.), *Quasifusulina longissima* (Möll) *Pseudofusulina* cf. *globosa* (Schellw. et Dühr.) и др. (определения Г. А. Дуткевича). Общая мощность отложений превышает 500 м. С описанной серией пород может быть сопоставлена развитая в восточной части Кокшаальского хребта джанаджирская свита темно-серых плитчатых известняков с прослоями конгломератов, песчаников и глинистых сланцев, в которой, по данным Д. Н. Тарасова (Шульц и др., 1940) присутствуют *Productus cora* var. *lineatus* Waag., *Pr. moelleri* Stuk., *Derbya* cf. *crassa* Meek et Haud и др. (определения Б. К. Лихарева). По стратиграфическому положению пермские отложения Кокшаальского прогиба должны быть отнесены к нижней части карачатырского горизонта.

Сурметашская зона. Зона располагается к югу от Ферганского прогиба, в пределах Алайского хребта, где простирается от верховий правых составляющих р. Сох на западе до верховий р. Талдык на во-

стоке. Нижнепермские отложения залегают с резким несогласием на породах верхнего или среднего палеозоя и обладают значительной мощностью.

В восточной части Алайского хребта, в бассейне рек Акбура, Джемтык, в горах Джиланды нижнепермские отложения, по данным Н. А. Лисицной и О. И. Богуш (1954) представлены мощной толщей конгломератов и залегающей выше пачкой песчаников, глинистых сланцев и известняков с фораминиферами и мшанками, характерными для карачатырского горизонта: *Pseudofusulina parakrafftii* M. - Mac l., *P. ex gr. tschernyschevi* (Schellw.), *Fenestella cf. gregalis* Tr. *F. cavifera* Sch. - Nest. и др. (заключение М. Н. Соловьевой, М. И. Шульга-Нестеренко).

В бассейне р. Коксу Западная в подобных же отложениях, достигающих, по данным И. А. Марушкина, 623 м мощности М. И. Соловьевой были найдены *Rugosofusulina biformis* Bensch, *Pseudofusulina gregaria* Lee и др.

Гузанская зона. Зона располагается на западе Ферганского прогиба, на территории гор Гузан и Бургане. Нижнепермские отложения залегают с размывом на породах нижних горизонтов верхнего карбона или девонских и представлены в основании разреза континентальными и прибрежно-морскими осадками *ащисуйской свиты* (Шамсутдинов, 1954; Стратиграфия Узб. ССР, 1965). Свита сложена песчаниками и алевролитами, туфами кислых эффузивов, пластовыми телами фельзитов и кварцевых альбитофиров, углистыми сланцами с прослойками углей и остатками растений, среди которых А. Н. Криштофовичем и Т. А. Сикстель определены *Pecopteris unita* Brongn., *P. cyathea* Schl., *Bowmanites laxus* Hall, *Cordaites cf. aequalis* Goerr. и др. В более высоких слоях свиты встречаются многочисленные остатки губок, пеллеципод, брахиопод и фораминифер, среди которых присутствуют *Productus (Juresania) chaoi* Freck., *Spirifer angustivolvatus* Tront., *Choristites fritschi* var. *ferganicus* Lich. и др. Верхняя часть свиты складается, главным образом, известковистыми песчаниками с остатками *Productus punctatus* Mart., *Rugosofusulina ex gr. ruzhenzevi* Rauser, *Parafusulina (?) pseudojaponica* Dutk. и др. Общая мощность ащисуйской свиты (свиты «а» и «б» в описании М. Ш. Шамсутдинова), соответствующей карачатырскому горизонту, достигает 1142 м.

Верхнюю часть нижнепермских отложений составляет *бурганинская свита* (Стратиграфия Узб. ССР, 1965) или «свита зеленовато-серых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев» (свита «в» М. Ш. Шамсутдинова) мощностью в 500—600 м; свита не имеет достаточно четкой палеонтологической характеристики, но присутствие в ней *Parafusulina (?) pseudojaponica* Dutk., *P. ex gr. kattaensis* (Schw.) и др. позволяет условно сопоставить ее с улукским горизонтом.

Позднегерцинские наложенные прогибы возникли, когда поднятия, охватывшие во второй половине улукского времени Фергано-Кокшаальскую складчатую область, привели к возникновению на ее территории суши, в пониженных участках которой в конце раннепермского времени началось накопление грубообломочных континентальных осадков. Подобного типа наложенные прогибы возникли в южной части Ферганского унаследованного прогиба, в горах Кара-Чатыр и в непосредственной от них близости, а также на севере прогиба, в горах Келематы и Атайкакском хребте. За пределами Киргизской ССР, в Чаткало-Кураминской и Северо-Тяньшанской областях в это время происходило накопление наземных вулканогенно-пирокластических образований.

В наложенном прогибе, возникшем в горах Кара-Чатыр, континентальные грубообломочные отложения (тулейканская свита) залегают с несогласием на породах среднего карбона или среднего палеозоя. По данным О. И. Богуш и Л. С. Тарасова, свита подразделяется на три толщи: 1) сероцветную конгломератовую, 150—350 м; 2) пестроцветную песчано-конгломератовую с прослоями глин и известняков, 200—560 м и 3) красноцветную песчаниковую, до 1500 м. Между толщами наблюдаются размывы, а иногда угловые несогласия. Возраст свиты определяется присутствием в гальках слагающих ее конгломератов фораминифер карачатырского горизонта (*Rugosofusulina complicata* Schellw., *Schwagerina moelleri* Rauser и др.) и в породах пестроцветной толщи остатков *Paracalamites* sp., *Madygenopteris aravanensis* Sibt. и *Cordaites* sp., принадлежащих, по заключению Т. А. Сикстель, низам верхней перми. Сходные образования развиты западнее и южнее гор Каратау, где их мощность, по данным Д. П. Резвого (1959), достигает 200—350 м.

На южном склоне Алайского хребта (рр. Коксу Западная, Бегичи) аналоги тулейканской свиты (свиты бегечи) залегают, как указывают М. Н. Соловьева и И. А. Марушкин, с угловым несогласием на породах дастарского горизонта верхнего карбона и слагаются песчаниками, конгломератами (в гальках которых находятся фораминиферы карачатырского горизонта) и подчиненными им гравелитами и аргиллитами; мощность свиты 900 м. Выше согласно залегают черные глинистые сланцы с прослоями конгломератов и черных известняков, выделенные И. А. Марушкиным как *карасуурская свита*; мощность последней 350—400 м.

В Северной Фергане континентальные нижнепермские отложения представлены красноцветными породами келематинской и карасуйской свит.

Келематинская свита пользуется широким распространением в горах Келемата, где, по данным Л. И. Турбина (1960), залегают с угловым несогласием на породах среднего или верхнего палеозоя. В основании свита слагается базальными конгломератами, а выше представлена мощной толщей отложений временных потоков и осыпей: полимиктовыми песчаниками, алевролитами, конгломератами, конгломерато-брекчиями и гравелитами; иногда встречаются прослои средних и кислых эффузивов и их туфов. В междуречье Бекечал-Майлису мощность свиты достигает 666 м, в бассейне р. Карасу — 1000 м, а в бассейне рек Итсай и Аксайбаши уменьшается до 50—70 м.

На отложениях келематинской свиты согласно залегают породы *карасуйской свиты* (Турбин, 1960); в междуречье Нарын-Карасу Восточная между ними наблюдается незначительное несогласие. Карасуйская свита распространена в горах Мынтеке, на водоразделе Итсай-Аксайбаши, в бассейне р. Сарысу, где слагается пестроокрашенными полимиктовыми и туффитовыми песчаниками и подчиненными им глинистыми сланцами, алевролитами, пепловыми туфами и глинистыми известняками; мощность свиты около 600 м.

В. Н. Огнев относит келематинскую свиту к верхнему карбону. Л. И. Турбин (1960) относит к верхнему карбону обе свиты. А. А. Лавров, Ф. Р. Бенш и Н. А. Аносова указывают, что по возрасту свиты моложе карачатырского горизонта, и, как представляется наиболее вероятным, могут быть сопоставлены с улукским горизонтом нижней перми и низами верхней перми.

В конце поздней перми в отдельных районах области происходило отложение озерно-болотных угленосных осадков, размеры которых в ур. Мадыген были описаны Т. А. Сикстель (1960б, в; 1962). К верх-

ней перми относится нижняя часть (мощность в 60 м) *мадыгенской свиты* (Кочнев), залегающий с угловым несогласием на размытых породах среднего палеозоя. В ее сложении принимают участие пестроокрашенные глины и песчаники с прослойками углей и водорослевых известняков с остатками пелеципод и многочисленными растениями: *Sigillaria sauktangensis* Sixt., *Cladophlebis nystroemii* Halle, *Aipteris hirsuta* Sixt., *Callipteris ferganensis* Sixt., *Sphenopteridium brickianae* Sixt., *Valodopteris angustifolia* Sixt., *Protoblechnum wongii* Halle и др. Верхняя часть свиты относится Т. А. Сикстель уже к нижнему триасу.

Чаткало-Кураминская складчатая область

В пределах области пермские отложения залегают на подстилающих породах с резким несогласием и представлены осадками нижних подгоризонтов карачатырского горизонта, на которых с размывом залегают осадки улукского горизонта.

Южно-Чаткальская краевая зона. Пермские отложения распространены в центральной части Чаткальского хребта, в его юго-восточных отрогах и в горах Босбутау. Почти повсеместно развиты морские терригенно-карбонатные осадки, которые лишь в западной части зоны замещаются вулканогенными. Нижнепермские отложения представлены здесь породами *мамайской свиты* (Бенш, 1955, 1958а, б), залегающей с базальными конгломератами в основании на различных горизонтах девона и карбона; мощность конгломератов колеблется от 180 до 300 м. Выше с нормальным контактом располагается толща песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов и известняков (*чанацкие слои*). Последние содержат многочисленные остатки брахиопод и фораминифер, среди которых наряду с формами, характерными для нижнего подгоризонта карачатырского горизонта, присутствуют и верхнекаменноугольные. Как указывает Ф. Р. Бенш (Стратиграфия Узб. ССР, 1965) наиболее обычными для чанацких слоев являются *Triticites* ex gr. *schwageriniformis* Rauser, *T. rossicus* (Schellw.) subsp. *posterior* Ben sh, *Rugosofusulina postprisca* Ben sh, *R. bimorpha* Ben sh, *Pseudofusulina ferganensis* Dutk., *Occidentoschwagerina fusulinoides* (Schellw.) subsp. *chatcalica* Ben sh, *Parafusulina*(?) *pseudojaponica* Dutk. var. *ferganica* M. - Mac l. и др. Среди брахиопод указываются *Choristites fritschi* (Schellw.) var. *ferganica* Lich., *Dictyoclostus gruenewaldti* (Krot.) и др. (определения О. И. Сергуньковой). Мощность слоев в среднем колеблется от 300 до 550 м. Верхнюю часть мамынской свиты слагают (унгартауские слои) светлые массивные известняки с массой фузулинид и брахиопод, среди которых Ф. Р. Бенш и О. И. Сергуньковой определены *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Pseudofusulina fecunda* Sham. et Scherb. subsp. *asiatica* Ben sh, *Schwagerina moelleri* Rauser, *Sch. parlovi* Rauser, *Echinoconchus fasciatus* (Kut.), *Buxtonia juresanensis* Tschern. и др., характерные для среднего подгоризонта карачатырского горизонта. Наибольшей мощности унгартауские слои достигают на южном склоне гор. Босбутау — более 300 м. Иногда верхняя часть слоев размыта, а на юго-восточном склоне Чаткальского хребта, в бассейне р. Тост, они полностью уничтожены предулукским размывом.

Отложения верхней части карачатырского горизонта неизвестны в этой части зоны, хотя характерные для нее фузулиниды (*Pseudofusulina* cf. *paramoelleri* Rauser, *P.* ex gr. *uralica* Krot., *Paraschwagerina* ex gr. *gigantica* Whit.) были найдены в гальках конгломератов улукского горизонта.

В западной части зоны, по мере приближения к поднятию Кураминского хребта, морские отложения карачатырского горизонта постепенно замещаются прибрежно-континентальными. В долине р. Каинсу горизонт слагается уже почти исключительно терригенными осадками — песчаниками, алевролитами и гравелитами зеленовато-серого и черного цвета, с обугленным шламом растений. Карбонатные породы представлены рифидными известняками с обильными брахиоподами, фузулинидами, кораллами, гастроподами и трилобитами. Мощность отложений не превышает 100 м и уменьшается в западном направлении и в долине р. Берибулак достигает 30 м.

Западнее р. Сарыкамыш нижнепермские мелководные морские отложения постепенно замещаются в нижней части разреза континентальными (нижняя часть шурабсайской свиты), в которых встречаются остатки растений: *Walchia piniformis* Sternb., *Ullmania biarmica* Eichw., *Voltzia* sp., *Samaropsis* sp., *Rhizodendron angrenicum* Krischt., *Phyllothea subvensis* Zal. и др., (определения Т. А. Сикстель).

Более высокие слои карачатырского горизонта, соответствующие среднему подгоризонту и, может быть, низам верхнего подгоризонта, представлены осадками «конгломератового горизонта». Последние залегают на размытой поверхности прибрежно-морских и наземных отложений нижней части карачатырского горизонта и слагаются туфогенными и полимиктовыми конгломератами и гравелитами красного, кирпичного и т. п. цвета с прослоями песчаников, туфов, известняков и мергелей с остатками *Pseudoschwagerina rhomboides* M. - MacI., *Parafusulina pseudojaponica* Dutk., *Quasifusulina karawanensis* M. - MacI. и др. (определения Н. А. Аносовой). Мощность «горизонта» уменьшается в западном направлении от 300 до 3 м (р. Терек), но на отдельных участках (междуречье Сарайсай-Карачаурсай) его породы вовсе выпадают из разреза и вышележащая «туфогенно-эффузивная свита» (верхняя часть шурабсайской свиты), вероятно, относящаяся к улукскому горизонту, залегают непосредственно на породах нижнего палеозоя.

В бассейне р. Коксарек, по данным З. П. Артемовой, отложения нижней части шурабсайской свиты (мощность более 563 м) залегают на размытой поверхности гранитоидов. Они слагаются в основании базальными конгломератами, а выше — толщей перемежающихся конгломератов и песчаников с линзами известняков и гипсов; в песчаниках присутствуют остатки растений, а в известняках многочисленные брахиоподы и фузулиниды карачатырского горизонта (заклЮчения О. И. Сергуньковой, М. Н. Соловьевой, М. И. Сосниной).

Осадки улукской свиты в горах Босбутау и по р. Чанач представлены изменчивой по составу толщей глинистых сланцев и конгломератов с прослоями известняков, залегающей без видимого несогласия на размытой поверхности пород карачатырского горизонта. Органические остатки встречаются редко. Как указывает Ф. Р. Бенш (Стратиграфия, Узб. ССР, 1965), в горах Босбутау были найдены: *Sigillariostrobus* ex gr. *tieghemi* Zeill и *Pseudofusulina celebrata* Ben sh., *P. curtata* Rauser, *P. irregularissima* var. *effusa* Ben sh., *Parafusulina ferganica* M. - MacI. и др. Мощность свиты — 800—1000 м и лишь в бассейне р. Чанач уменьшается до 356 м.

Западнее, в бассейне р. Кассансай верхняя часть свиты мощностью в 1304 м залегают без видимого несогласия на грубообломочных осадочных породах нижней части свиты, но иногда ложится непосредственно на более древние породы. Она слагается кварцевыми, роговообманковыми и др. порфиритами, лавобрекчиями, туфами и туфоконгломератами.

тами лилового, бордового и т. п. цвета. В междуречье Гава-Коксарек в верхней части свиты З. П. Артемовой были найдены остатки *Calamites* cf. *suckowii* Bron gn., *Sphenophillum majus* Bron gn., *Cardiocarpus scherotesta* Ron. et Zeil., *Cordaites aequalis* (Goerp.) Zal., *Samaropsis* sp., *Walohia* sp. и др. (определения Т. А. Сикстель).

Выше шурабсайской свиты в бассейне р. Кассансая Н. П. Васильковским (1952), а позднее Л. И. Турбиным описана толща (более 230 м) пестроокрашенных полимиктовых песчаников, алевролитов, гравелитов и т. п. с прослоями туфоконгломератов, туфов и эффузивов; встречаются обугленные остатки растений. Толща с несогласием залегает на породах шурабсайской свиты и сопоставляется с нижними слоями равашской свиты, относимой к верхам нижней и низам верхней перми.

Складчатая область Срединного Тянь-Шаня

В Срединном Тянь-Шане, Нарынтауской краевой зоне морские отложения нижней перми известны в хребтах Джаман-Даван, Байбичетау, Нарынтау и на северном склоне Атбашинского хребта; вероятно их присутствие и на южном склоне хр. Терскей-Алатау, в бассейне р. Сарычат.

Впервые пермские отложения были описаны Е. И. Зубцовым, Е. И. Зубцовой и А. Д. Миклухо-Маклаем в горах Байбичетау, указавшими на присутствие в них фузулинидовых комплексов, характерных для нижнего и среднего подгоризонтов карачатырского горизонта.

В горах Байбичетау пермские отложения начинаются акбеитскими слоями, которые имеют 110 м мощности и представлены мелкогалечными туфоконгломератами и вулканомиктовыми песчаниками с гальками осадочных и изверженных пород. На Северном склоне хр. Джаман-Даван мощность слоев достигает 300 м; в долине р. Турасу в них были найдены остатки фузулинид плохой сохранности верхнекаменноугольного — нижнепермского возраста (данные А. Г. Ласовского и др.).

Более высокие части разреза карачатырского горизонта слагаются в хребтах Джаман-Даван и Байбичетау породами собственно арпинской свиты — монотонно чередующимися слюдястыми алевролитами и песчаниками с редкими прослоями известняков и конгломератов. В нижних слоях свиты, на северном склоне хр. Джаман-Даван, были найдены *Daixina* ex gr. *vasilkovskyi* Ben sh., *D.* ex gr. *galloway* Chen, *Pseudofusulina* ex gr. *paragregaria* Rauser и др., характерные для верхов позднего карбона и низов ранней перми. Выше по разрезу присутствуют *Rugosofusulina* ex gr. *ruzhenzevi* Rauser, *Triticites* ex gr. *minimus* Lee., а в верхах свиты — брахиоподы *Meekella* cf. *uncitoides* Tsch., *Ripidomella* cf. *uralica* Tsch., *Avonia* cf. *echidniformis* Grab., *Marginifera* cf. *orientalis* Chaо и др. (определения Н. А. Аносовой, О. И. Сергуньковой), указывающие на принадлежность свиты к низам карачатырского горизонта. На южных склонах хребтов Джаман-Даван и Байбичетау мощность свиты достигает 2300 м, но быстро убывает в северо-восточном направлении до 1500 м.

Средний подгоризонт и низы верхнего в хребт^ех Байбичетау и Джаман-Даван представлены свитой байбичетау (решения совещания..., 1959), в составе которой различаются кашкасуйские и уланские слои. Первые из них налегают с нормальным контактом на породы арпинской свиты и на южном склоне хр. Байбичетау слагаются полимиктовыми конгломератами красно-бурого и серого цвета, гравелитами, песчаниками, туфами дацитовых и андезитовых порфиров и пестроокрашенными алевролитами. Мощность слоев непостоянна, но ви-

димо наибольшей величины достигает в хр. Байбичетау — 376 м. С постепенным переходом на кашкасуьских слоях залегают уланские слои, представленные в нижней части разреза песчаниками, алевролитами и глинами, а в верхней известняками с *Occidentoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Parafusulina pseudojaponica* var. *ferganica* M. - Mac l. и др. принадлежащими среднему подгоризонту карачатырского горизонта. Мощность слоев в хр. Байбичетау 282 м. Верхняя часть свиты байбичетау представлена пачкой полимиктовых конгломератов мощностью 70 м, выходы которых установлены только в хр. Каратау.

Как указывают Н. А. Аносова и др., возрастным аналогом уланских слоев на северном склоне хр. Джаман-Даван (р. Коксай и др.) являются отложения, впервые выделенные здесь А. А. Луйком в 1953 г. под наименованием «свиты зеленовато-серых слюдистых песчаников с прослоями известняков и гипсов». В породах свиты собраны *Quasifusulina* aff. *longissima* Moell., *Parafusulina* aff. *ferganica* M. - Mac l. и др.

В хр. Нарынтау нижнепермские отложения впервые были выделены Е. И. и Е. И. Зубцовыми и А. Д. Миклухо-Маклаем* (1957). В последующее время они изучались Ю. Н. Хмелевым, В. Г. Буровым и др.

По данным Н. А. Аносовой, А. Г. Ласовского и А. Г. Чеботаевой, к карачатырскому горизонту относится верхняя часть нарынтауской свиты, сложенной алевролитами, песчаниками и глинистыми сланцами с прослоями известняков и углистых сланцев (нижняя часть свиты принадлежит дастарскому горизонту верхнего карбона). Граница между каменноугольными и пермскими отложениями проводится по появлению фауны карачатырского горизонта и исчезновению в разрезе прослоев известняков и известковистых гравелитов.

Пермская часть свиты плохо охарактеризована органическими остатками. Из разреза на р. Чар М. Д. Залесским и Т. А. Сикстель были определены *Pecopteris (Asterotheca) arborescens* Schloth., *P. cyathea* Schloth., *P. candollia* Brongn., *P. mongi* Zeill., *P. miltonii* Art., *Samaropsis* ex gr. *tychtensis* Zal., *Cladophlebis* ex gr. *microphylla* Font. и др., принадлежащие верхам верхнего карбона или нижней перми. В более высокой части разреза Н. А. Аносовой указываются *Triticites* cf. *vulgaris* M. - Mac l., *Tr.* ex gr. *irregularis* Staff., *Fusiella granumoryzae* Dutk., *Rugosofusulina* sp., *Pseudoschwagerina* ex gr. *uddeni* Beed. et Knik. и др., вероятно, принадлежащие среднему подгоризонту карачатырского горизонта.

Наибольшей мощности свита достигает на южном склоне хр. Нарынтау (междуречье Боронды — Ичкесу), 1765 м, причем мощность собственно нижнепермских отложений оценивается здесь в 700—1000 м, но резко уменьшается в восточном и западном направлениях.

Выше нарынтауской свиты залегают толща слоистых известняков, алевролитов, углисто-глинистых сланцев и слюдистых песчаников, содержащих обилие фузулиид среднего и нижней части верхнего подгоризонтов. На р. Ичкесу В. Г. Буровым из этой части разреза были собраны *Pseudofusulina* aff. *pseudopointeli* Raus., *Parafusulina*(?) aff. *pseudojaponica* Dutk., *Rugosofusulina* aff. *complicata* (Schellw.) и др., позволяющие, по заключению Н. А. Аносовой, сопоставить ее с уланскими слоями свиты байбичетау. Отсюда же В. И. Волгиным были определены *Avonia krutoyensis* Semich., *Schinconchus* aff. *sterlitamakensis* (Step.), *Marginifera timananseformis* (Step.) и др.

* Ранее они относились к верхнему карбону (Мухин, 1927).

На р. Боронды, видимо, из описываемой части разреза А. Д. Миклухо-Маклаем были определены многочисленные *Paraschwagerina ferganica* М. - Mac l., обычно характеризующие улукский горизонт нижней перми. Мощность верхней части нижнепермских отложений в хр. Нарынтау (р. Ичкесу) достигает, по данным В. Г. Бурова, 660 м. На северном склоне Атбашинского хребта мощность верхней части нарын-тауской свиты достигает нескольких сот метров.

В восточной части Срединного Тянь-Шаня, в долине р. Сарычат, между хребтами Терскей-Алатау и Акшийряк к карачатырскому горизонту, вероятно, принадлежит верхняя часть маломощных лагунных образований. Здесь, по данным Д. М. Шендеровича, обнажается толща (150 м) битуминозных сланцев с прослоями конгломератов, известняков и песчаников с остатками растений, среди которых Т. А. Сикстель определены *Callipteridium* (?), *Cordaites* (*Noeggerathopsis*) *aequalis* Гоерр., *Zamiophtheris* sp., *Odontopteris subrenulata* (Rest.) Zeill. и др. верхнекарбонового — нижнепермского возраста.

В области Срединного Тянь-Шаня континентальные отложения конца нижней — начала верхней перми распространены в горах Молдотау, где по данным В. А. Колесникова и М. П. Христовой, представлены породами коксайской свиты. Свита залегает с угловым несогласием на породах среднего — верхнего (?) карбона и слагается в нижней части разреза конгломератами, туфопесчаниками и туфами андезитовых и кварцевых порфиров, а в верхней — гравелитами, песчаниками и алевролитами. По разрезу, мощность которого колеблется от 450 до 633 м, встречаются прослой песчаных известняков, известковистых алевролитов, а также обугленные остатки растений. Вероятно, с коксайской свитой следует сопоставить вулканогенную толщу, развитую, по данным А. Г. Ласовского, юго-восточнее оз. Сонкель.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

На протяжении пермской эпохи Северо-Тяньшанская область испытывала геоантиклинальный режим развития и в ее пределах лишь в отдельных позднегерцинских наложенных прогибах происходило накопление наземных грубообломочных и вулканогенных отложений, которые по возрасту могут быть сопоставлены с тулейканской, келематинской, коксайской и другими свитами Фергано-Кокшаальской области и Срединного Тянь-Шаня.

В восточной части Киргизского хребта, в горах Орток, бассейнах рек Шамси, Ашукольтор, Комарчек и др. происходило накопление осадков ашукольторской свиты, в горах Сонкельтау — свиты келемчи, в горах Балыкты — белетукской свиты, залегающих с угловым несогласием на подстилающих породах. В сложении свит участвуют конгломераты, туфы, разнообразные порфириты, горизонты палеоандезитов, прослой туфопесчаников, пестроокрашенных глин и песчаных известняков, в которых на р. Ашукольтор были найдены споры и пыльца кордаитов и споры хвойных (*Zonaletes uralensis* (*rotatus*) S u b. и др.) пермского возраста (заключение Е. М. Андреевой).

Мощность континентальных отложений изменяется в отдельных прогибах в очень широких пределах, достигая 1750 м.

Палеогеографическая обстановка в раннепермское время во многом была сходна с обстановкой позднего карбона. Наиболее устойчивые поднятия и унаследованные прогибы позднего карбона сохранили свое местоположение и в ранней перми, что почти способствовало согласным постепенным переходам между осадками этого времени.

В карачатырское время морской бассейн занимал восточную часть Ферганской долины и ее горное обрамление (юго-западные отроги Ферганского хребта, горы Кара-Чатыр и пр.), откуда простирался в восточном направлении, образуя узкий залив в области хребтов Джаман-Даван, Байбичетау и Нарынтау. Накопление мелкообломочных терригенных осадков продолжалось здесь, вероятно, до конца улукского времени. Небольшую территорию море занимало и в восточной части Кокшаальского хребта, пограничную с Кашгарией, откуда отступило уже в середине карачатырского времени.

В конце позднего карбона произошли опускания в краевых зонах Ферганского прогиба и раннепермское море проникло на территорию гор Гузан и в восточную часть Алайского хребта. Осадки карачатырского горизонта ложились здесь на размытую поверхность пород среднего или верхнего палеозоя, однако только в горах Гузан морской режим просуществовал вплоть до улукского времени. В Алайском хребте во второй половине карачатырского времени вновь начались поднятия и море снова покинуло эту территорию.

Сходные палеогеографические условия существовали и в Северной Фергане. В конце улукского времени море покинуло территорию Тянь-Шаня. Возникла суша с расчлененным рельефом, в пониженных участках которой (Северная Фергана, горы Кара-Чатыр и пр.) в конце ранней перми началось накопление наземных грубообломочных и вулканогенных отложений. В позднепермское время вся территория Тянь-Шаня представляла собой выровненную сушу, лишь на отдельных участках которой происходило накопление озерно-болотных отложений (ур. Мадыген).

МЕЗОЗОИ

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения на территории Киргизии установлены И. В. Мушкетовым. В. Н. Вебер отметил впервые достоверный верхний триас, доказанный остатками растений (определения А. Н. Криштофовича), на правом берегу р. Исфары в ур. Камышбаши. В монографии А. Н. Криштофовича, характеризующей флору мезозоя Советской Азии, была указана флора триаса Киргизии. М. И. Брик и А. И. Турутанова-Кетова на основе анализа комплексов растений смогли обосновать наличие триасовых отложений в толщах, ранее относимых к юре. П. А. Шехтман в сводке по угленосности мезозоя Средней Азии впервые дал стратиграфическую характеристику триасовых толщ Киргизии и их палеофитологическое обоснование.

В связи с разведкой Восточно-Ферганского каменноугольного бассейна, М. И. Брик (1953) и В. Н. Огнев (1946) обосновали наличие там верхнего триаса, выделенного в коккиинскую свиту. В 1947—1949 гг. Н. В. Шабаровым и А. И. Турутановой-Кетовой были проведены большие фитостратиграфические работы в хр. Кавактау и на южном берегу оз. Иссык-Куль.

Более детальное описание триаса Киргизии вместе с общим описанием континентальных отложений триаса Средней Азии дано в ряде работ Т. А. Сикстель. Особое внимание уделено описанию флор триаса. Большое значение для обоснования триасового возраста имеют работы палеознтомологов: О. М. Мартыновой (1951), Б. Б. Родендорфа, Е. Э. Беккер-Мигдисовой (1965), А. П. Расницына (1964) по изучению остатков насекомых. Р. З. Генкина (1963, 1964) продолжила работу А. И. Турутановой-Кетовой по изучению флоры юры и триаса на южном берегу оз. Иссык-Куль.

В составе триасовой системы на территории Киргизии выделены нижний и верхний отделы. Средний отдел условно указан в Заалайском хребте (табл. 15). Нижний отдел триасовой системы залегает согласно на верхней перми и распространен совместно с ней. Он кроется верхнетриасовыми, юрскими или меловыми отложениями, всегда с отчетливым несогласием. Нижний контакт верхнего отдела несогласный во всех известных выходах. Верхний контакт триасовой системы в случаях залегания на ней нижней юры сопровождается незначительными размывами, а при отсутствии последней более молодые осадки на верхнем триасе залегают несогласно. Нижний отдел триаса на ярусы не разделен; в верхнем отделе условно выделены карнийский, норийский и рэтский ярусы.

Нижний отдел. Наиболее хорошо изучены отложения нижнего триаса в урочище Мадыген, где впервые указан Е. А. Кочевым, выделившим терригенную толщу под наименованием *мадыгенской свиты*. Раннетриасовый возраст мадыгенской свиты был установлен М. И. Брик на основе определения остатков растений.

Впоследствии в свите были собраны большие коллекции остатков растений, насекомых, рыб, мелких амфибий и моллюсков. Нижнетриасовый возраст был подтвержден для большей части мадыгенской свиты, но ее нижние горизонты на основании наличия таких растений как *Sigillaria*, *Walchia* и др. были отнесены к верхней перми. По данным Т. А. Сикстель, для нижнего триаса Мадыгена характерны растения: *Phyllothea longifolia* Sixt., *Equisetites arenaceus* (Jaeg.) Schenk., *Prynadaia madygenica* Sixt., *Schizoneura gondwanensis* Feist., *Pleuromeiopsis kryshtofovichi* Sixt., *Danaeopsis fecunda* Halle, *Pecopteris* sp., *Gigantopteris ferganensis* Brick, *Furcula bifurcata* Sixt., *Calopteris ferganensis* Sixt., *Ptilozamites davidovi* Sixt., *Tersiella radczenkoi* Sixt., *Madygenia asiatica* Sixt., *Hissarella* sp., *Neuropteridium ferganicum* Sixt., *Taeniopteris stankevichii* Sixt. и др.

Е. А. Беккер-Мигдисова, О. М. Мартынова, А. П. Расницын, А. Г. Шаров установили разнообразие остатков эндемичных насекомых; *Magwioptis kotchnevi* В.-М., *Tingiopsis reticulata* В.-М., *Dunstanoides elongatus* В.-М. et Woot., *Sixteliana popovi* В.-М. et Woot., *Triassoxyella foveolata* Rasn., *Asioxyella smilodon* Rasn., *Euryxyella euryptera* Rasn., *Xyelinus angustiradius* Rasn., и др.

Значительно реже в нижнем триасе Мадыгена встречаются остатки рыб, среди которых Д. В. Обручевым отмечены два представителя палеонисцид и по одному виду родов *Ceratodus* и *Saurichthys*. В обнажениях встречены скопления раковин двустворчатых моллюсков, принадлежащих новому виду рода *Palaeonodonta*, а также представителям родов *Mrassiella* и *Microdonta*.

Верхняя часть мадыгенской свиты состоит из чередования глин, песчаников, плохо отсортированных конгломератов. Галька конгломератов: кремнистые породы, кварц, известняки, песчаники. Пласты нижнего триаса характеризуются линзообразным залеганием с частыми выклиниваниями и переходами одной разности пород в другую. Окраска пород нижнего триаса довольно монотонная — желтовато-серая, иногда с зеленоватым оттенком, только в самых верхних горизонтах появляются полосы и пятна красного цвета. Мощность нижнего триаса в обнажениях не превышает 250 м.

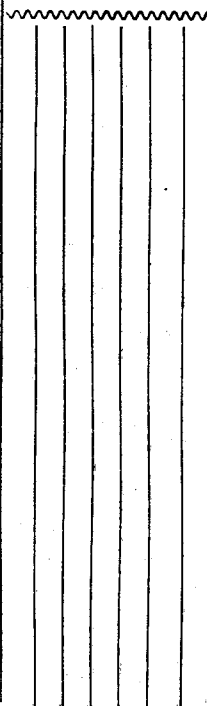
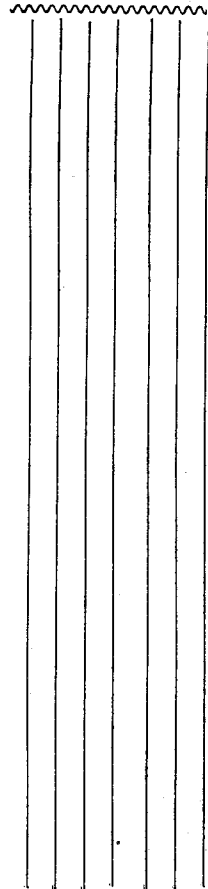
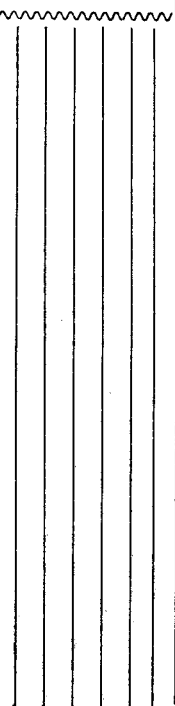
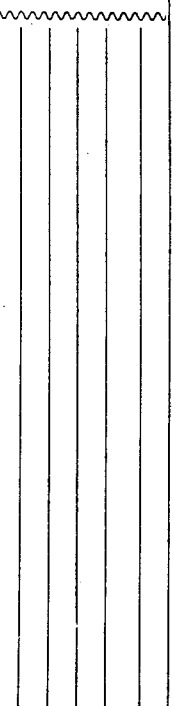
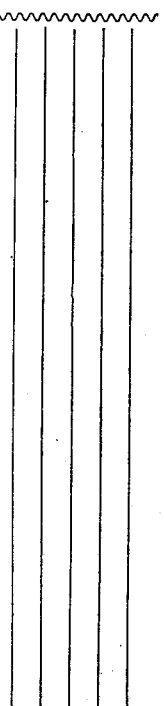
Состав пород, форма их залегания, окраска и распределение в них органических остатков позволяют считать отложения нижнего триаса только континентальными аллювиально-пролювиального происхождения, на некоторых участках (Джайляучо) — озерного происхождения.

Корреляционная стратиграфическая

Отдел	Ярус	Региональная стратиграфическая схема	Южное горное обрамление Ферганы			
		Характерный комплекс флоры, спор и пыльцы	Заалайский хребет	Сулукта	Мадыген	Шураб
Верхний	Рэтский	<p>Флора: <i>Clathropteris obovata</i> Oishi, <i>C. meniscioides</i> Brongn., <i>Dicthyophyllum exile</i> (Brauns) Nath., <i>Marattiopsis muensteri</i> Goerr., <i>Phlebopteris brauni</i> Goerr., <i>P. polypodioides</i> Brongn., <i>Nilssonia</i> sp.</p> <p>Споры: <i>Polipodites cladohleboides</i> Brick. et Кор.</p> <p>Пыльца: <i>Cordaitopsis glabrescens</i> (Mal.) Sam., <i>Bennettites tumulosus</i> Kuz., <i>Podocarpus gluta</i> Kuz., <i>Picea (Dipterella) oblatinoides</i> (Mal.) Sam.</p>	?	<i>Thinnfeldia sphenopteroides</i> Sew. до 40 м	<i>Cyclestheria isfaraica</i> Nov. et Kap. до 30 м	<i>Archaboilus sinuatus</i> Mart. до 60 м
	Норрский	<p>Флора: <i>Danaeopsis marantacea</i> (Presl), Heer., <i>Lepidopteris elegans</i> (Brick), <i>Odontopteris</i> sp., <i>Thinnfeldia</i> sp., <i>Glossophyllum latifolium</i> Prun.</p> <p>Споры: <i>Trichomanes</i> sp., <i>Leptopteris</i> sp., <i>Marattiopsis muensteri</i> Goerr., <i>Osmundopsis kugartensis</i> Sixt.</p>	?			
	Карнийский	<p>Пыльца: <i>Bennettites tumulosus</i> Kuz., <i>Ginkgo compacta</i> Kuz., <i>Picea (Dipterella) oblatinoides</i> (Mal.) Sam., <i>Cordaitopsis glabrescens</i> (Mal.) Sam., <i>Rubinella exilis</i> Sam.</p>	<p>Кызылсуйская свита Песчаники, глинистые сланцы, туфы, конгломераты с <i>Bernoullia (?) angustipinnata</i> Вг., <i>Neuropteridium</i> sp., <i>Sphenozamites</i> sp. до 620 м</p>			
Средний	Ладинский					
	Анзийский					

Таблица 15

схема триасовых отложений

Ферганский хребт		Северное обрамление Ферганы	Северный Тянь-Шань	
Узгенский бассейн	Кок-Янгах	Архит	Кавак-Тау	Согуты
<p>Коккинская свита Песчаники, алевролиты с <i>Clathropteris</i> sp., <i>Yuccites</i> sp. до 550 м</p> 	<p>Кок-Янгахская свита (нижняя часть) Конгломераты, песчаники до 200 м</p> 	<p>Сарыкамьшская свита (нижняя часть) Песчаники гравелиты с <i>Polypodioides cladophleboides</i> Brick. 70 (?) м</p> 	<p>Туракавакская свита Песчаники, глины, угли с <i>Lobatannularia heianensis</i> Kaw., <i>Miassia dentata</i> Tur. 150—250 м</p> 	<p>Акташская свита Гравелиты, песчаники, глины с <i>Lobatannularia heianensis</i> Kaw., <i>Schizoneura</i> sp. 90—120 м</p> 

Отдел	Ярус	Региональная стратиграфическая схема	Южное горное обрамление Ферганы			
		Характерный комплекс флоры, спор и пыльцы	Заалайский хребт	Суюлукта	Мадыген	Шураб
Нижний	Оленекский	Флора: <i>Schizoneura paradoxa</i> Schimper., <i>Prynadaia madygenica</i> Sixt., <i>Pleuromeiopsis kryshstofovichi</i> Sixt., <i>Danaeopsis fecunda</i> Halle., <i>Gigantopteris ferganensis</i> Brick, <i>Madygenia asiatica</i> Sixt.				
	Индский	Пыльца: <i>Vittatina vittifer</i> (Luber) Samojl., <i>Cordaitina rugulifer</i> (Luber) Samojl.			Мадыгенская свита (верхняя часть) Конгломераты, песчаники, глины с <i>Schizoneura gondwanensis</i> Feist., <i>Danaeopsis fecunda</i> Halle., <i>Gigantopteris ferganensis</i> Brick и др. до 250 м	
		Подстилающие слои	P ₂	C, S, Cm	P ₂	S, Cm

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего триаса. Район, в котором предполагается наличие среднего триаса, расположен в водораздельной части Заалайского хребта, западнее пика Ленина, в толще, выделенной М. И. Шабалкиным в 1937 г., под наименованием *мынтекинской свиты*. По наличию одного *Podozamites lanceolatus* L. et H. возраст свиты определялся как триасово-юрский. В действительности *Podozamites lanceolatus* имеет более широкий интервал распространения.

В 1963 г. А. Х. Кафарский и И. В. Пыжьянов дали новую схему расчленения «мынтекинской свиты», выделив в ее составе иоллихарскую свиту верхней перми (мургабский горизонт), триасово-юрскую кызылсуйскую свиту и зорюзаминскую юрскую (Кафарский и Пыжьянов, 1963). В 1964 г. Р. Н. Шамсутдинов, К. Ф. Стажило-Алексеев и Э. С. Чернер в *кызылсуйской свите* собрали остатки растений: *Equisetites* sp., *Bernoullia* (?) *angustipinnata* (Brick), *Neuropteridium* sp. N. cf. *yongwolensis* Kaw., *Sphenozamites* sp., *Taeniopteris* sp., *Pterophyllum* sp., определяющие возраст толщи, по данным Т. А. Сикстель, как раннекейперский с возможным переходом в средний триас. Палеонтологические находки приурочены к средней и верхней частям кызылсуйской свиты, что позволяет предполагать наличие среднего триаса в составе нижних горизонтов свиты.

Кызылсуйская свита залегает несогласно на иоллихарской свите верхней перми. В основании свиты, по данным Р. Н. Шамсутдинова, залегают конгломераты с прослоями песчаников, гравелитов и пачками туфов и туфопесчаников. В составе гальки конгломератов преобладают различной окраски граниты и порфиристы, реже встречаются гальки известняков. Породы имеют серую, зеленоватую, реже фиолетовую или красноватую окраску. Мощность пачки 200 м. Выше следует чередование песчаников с алевролитами, туфопесчаниками и темными глинистыми сланцами. В этой толще встречаются остатки растений. Окраска пород более темная — серая и зеленоватая, иногда с красными полосами. Мощность пачки достигает почти 400 м.

вой) акташская свита. По комплексу растений эта толща весьма близка южноферганским, но для них по остаткам растений, конхострак и насекомых установлен норийско-рэтский возраст.

Акташская свита слагается аркозовыми и кварцевыми конгломератами, гравелитами, косослоистыми песчаниками с линзами тонко отмученных глин розового или белого цвета. Мощность 90—120 м. Акташская свита залегает на размытой поверхности каледонских гранитов. На акташской свите без признаков несогласия залегает нижнелейасовая коктуйская свита.

В горах Кавактау наличие верхнего триаса доказано находками остатков флоры (Вахрамеев, 1964). Н. В. Шабаров к рэту в этом районе относил только нижнюю подсвиту туракавакской свиты, среднюю подсвиту он считал рэт-лейасовой, а верхнюю подсвиту — нижнелейасовой. Мнение Н. В. Шабарова было принято в решениях по разработке стратиграфических схем для Средней Азии (Решения..., 1959).

А. И. Турутанова-Кетова считает более правильным относить к верхнему триасу всю туракавакскую свиту на основании наличия остатков таких растений как: *Lobatannularia heianensis* Kaw., *Schizoneura grandifolia* Krysh., *Neocalamites issykkulensis* Tur.-Ket., *Clathropteris obovata* Oishi, *Cladophlebis scoresbyensis* Harris, *Cl. aktaschensis* Tur.-Ket., *Yuccites* sp., *Ginkgo taeniata* (Braun), *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Miassia dentata* Tur.-Ket., *Cycadocarpidium minor* Tur.-Ket. и др. Очевидно, туракавакская свита так же, как и акташская на Иссык-Куле отвечает не только рэту, но и норийскому ярусу, свидетельством этого является наличие древних хвощевых и других растений. Туракавакская свита состоит из разнозернистых, часто плохо отсортированных песчаников и гравелитов с прослоями углистых глин, алевролитов и углей. В верхней части (20—30 м) преобладание получают пестрые глины и алевролиты. Мощность свиты от 150 до 250 м.

В пределах Северной Ферганы верхний триас известен в районе оз. Сары-Чилек, в долине Аркит. Здесь триасовые отложения выделены Ю. М. Кузичкиной, Е. А. Репман и Т. А. Сикстель (1959) на основании изучения спорово-пыльцевого комплекса и остатков листьев. Отсюда выделены споры: *Polypodioides cladophleboides* Brick, *Phlebopteris polypodioides* Brongn., *Dipteris* sp., пыльца — *Bennettites tumulosus* Kuz., *Cordaitopsis glabrescens* (Mal.), *Picea oblatinoides* (Mal.) и др. Остатки растений довольно однообразны: *Neocalamites nordenskioldii* (Nath.) Krysh., *Ginkgo ferganensis* Brick, *Pityophyllum* sp., характерным признаком является отсутствие папоротников семейства диптериевых, которые появляются в изобилии в более высоких горизонтах. Толща верхнего триаса датируется как норийский и рэтский ярусы без расчленения.

К верхнему триасу отнесены нижние горизонты сарыкамышской свиты. Они представлены кварцевыми гравелитами и песчаниками с кося слоистостью. В песчаниках имеются прослой черных аргиллитов и алевролитов, а также линзочки угля. Мощность 60—70 м. Сарыкамышская свита залегает с отчетливым несогласием на более древних отложениях. Контакт верхнего триаса и юры на местности не отбивается и потому указанная мощность требует уточнения. Не исключена возможность, что к триасу относится более значительная часть свиты.

В районе Кок-Янгака отложения верхнего триаса не выделены. Остатки растений здесь приурочены к продуктивной части толщи, они изучались А. И. Турутановой-Кетовой, М. И. Брик (1937) и Т. А. Сикстель (1937). Возраст отложений определяется как ранний лейас, по данным М. И. Брик, или даже рэт-лейас (Сикстель, 1953). Необходимо

учитывать, что нижняя непродуктивная часть кок-янгакской свиты, которая не охарактеризована палеонтологически, имеет мощность около 200 м. Отсюда можно предполагать, что осадконакопление в районе Кок-Янгака, так же как и во многих других районах, началось с конца триасового периода.

В пределах Южной Ферганы отложения верхнего триаса известны в Камыш-Баши, Шурабе, Мадыгене и Сулюкте. Они выделены под наименованием *камышбашинской свиты* (Решения..., 1959 г.). Здесь работами В. Н. Вебера, А. Н. Криштофовича, М. И. Брик и Т. А. Сикстель (1958, 1960а) установлены отложения, соответствующие карнийскому, норийскому и рэтскому ярусам. В районе Шураба М. И. Брик установила отложения верхнего триаса на площади Шураб-III, которые она выделила под наименованием свиты «А» (Брик, 1937). Позднее верхний триас был выделен и на других площадях Шураба. Отсюда определены *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Phlebopteris braunii* Goer., *Clathropteris obovata* Oishi, *Kugartenia irregularis* Sibt., *Ginkgo ferganensis* Brick и др., а также довольно многочисленные остатки насекомых.

Свита «А» соответствует верхней части камышбашинской свиты. В Шурабе она представлена песчаниками, алевролитами, реже глинами и бокситовыми породами пестрой окраски. Мощность в районе Шураба изменяется от нуля до 60 м. Резкое выклинивание камышбашинской свиты хорошо видно в обнажениях Шураба-II и Шураба-I. Верхний триас залегает с резким несогласием на толщах силура, девона и карбона и кроется согласно или с небольшим несогласием нижней юрой.

В районе Мадыгена верхний триас установлен Н. И. Новожиловым (1960) и Т. А. Сикстель (1960а). Н. И. Новожиловым и В. Капелька (1960) определен довольно большой комплекс конхострак: *Sphaerestheria rampoensis* (Kob.), *S. koreana* (Oz. et Wat.), *Cyclestheria isfaraica* Nov. et Kap., *Lioestheria kidoi* (Kob.), *Pseudestheria gissarica* Nov. et Kap., *P. turkestanica* Nov. et Kap., *Glyptoasmussia madygenica* Nov. et Kap., *Brachysteria tochtabuzica* Nov. et Kap., *Loxomicroglypta kirgizica* Nov. et Kap., *Estheriina kawasaki* (Oz. et Wat.) и др., которые определяют, по мнению Н. И. Новожилова, норийский возраст вмещающей толщи. Содержащиеся здесь остатки растений: *Lobatannularia heianensis* (Kod.) Kaw., *Phlebopteris braunii* Goer., *Kugartenia irregularis* Sibt. и др. не противоречат этому заключению. Такой же возраст, по мнению А. Г. Шарова, определяют и остатки насекомых. Здесь камышбашинская свита представлена слоистыми пестрыми глинами, серыми алевролитами, песчаниками и гравелитами. Мощность ее изменяется от нуля до 30 м.

В Мадыгене камышбашинская свита залегает с отчетливым несогласием на нижнетриасовой мадыгенской свите и кроется без видимого перерыва нижеюрскими отложениями.

В районе Сулюкты отложения верхнего триаса выделены А. К. Преображенским на основе определений остатков растений, выполненных М. И. Брик (Преображенский, 1936). Эта толща именовалась каракинской свитой, но Решением совещания по разработке стратиграфических схем для Средней Азии (Решения..., 1959) ей, по аналогии с одновозрастными и фациально-тождественными отложениями Шураба, Мадыгена и Камышбаши присвоено наименование камышбашинской. В Сулюкте из этой свиты М. И. Брик определила *Phlebopteris braunii* Goer., *Thinnfeldia* cf. *sphenopteroides* Sew., *Ginkgo ferganensis* Brick, *Sphenobaiera* sp., *Podozamites distans* (Presl) Braun. Возраст толщи М. И. Брик определила как «верхнетриасовый, древнее

рэтского», таким образом толща может считаться норийской, как и в Мадыгене. Здесь также встречены остатки насекомых. В Сулюкте камышбашинская свита предстает брекчиевидными конгломератами, разнородными красноцветными песчаниками, бокситовыми породами, прослоями битуминозных пород и глин. Мощность толщи меняется от нуля до 40 м. Залегают отложения верхнего триаса на размытой поверхности пород кембрия, силура и карбона и кроются нижеюрскими.

В Ферганском хребте отложения верхнего триаса установлены М. И. Брик и В. Н. Огнев в составе *коккиинской свиты*. Последняя имеет ограниченное распространение в долине р. Кок-Кия и в районе перевала Кумбель. В свите сравнительно редко встречаются остатки растений и еще меньше ядра и ожелезненные створки пресноводных пеллеципод. М. И. Брик (1953) и Т. А. Сикстель (1960а) отсюда определены: *Neocalamites nordenskioldii* Krysh. et Pryn., *Clathropteris obovata* Oishi, *Todites princeps* (Presl) Goth., *Marattiopsis hoerensis* Thom., *Cladophlebis suluktensis* Brick, *Nilssonia simplex* Mak., *N. mediana* Lesck., *Ginkgo ferganensis* Brick, *Czekanowskia rigida* Heeg, и др. Возраст толщи определяется как норийско-рэтский. Коккиинская свита состоит из разнородных песчаников с прослоями алевролитов. В основании свиты залегает линзовидный пласт брекчиевидного конгломерата. В верхней ее части появляются аргиллиты. Окраска свиты монотонная серая. Мощность изменяется от нуля до 550 м. Свита залегает с отчетливым несогласием на отложениях нижней перми и кроется (иногда с явлениями предшествующего размыва) нижеюрскими отложениями (Огнев, 1946).

В фациальном отношении верхний триас довольно однообразен: конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты и глины. Окраска пород пестрая, реже серая; форма залегания пластов линзовидная. Состав гальки конгломератов отличается от нижнетриасового. Преобладают гальки белого кварца и черного кремня с примесью обломков подстилающих пород, за исключением известняков. Последние обычно отсутствуют. В этом отношении верхнетриасовые отложения сходны с юрскими. В породах верхнего триаса довольно часто встречаются остатки мелких стволов и стеблей растений. Накопление осадков в позднем триасе происходило в руслах и на поймах речных долин или временных потоков.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система на территории Кыргызской ССР была выделена в итоге исследований И. В. Мушкетова (1886, 1906) и Г. Д. Романовского (1870—1890). Расчленение юрских отложений в первое время производилось на основании литологических признаков (Горский, Огнев; Кочнев; Шабаров). Такому расчленению особенно способствовало ритмичное строение юрских отложений Ферганы и Иссык-Куля. Сборы ископаемых растений дали возможность А. Н. Криштофовичу, М. И. Брик, А. И. Турутановой-Кетовой и В. Д. Принаде охарактеризовать юрскую флору всей Средней Азии в целом. К началу сороковых годов М. И. Брик на основании изучения флоры Шураба предложила местную шкалу подразделений юры для Южной Ферганы. Наибольшее значение для стратиграфии континентальной юры имели работы А. Н. Криштофовича, наметившие главнейшие черты схемы стратиграфии названной системы.

Вначале дробное расчленение континентальной юры (Шехтман, 1941; Сикстель, 1936, 1937, 1953; Огнев, 1946; Брик — 1953 и др.) при-

вело к созданию рабочих схем стратиграфии юрской системы Средней Азии (Решения..., 1959). Рабочие схемы детализировались и в результате чего в сборнике «Стратиграфия и палеонтология Узбекистана и сопредельных районов» (1962) были опубликованы уточненные рабочие схемы юрской системы, куда вошли регионы Киргизской ССР.

В 1964 г. вышла в свет книга В. А. Вахрамеева, позволившая откорректировать имеющиеся сведения по юре Киргизии (Иссыккульская и Сонкульская депрессии) и внести некоторые изменения в рабочие стратиграфические схемы (Решения..., 1959) по указанным регионам. В очерке использованы все вышедшие после совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем публикации, среди которых следует отметить работы В. В. Кутузовой и Н. М. Розанова (1961), К. А. Алимова (1961, 1962), И. Н. Бархатной и В. В. Кутузовой (1963), К. В. Виноградовой и В. М. Никитовой (1964), Р. З. Генкиной (1963, 1964), Гаврилин и Андреев (1962), Кочетков и др.

До сих пор не все выходы юрской системы изучены. В районе оз. Чатыркель, Алайской долине нерасчлененным остался средний отдел юры Ферганской депрессии.

Юрская система на территории Киргизии представлена исключительно континентальными образованиями, фациями предгорных и межгорных аллювиальных долин и озерных бассейнов. Накопление осадков продолжалось в некоторых зонах в течение всего юрского периода, в других — охватывало преимущественно раннюю его часть.

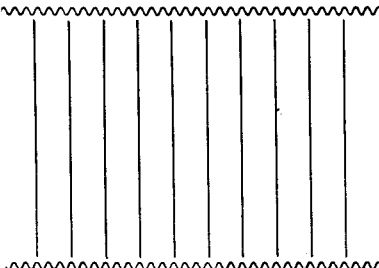
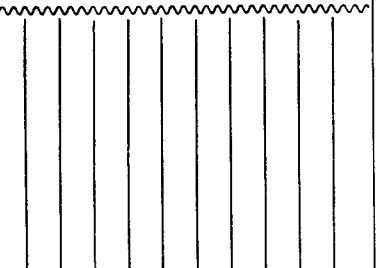
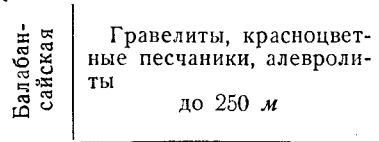
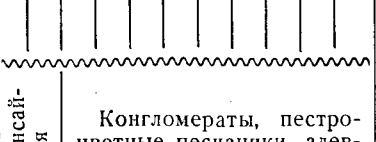
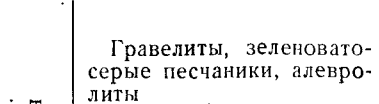
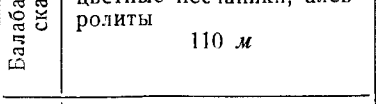
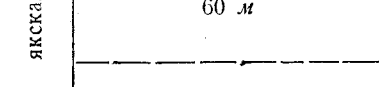

Комплексное изучение крупномерных остатков растений, пресноводных моллюсков, спор и пыльцы позволило разделить континентальные отложения юрской системы Киргизии на нижний, средний и верхний отделы (табл. 16, 17). Для нижнего отдела, согласно схеме, утвержденной МСК СССР для «Основ палеонтологии», принято трехчленное деление. Объемы подотделов указаны в соответствии с решением пленарного заседания постоянной комиссии МСК по юрской системе (утверждено Бюро МСК СССР 21 февраля 1963 г.): нижний подотдел включает геттангский и синемюрский ярусы, средний — плинсбахский ярус и верхний — тоарский ярус. В связи с тем, что органические комплексы для среднего подотдела в Киргизии еще не уточнены в зависимости от состава комплексов он объединяется или с нижним, или с верхним подотделами. Средний и верхний отделы юрской системы более дробно не расчленены; средний отдел представлен, вероятно, в полном объеме. Предполагается отсутствие верхней части верхнего отдела в известных его разрезах в связи с последующим размывом и несогласным налеганием более молодых систем на юрскую.

Северо-Тяньшаньская складчатая область

В **Иссыккульской депрессии** выходы юрских отложений располагаются южнее оз. Иссык-Куль в широтном направлении по предгорным возвышенностям Терской-Алатау (с запада на восток площади: Согуты, Джергес, Джергалан и Каркара). Продолжение юры на погружении под озером не оконтурено. Нижнеюрские отложения местами залегают на древних образованиях несогласно (Джергес, Джергалан); наличие нижнего подотдела в этих участках не подтверждено органическими остатками. Согласно нижняя граница юры является там, где она залегают на рэте (Согуты). Отсутствие ряда слоев верхнего отдела юрской системы обусловлено налеганием мощных моласс, возраст которых определяется как позднепалеогеновый — ранненеогеновый.

В пределах Иссыккульской депрессии палеонтологически обоснован нижний отдел (Вахрамеев, 1964) и подразумевается присутствие

Схема стратиграфии юрских отложений района Ферганской депрессии

Отдел	Ярус	Северное обрамление		Восточное обрамление	
		Архит. (по Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной, Е. А. Репман)	Ташкумыр, Падшаата, Тегенек, Каратут. (по Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной, К. В. Виноградовой)	Кок-Янгах, Маркай. (по Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной)	Ферганский хребет (Туюк, Каргаша, Зиндан, Кошбулак). (по М. И. Брик, Т. А. Сикстель)
Верхний	Титон				
	Киммеридж				
	Оксфорд	Балабансайская	Гравелиты, красноцветные песчаники, алевролиты до 250 м	Балабансайская	Конгломераты, пестроцветные песчаники, алевролиты 110 м
	Келловей	якская	Гравелиты, зеленовато-серые песчаники, алевролиты 60 м	Конгломераты, серые	Конгломераты, серые
нижний	Бат				
	Тюлекская				
		Кошбулакская	Пестроцветные песчаники, алевролиты, глины 100 м	Кошбулакская	Зеленовато-серые песчаники, алевролиты, гра-

Подстилающие отложения	Нижний				Сред		
	Гетланг	Синемюр	Плинсбах	Тоар	Аален	Байос	
T ₃ ³	Сарыкамышская	Верхняя часть. Серые песчаники, алевролиты, угли до 280 м			Кичкильская	Тумань	
		Песчаники с прослоями гравелитов до 200 м				Зеленовато-серые песчаники, алевролиты, мергели, ракушечники, угли до 240 м	
С	Ташкумырская				Игрысай	алевролиты, аргиллиты 120 м	
						Конгломераты, серые песчаники, аргиллиты, угли 95 м	
T ₃	Коянгатская				Зиндан	алевролиты, аргиллиты, угли 100 м	
						Конгломераты, серые алевролиты и аргиллиты, угли до 110 м	
T ₃ ³	Туюкская	Серые песчаники, алевролиты, глины, угли до 250 м			Чаарташская	Серо-желтые конгломераты с линзами песчаников и алевролитов до 400 м	
		вельиты, угли до 100 м					

Отдел	Ярус	Восточное обрамление		Южное обрамление				
		Алдьяр. (по К. А. Алимову)	Абшир. (по Т. А. Сикстель)	Риштан. (по К. А. Алимову)	Шураб. (по Т. А. Сикстель, Л. И. Савицкой, Ю. М. Кузичкиной).	Сулюкта. (по М. И. Брик, Т. А. Сикстель и др.)		
Верхний	Титон							
							Киммеридж	
	Оксфорд	Карабулакская	Краснобурые песчаники, алевролиты и глины 103 м	Шурабская	Пестроцветные глины, песчаники 10-30 м	Бурые и коричневые глины с прослоями песчаников. Около 120 м		Шурабская
							Келловей	
Бат	скай	Серые разнозернистые песчаники с подчиненными прослоями	скай	Серо-зеленые глины; алевролиты,	Серые глины с тонкими прослоями	скай		Песчаники, глины, угли

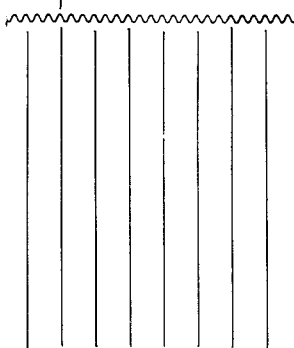
Сред	Байос		Куденбулак	аргиллитов 104 м	Суюктин	песчаники, гравелиты 160—180 м	песчаников и аргиллитов Около 200 м	Суюктин	до 120 м	Суюктинская	Конгломераты, серые песчаники, алевролиты, угли Около 140 м		
	Аален	Аален											
Нижний	Тоар	Плинсбах	Алдырская	Кызылсуекская под- света. Мелкогалечные конгломераты, сверху серые песчаники, алевро- литы, аргиллиты, угли 160 м		Темно-серые глины, угли 20—25 м	Темно-серые аргил- литы с прослоями песчаников Около 70 м	Суюктин	Песчаники с про- слоями гравелитов, глина, угли 120—130 м	Суюктинская	Конгломераты, серые песчаники, алевро- литы, глины 100—180 м		
	Синемюр											Геттанг	Гульчинская под- света. Крупнообломочные брекчии и конгломера- ты, сверху серые пес- чаники, алевролиты, аргиллиты, угли Около 90 м
	Геттанг	Синемюр		Плинсбах		Тоар			Сред				
	Аален	Байос		Куденбулак		аргиллитов 104 м			Суюктин		песчаники, гравелиты 160—180 м	песчаников и аргил- литов Около 200 м	Суюктин
Подстилаю- щие отложения				C ₂₊₃ , S—D			Cm ₁ , D			Pz			T ₃

Схема стратиграфии юрских отложений Северного Тянь-Шаня

Отдел	Пологасл	Ярус	Южная окраина Иссыккульской депрессии		Горы Кавак-Тау						
			Джергес, Джергалан (по Т. А. Сикстель, Ю. М. Кузичкиной)	Согуты (по А. И. Турутановой- Кетовой)	Минкуш, Кара-Киче (по А. И. Турутановой- Кетовой)						
Верхний			Верхняя часть		Верхняя часть						
			Средний	Бат	Тюльская	Конгломераты, пестроокрашен- ные песчаники, глины 6—30 м	Верхняя часть				
				Байос							
Средний		Аалек	Джергаланская	Конгломераты, серые песчаники, алевролиты, угли 75—165 м	Аксуайская	Верхняя часть					
		Тоар									
Нижний	Верхний					Агулакская					
							Средний	Плинсбах	Джилская	Пестроокрашен- ные глины с про- слоями песчани- ков, алевролитов, гравелитов, внизу пласты угля 18—65 м	Верхняя часть
Геттанг											
Подстилающие отложения			С		Т ₃						

нижней части среднего. Нижний подотдел выделяется в составе коктуйской свиты на основании исчезновения типичных верхнетриасовых форм, характерных для нижележащей акташской свиты (рэт), наличия *Neocalamites hocrensis* (Schimp.) Halle, *Sphenobaiera longifolia* (Pom.) Fl. и др. (Вахрамеев, 1964).

Верхний подотдел выделяется в составе *аксайской свиты* на основании изобилия спор *Coniopteris* при сохранении как нижнелейасовых появлением более молодых форм. Залегание джильской свиты между коктуйской и аксайской свитами, появление крупномерных и дисперсных остатков *Coniopteris*, характерное для среднего и позднего лейаса Средней Азии и Сибири, при сохранении лейасовых форм позволяет предположить ее среднелейасовый возраст.

Границы нижнего подотдела условные, проводятся на основании изменения органических комплексов и увязываются с грубозернистыми пачками, лежащими в основании циклов осадконакопления свит. Отложения нижнего отдела представлены болотными, речными и озерными фациями. Литологически они выражены конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и пестроокрашенными глинами. Сравнительно мощные залежи бурого угля имеют линзовидное залегание и связаны с болотными фациями среднего и верхнего лейаса. Мощность нижнего, среднего и верхнего лейаса достигает соответственно 57, 65 и 180 м.

Присутствие верхней части лейаса устанавливается и на востоке южного борта депрессии, в Джергесе и Джергалане на основании спорово-пыльцевых комплексов, в которых наряду со спорами *Hausmannia* раннеюрского облика, пыльцой древних хвойных *Protopicea cerina*, реликтов *Florinites* sp. и др., появляются споры *Coniopteris*, содержание которых в комплексе достигает 9%. Крупномерные остатки растений состоят из форм широкого вертикального распространения, за исключением *Cycadocarpidium*, характерных для рэта и лейаса оз. Иссык-Куль (Генкина, 1964).

Отложения лейаса представлены речными, болотными и озерными фациями литологически выраженными мелкогалечными кварцевыми конгломератами, гравелитами, разнозернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми глинами и рабочими пластами каменного угля. Мощность лейаса 165 м.

Средний отдел юрской системы в пределах Иссыккульской депрессии выделяется условно на основании обеднения и смены органических комплексов, литологического состава, условий залегания и появления кремнистых окаменелостей в составе *туюкской свиты* в Джергалане и Джергесе и в составе верхней аксайской подсвиты в Согуты. Для этой подсвиты Т. А. Сикстель и в 1947 г. А. И. Турутанова-Кетова отмечают резкое обеднение растительных комплексов, представленных всего тремя видами: *Equisetites bcarii* (Bunb.) Sew., *Czekanonskia latifolia* Tur.-Ket., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) F. Graup. Хвойные представлены окаменелыми стволами, образующими несколько горизонтов; другие остатки носят облик ксероморфных растений. В 1935 г. Т. А. Сикстель было высказано мнение о том, что возраст этой части разреза отвечает, вероятнее всего, средней юре. Отложения верхней аксайской подсвиты представлены речными и дельтово-озерными фациями — крупнозернистыми песчаниками, переслаивающимися с конгломератами, алевролитами и глинами. Мощность ее равна 60—65 м (Каширин, 1964).

В *Кавакской* и *Каракичинской* впадинах отложения юрской системы приурочены к северному крылу Минкушской синклинали, где они выходят на поверхность по крыльям второстепенных складок, ядра ко-

торых сложены палеозоем — карбоном, ордовиком, каледонскими гранодиоритами (Сары-Камыш, Кок-Майнак, Ачик-Таш, Агулак, Донгуз, Кара-Киче).

Здесь развитие имеют лейас нерасчлененный, по-видимому, в объеме нижнего и среднего подотделов (кызылсуекская свита) и верхний лейас (агулакская свита).

Нерасчлененные отложения лейаса (нижний и средний?) установлены на основании исчезновения представителей триасовых родов *Schizoneura*, *Miassia*, *Juccites*, распространенных в отложениях рэта (туравакская), с которыми лейас пластуется согласно, и наличия, наряду с другими лейасовыми растениями, *Thaumatopteris schenkii* Nath., руководящей формы нижнего лейаса Европы (Вахрамеев, 1964). Эту часть разреза юрской системы слагают дельтово-озерные фации с хорошо отсортированными мелкозернистыми песчаниками со знаками ряби, прослоями и линзами бурого железняка, углистых и пестроокрашенных глин и тонких прослоев угля; рабочие пласты отсутствуют. В направлении с запада на восток происходит выклинивание глинистых пачек за счет увеличения песчаников. Мощность нерасчлененных нижнего и среднего подотделов изменяется от 73 до 285 м.

Верхний подотдел выделяется в составе агулакской свиты. Основанием для выделения верхнего подотдела является его залегание на слоях с *Thaumatopteris schenkii* Nath., руководящей формы нижнего лейаса Европы; помимо того, членами комплекса являются характерные для верхней части нижнего отдела Исыккульской депрессии *Cladophlebis aktaschensis* Tur.-Ket., *C. bidentata* Tur.-Ket., *Ferganiella* Pryk. et Brick широко распространенные в верхнем лейасе Южной Ферганы. Верхний подотдел слагается озерно-болотными, озерно-дельтовыми и речными фациями. В литологическом отношении он представлен переслаивающимися друг с другом песчаниками, алевролитами, глинами, пропластками и рабочими пластами угля; мощность от 109 до 194 м. Границы внутри подотделов, нижнего подотдела с рэтом и средней юрой проводятся условно, в толщах непрерывного накопления, на основании изменчивости растительных комплексов. Верхняя граница четкая, проводится по несогласному контакту неогена, в связи с чем сохранена лишь нижняя часть среднего отдела.

Отложения среднего отдела в Кавакской и Каракичинской впадинах не выделены, но судя по массовому появлению спор *Coniopteris* и уменьшению растительных остатков нижняя часть среднего отдела может присутствовать в верхних горизонтах агулакской свиты. На наличие средней юры в этом регионе указывает и В. А. Вахрамеев (1964).

Фергано-Кокшаальская складчатая область

В пределах Ферганского хребта юрская система имеет широкое развитие, протягиваясь полосой в 20—30 км с северо-запада от р. Кугарт на юго-восток за пределы СССР. Все известные разрезы расположены внутри юрской приразломной впадины (синклиальной структуры), осложненной дополнительной складчатостью и разломами.

Первые сведения по стратиграфии юры Ферганского хребта приведены в работах Д. И. Мушкегова (1911, 1928). Позднее стратиграфическая схема юрской системы была разработана Н. В. Шабаровым, а затем В. Н. Огневым (1946) и М. И. Брик (1953).

Дополнительные сборы ископаемых растений, произведенные Т. А. Сикстель в 1958 г., позволили несколько уточнить схему М. И. Брик, впоследствии принятую совещанием по разработке унифицированных стратиграфических схем для Средней Азии и утверж-

денную Межведомственным стратиграфическим комитетом СССР в 1959 г.; почти без изменений она была опубликована в сборнике «Палеонтология и стратиграфия Узбекистана и сопредельных районов» в 1962 г.

На основании этих схем юрская система Ферганского хребта была разделена на нижний подотдел, нерасчлененные отложения среднего и верхнего подотделов, средний и верхний отделы юрской системы. Последний палеонтологически не обоснован, почему выделяется условно, на основании соотношения с ниже- и вышележащими отложениями, содержащими органические комплексы соответственно средней юры и нижнего мела.

Наличие нижнего лейаса в Ферганском хребте (*туюкская свита*) подтверждается сообществом растений, из которых наиболее характерными являются *Lobatannularia nordenskioldii* Krysh. et Pryn., *Dictyophyllum nathorstii* Zeill., *Clathropteris obovata* Oishi, *Marattiopsis muensterii* (Loerr.) Schimp., *Pterophyllum aequale* (Brongn.) Nath. и др., а также *Osmundopsis plectophora* Harris, *Phleboteris muensterii* (Schenk) Hirm et Hoerham., *Todites roessertii* Zeill. и *Scoresbya* sp., встречающиеся в нижнем лейасе Европы и Гренландии (Вахрамеев, 1964). В спорово-пыльцевых комплексах существенную роль играет пыльца древних хвойных (*Protocniferus funarius* Naum., *Protopicea cerina* Volkh.), реликты триасовых форм *Hissaropteris jagnobensis* Sixt. et Kuz., *Osmundites prigorovskii* Krysh. et Pryn. и др., наряду со спорами матониевых, диптериевых и мараттиевых.

Отложения нижнего лейаса представлены болотными, пойменными и русловыми фациями, среди которых преимущественным распространением пользуются первые. В центральной части хребта А. И. Ивановой выделяются фации опресненного бассейна. Преобладающим типом пород являются аргиллиты, включающие пропластки и рабочие пласты каменного угля, прослойки русловых песчаников и гравелитов. Мощность нижнего лейаса подвержена значительным изменениям (0—250 м), что объясняется расчлененностью доюрского рельефа.

В. А. Вахрамеев (1964), рассматривая вопросы развития юрской флоры Средней Азии в общем плане развития флор Евразии, высказывает предположение, что туюкская свита, возможно, соответствует более высоким горизонтам нижнего отдела юры (средний лейас?). Основанием для этого является необычная особенность растительных сообществ, повышенное по сравнению с другими районами Средней Азии и Сибири разнообразие папоротников *Coniopteris*, последнее лишь отчасти объясняется очень дробным пониманием видов, входящих в состав вышеуказанного рода (Брик, 1953); условно эта свита помещена в рамки ранней юры. Нерасчлененные отложения среднего и верхнего лейаса (чаарташская свита) выделяются на основании исчезновения древних форм и развития папоротников рода *Coniopteris*, широко распространенных в среднеюрскую эпоху, при сохранении большого количества общих форм с установленными в нижнем лейасе.

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего подотделов юрской системы представлены мощной толщей конгломератов, образующих следующий цикл осадконакопления в триасово-юрской толще северо-западной части Ферганского хребта: конгломераты, особенно многочисленные в нижней части, линзы и прослойки аргиллитов и алевролитов с ископаемыми растениями.

Начало ритма отмечается перерывом в осадконакоплении (Огнев, 1946), обуславливающим более или менее четкую верхнюю границу нижнего лейаса. Мощности нерасчлененных среднего и верхнего лейаса

(конгломераты чаарташской свиты) на северо-западе достигает 400 м, на юго-востоке происходит их расщепление, замещение пачками глинисто-алевритового состава и образование мощной толщи осадков сложного строения.

Средний отдел юрской системы выделен в Ферганском хребте в составе зинданской свиты на основании преобладания в значительно обедненных, по сравнению с лейасовыми, комплексах среднеюрских форм, среди которых преобладают над всеми другими растениями папоротники рода *Coniopteris*. Одновременно увеличивается роль цикадофитов и гинкговых, при сохранении очень редко встречающегося лейасового реликта *Clathropteris obovata* Oishi. Помимо остатков растений отложения среднего отдела охарактеризованы, по данным Г. А. Репман, комплексами пресноводных пелеципод с ведущей ролью рода *Pseudocardinia*.

Средний отдел на площади Ферганского хребта представлен озерно-болотными фациями, сменяющимися в середине разреза русловыми, а затем вновь озерно-болотными. Эта смена палеогеографических условий определила различия в литологическом составе, в частности преобладание в нижней части разреза аргиллитов и рабочих пластов каменного угля, в средней — песчаников и мелкогалечных конгломератов и вверху — вновь глинистых пород. Нижняя граница отдела проводится по смене литологического состава и вышеуказанного изменения растительных комплексов. Мощность среднего отдела достигает 400 м.

Верхний отдел в Ферганском хребте выделяется условно на основании появления в отложениях комбулакской свиты пестроцветной окраски, залегания на палеонтологически обоснованном среднем отделе под отложениями мела (Огнев, 1946; Верзилин, Турутанова-Кетова, 1962). Палеонтологическое обоснование верхнего отдела отсутствует. Верхний отдел имеет преимущественно песчано-алевролитовый состав с незначительным участием глин; в нем крупнозернистый материал образует основание асимметричных ритмов и преобладает над глинистой частью. Мощность отдела достигает 100 м.

Юрская система обнажается по периферии Ферганской депрессии, в крыльях и ядрах альпийских антиклинальных структур, скрываясь под мощной толщей более молодых образований в ее центральной части.

Юрская система в пределах Ферганской депрессии характеризуется значительной изменчивостью состава как по мощности, так и по площади, что тесно связано с характером тектонических движений, обусловивших различное время заложения впадин, являвшихся областями осадконакопления. В связи с этим наблюдаются разрезы, из которых выпадает нижняя часть нижнего отдела (Ташкумыр, Абшир). В Ферганской депрессии повсеместно установлены все три отдела системы. Наиболее полные разрезы наблюдаются в некоторых пунктах северного и восточного обрамления (Аркит, Кок-Янгак), где нижняя граница системы проводится внутри толщ непрерывного накопления и имеет согласный контакт с рэтом. Некоторое исключение составляют Шураб и Сулюкта, где также установлен нижний отдел, но здесь он залегает несогласно на рэте. Местами, во впадинах наиболее позднего заложения, разрез системы начинается с середины конца ранней юры (Ташкумыр, Тегенек, Падша-Ата, Абшир). В этих случаях нижняя граница системы проводится по несогласному налеганию на более древних отложениях.

Мощность юрской системы в Фергане терпит значительные изменения, что связано со степенью неподвижности и характером тектонических структур. Изменение мощности обуславливается, кроме того,

размывом перед формированием меловых отложений. Особенно четко это проявляется в унаследованных антиклинальных поднятиях, где наблюдается четко выраженное несогласное налегание мела на юре, заступающее в разделяющих их синклиналиных впадинах.

Юрская система Ферганской депрессии, как изученная на поверхности, так и вскрытая глубокими скважинами, сложена континентальными подгорными, русловыми, пойменными, болотными и озерными фациями, содержащими комплексы крупномерных остатков растений, спор и пыльцы, пресноводных пелеципод, остракод, филлопод и насекомых.

В составе юрской системы Ферганской депрессии выделяются нижний, нерасчлененные средний и верхний подотделы нижнего отдела, средний (местами условно разделенный на нерасчлененные аален, байос и бат) и верхний отделы.

Нижний подотдел выделяется условно в объеме геттанг-синемюра на основании наличия в составе растительных комплексов элементов рэтской флоры, представленных *Neocalamites carrerei* (Zeil.) Halle, *Clathropteris obovata* Oishi, *Dictyophyllum nilssonii* Brongn., *Phlebopteris brannii* Goerr., *Gonatosorus sphenopteroides* Brück, небольшого числа видов *Cladophlebis*, *Osmundopsis kugartensis* Sixt., а также цикадофитов, местами (Шураб) довольно обильных. Отличием от рэтских комплексов является присутствие типичных для юры гинговых *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Czekanowskia rigida* Heer и др. От растительных комплексов среднего и верхнего подотделов комплексы нижнего подотдела отличаются очень слабым развитием только местами появляющихся папоротников рода *Coniopteris* (Кок-Янгак). Спорово-пыльцевые комплексы содержат формы, подтверждающие вышеуказанный возраст вмещающих отложений: *Dictyophyllum* sp., *Clathropteris obovata* Sze, *Hausmannia Leeiana* Sze, *Osmundopsis kugartensis* Sixt., *Marattiopsis muensterii* Goerr., *Bennettites scabellumus* (Nik.) Kuz., *Ginkgo parva* Volkh., *Cycas glabra* Volkh., *Pseudopinus oblatinoides* (Mal.) Volkh., и др.; наряду со значительным участием древних хвойных *Protoconiferus junarius* Naum., *Protopicea cerina* Volkh. и реликтов рода *Cordaitina*, наиболее частых там, где осадконакопление происходило непрерывно в течение триаса и юры (Кок-Янгак). Ископаемые насекомые по А. Г. Шарову подтверждают возраст вмещающих толщ как раннелайасовый. В комплексе встречены пресноводные пелециподы *Ferganocncha sibirica* Tschern. и *F. schabarowi* Tschern. (Шураб) и др. Нижний подотдел установлен в Арките в составе сарыкамышской свиты (верхняя часть), в Кок-Янгаке — части кокянакской свиты, в Алдыяре — гульчинская подсвита алдыярской свиты, в Шурабе и Сулюкте — в составе нижней части сулюктинской свиты.

Для нижнего подотдела Ферганской депрессии характерно значительное изменение мощности, которое происходит в пределах от 70 до 250 м, что обусловливается палеогеографическими особенностями формирования. Е. П. Брунс (1948) и Ю. В. Станкевич относят эту толщу к фациям преимущественно аллювия, пролювия и делювия. В связи с этим наблюдается выклинивание, уменьшение мощности и замещение одних пород другими. Породы, слагающие нижний подотдел, представлены брекчиями, конгломератами, гравелитами, гальками, обломки которых состоят из кварца и черных кремней, песчаников, алевролитов гли и др.

В низах разреза в слагающих его породах преобладают обломки того же состава, что и в подстилающих палеозойское основание. С от-

ложениями нижнего подотдела связаны рабочие пласты угля значительной мощности.

Нерасчлененные средний и верхний подотделы выделяются условно в объеме плинсбах — тоара. Нижняя граница их также условная, если проводится внутри толщ непрерывного накопления; она устанавливается на основании изменения органических, главным образом, растительных комплексов. В случае несогласного их налегания на палеозойское основание является четкой.

Характерной особенностью комплексов является значительное сокращение представителей родов *Dictyophyllum* и *Clathropteris*, увеличение папоротников рода *Coniopteris*, появление разнообразных циклофитов, гинкговых и хвойных, среди которых следует отметить *Ferganiella* P r u p. et B r i c k. В некоторых разрезах нерасчлененных среднего и верхнего подотделов нижнего отдела юрской системы (Абшир) отмечается обилие хвойных: *Taxites*, *Araucarites* и др., что является некоторым отклонением от обычных комплексов средней и поздней юры Ферганской депрессии. Спорово-пыльцевые комплексы характеризуются уменьшением роли древних хвойных с плохо расчлененными воздушными мешками (*Protoconiferus*, *Asaccatus* и др.), появлением первых представителей семейства сосновых, сокращением спор *Dictyophyllum* при сохранении спор *Hausmannia* юрского облика и *Marattiopsis muensterii* G o e r r., появлением новых видов, неизвестных в раннем лейасе, как например *Bothryehium ternatopsis* K u z. первых *Alsophyla* и редких *Quadracaculina limbata* M a l. Насекомые представлены *Cyclocyrtina parvula* (M a r t.), *Schurabella lepironiopsis*. В.-М. и др. Среди комплексов пресноводных пелеципод появляются представители рода *Unio* (*Unio schabarowi* T s c h e r n., *U. schurabensis* T s c h e r n. и др.) с сохранением представителей рода *Ferganoconcha* T s c h e r n.

Нерасчлененные отложения среднего и верхнего подотделов имеют более широкое распространение, чем нижнего и установлены в Сулюкте, Шурабе, Абшире и др. в составе верхней части сулюктинской свиты, в Кок-Янгаке — в составе верхней части кокянгакской свиты, в Алдыаре — в кызылсуйской подсвите алдыярской свиты, в Арките — в составе кичкильской, в Ташкумыре, Падша-Ате и Каратуте — в составе ташкумырской свиты.

Средний и верхний подотделы нижней юры представлены фациями аллювиальных долин с протоками, болотами и старицами (Станкевич, 1956). Состоят из толщ ритмического строения, литологический состав которых близок к нижнему подотделу, в связи с чем граница между последними и нерасчлененными средним и верхним подотделами проводится условно на основании органических комплексов. Мощность нерасчлененных среднего и верхнего подотделов изменяется от 20 до 400 м.

Средний отдел юры в Ферганской депрессии имеет наиболее широкое распространение, в большинстве пунктов на ярусы не расчленен. Единственным местом, где установлено более дробное деление, является Аркит. Здесь на основании комплексного изучения органических остатков выделены нерасчлененные аален — байос и бат (Кузичкина, Репман, Сикстель, 1959). Расчленение на ярусы среднего отдела Ферганы в работе В. В. Кугузовой и Н. М. Розанова недостаточно обосновано, т. к. аален устанавливается ими по наличию одной формы *Pseudocardinia ovalis* M a r t., байос — по *Sibireconcha lancoviensis* M a r t., указываемой также и для байос-бата. В работе К. В. Виноградовой и В. М. Никитиной (1964) обоснование аален-байоса Северной Ферганы (Нарын) дается комплексом ископаемых растений, в которых преобладающими являются нижнеюрские или формы широкого вертикаль-

ного распространения (угленосная «свита»), а возраст, относимой ими так же к аален-байосу «надугольной свиты» континентального происхождения обосновывается комплексом, состоящим из морских форм, что является грубой ошибкой, т. к. за морские приняты пресноводные пелециподы (Виноградова, Никитова, 1954). Спорово-пыльцевые комплексы разновозрастных частей разреза объединены, что препятствует определению их стратиграфического положения. Отчленение среднего отдела от нижнего производится в толщах непрерывного накопления на основании изменчивости органических комплексов, которое выражается почти в полном исчезновении диптериевых, матониевых, мараттиевых, массовому развитию папоротников рода *Coniopteris*, качественном изменении комплексов пресноводных пелеципод, в которых происходит смена родового состава: *Ferganoconcha* и *Unio* широко представлены в лейасе, в средней юре сменяются *Pseudocardinia*, *Arkitella* и др. Состав спор и пыльцы в основном повторяет комплексы крупномерных остатков растений. Пыльца древних хвойных, обильная в ранней юре, имеет реликтовое значение, замещаясь пыльцой типа сосновых с преобладанием среднеюрских форм в своем составе (*Cedrus cristata* Z a u e r, *Podocarpus proxima* V o l k h. и др.). Верхние части разреза средней юры характеризуются появлением пыльцы *Cupressacites*, спор *Gleichenia* и пыльцы *Classopollis*.

Аален-байос и бат выделены в Северной Фергане (Аркит) главным образом на основании спорово-пыльцевых комплексов и изменения состава комплексов пресноводных пелеципод. Аален-байос характеризуется сохранением реликтовых форм, представленных пыльцой древних хвойных родов *Protoconiferus* и *Protopicea* при преобладании среднеюрских *Coniopteris*, *Campotriletes cerebriiformis* N a u m., *Bennettites dilucidus* V o l k h., *Cedrus cristata* Z a u e r., *Aggerella bullulinaeformis* M a l. и др.

Бат выделен на основании почти полного исчезновения реликтов пыльцы древних хвойных, увеличения роли спор папоротников рода *Coniopteris* в присутствии характерных для батских слоев Ягмана *Coniopteris jagmanica* S i x t.), появления спор *Gleichenia* (*G. delicata* V o l k h. и *G. angulata* V o l k h.), представителей родов и видов, имеющих пыльное развитие на более высоких стратиграфических уровнях — *Trachytriletes crassus* V o l k h., *Podocarpus major* (N a u m) V o l k h., при сохранении среднеюрских форм — *Cedrus cristata* Z a u e r., *Bennettites delucidus* V o l k h., *Aggerella bullulinaeformis* и др.

Аален-байос и бат входят в состав игрысайской свиты Ташкумыра, Тегенека, Падшаата, туманьякской — Аркита. На местности граница между байосом и батом не отбивается, в то время как границу среднего отдела с нижним в Фергане можно проводить по появлению первых ракушечников и мергелей (Шураб, Аркит, Алдыяр).

Средний отдел представлен фациями аллювиальных равнин, озер и болот (Станкевич, 1956; Кузичкина, Репман, Сикстель, 1959). Литологический состав пород, слагающих средний отдел сходен с подстилающими отложениями среднего и верхнего подотделов нижней юры, отличается более тонкой зернистостью. Преобладают мелкозернистые известняки, алевролиты, глины, встречаются глинистые известняки (Шураб, Абшир), мергели (Аркит, Ташкумыр), ракушечники (Абшир, Аркит). Угленосность менее значительная, чем в нижнем отделе, но выдержанность пластов лучшая. Мощность среднего отдела изменяется от 80 до 200 м.

Нерасчлененные отложения среднего отдела установлены в Шурабе и Абшире в составе верхней части сулюктинской свиты; в Кокянгаке и Маркае в верхних горизонтах конянгакской свиты, в Алдыяре

в составе куденбулакской свиты и др. Кроме того, отложения среднего отдела обоснованы спорово-пыльцевыми комплексами в глубоких скважинах, пробуренных в Южной Фергане (Северный Риштан) и в ее северном обрамлении (Майлису и Кызылалма), где они залегают под пестроцветными породами, условно относимыми к верхнему отделу.

Выделение верхнего отдела юрской системы в Ферганской депрессии обуславливается условиями его залегания на палеонтологически обоснованном среднем отделе под отложениями нижнего мела. В местах четко выраженного несогласного налегания мела на верхний отдел юрской системы, предполагается присутствие его нижней части, что в некоторых пунктах подтверждается остатками растений, спорами и пылью.

К настоящему времени в Ферганской депрессии палеонтологическое обоснование имеет большая часть выходов верхнего отдела юры на поверхность (Кок-Янгак, Аркит, Каратут, Ташкумыр), а также и в некоторых скважинах, пересекающих его на глубине (Майлису). Характерные особенности отложений верхнего отдела — появление пестроцветной окраски, окремнелых окаменелостей, в комплексе с условиями залегания, позволяют условно относить к поздней юре и те выходы, в которых органические комплексы пока не установлены.

Наиболее богатый комплекс крупномерных частей растений известен из шурабской свиты Шураба, возраст которой определяется как бат-келловейский (Решениям совещания..., 1959). В. А. Вахрамеев (1964) склоняется к тому, чтобы считать эти комплексы среднеюрскими, т. к. они содержат, по его мнению, много общих видов с нижележащей верхней частью сулюктинской свиты. Тем не менее имеется ряд фактов, указывающих на принадлежность шурабской свиты к верхнему отделу юры: растительные комплексы шурабской свиты наряду со значительным обеднением видового состава характеризуются появлением папоротников *Gleichenia* sp., *Ruffordia* sp., а также красноцветной окраски и окаменелых стволов, что соответствует признакам, типичным для поздней юры Ферганы и прилежащих районов; пресноводные пелециподы содержат роды, не встречающиеся в средней и ранней юре; спорово-пыльцевые комплексы подстилающей верхней части сулюктинской свиты указывают на принадлежность ее к верхней части средней юры, возможно, к бату. К бат-келловейскому отнесена также балабансайская свита Ташкумыра, из которой К. В. Виноградовой (1964), выделены разнообразные по составу спорово-пыльцевые комплексы. Характерной особенностью последних является присутствие в значительном количестве (до 25%) пыльцы *Classopollis* P t l u g, уменьшение роли спор папоротников *Conioperis*, появление спор глейхенневых и схийейных, которые представлены родами *Aheimia* и *Lygodium*. Присутствие в комплексах пыльцы древних хвойных заставило, по-видимому, К. В. Виноградову, несмотря на обилие молодых форм, установить бат-келловейский, а не позднеюрский возраст балабансайской свиты, который подтверждается и комплексом пресноводных пелеципод. В состав его входят роды *Trigonionides* *Sainschandia*, *Pseudocardinia* и *Unio*. Следует отметить, что первые два рода в отложениях нижней и средней юры Средней Азии нигде не были отмечены.

Позднеюрский возраст имеет тюлекская свита (Кок-Янгак), что подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами, состоящими из *Gleichenia delicata* Volkh., *Trachytriletes subtilis* Volkh., *Podozamites coniferoides* Volkh., *Classopollis* sp.

В Арките и Каратуте верхняя юра выделена в составе балабансайской свиты, где спорово-пыльцевые комплексы сходны с ташкумырскими, но отличаются отсутствием пыльцы древних хвойных (Кузички-

на, Сикстель, Репман, 1959). По северной окраине депрессии, скв. 125 (Майлису), вскрыта юра, возраст верхней части которой как позднеюрский устанавливается на основании спорово-пыльцевых комплексов (Кузичкина, Симоненко, 1963). Помимо вышеуказанных пунктов верхняя юра условно выделяется в Алдыяре и Абшире.

Породы верхнего отдела гораздо менее разнообразны, чем нижнего и среднего отделов юрской системы. В нем преобладают грубообломочные породы: конгломераты, гравелиты, песчаники, мощностью от 10 до 400 м.

Палеогеографическая обстановка юрского периода на территории Киргизии обусловлена дальнейшим развитием начавшейся в триасе дифференциации рельефа в континентальных условиях. В раннелейасовое время продолжается опускание и оформление грабен-синклинальных долин близ современного южного побережья Иссык-Куля (окрестность Согуты), в пограничной зоне между Северной и Срединной областями Тянь-Шаня (Кавактау и др.), на месте современной передовой гряды Туркестанского хребта (район Сулюкта — Шураб) и в окрестностях жемчужины Киргизии — оз. Сары-Челек. Значительно расширяется впадина с аллювиально-пролювиальными скульптурными формами, приуроченная на востоке Ферганы к односторонне наклоненному юрскому грабену вдоль южной части Таласо-Ферганского разлома. На юге, судя по данным В. М. Сеницына (1957), она не переходила непосредственно в приморскую дельту, но имела выход к южно-таджицкому раннеюрскому морю через широтную депрессию между Алаем и Заалайским хребтом. Восточно-Ферганская впадина была с запада отделена пологой возвышенностью от Алдыярской впадины, что подтверждается выклиниванием раннеюрских слоев в тектонических останцах мезозоя, пересекаемых р. Каракульджа.

В. Н. Огнев (1946) указывал, что до конца лейаса в целом по Фергане сохранялся режим усиленной дифференциации, причем речные долины разрослись почти до размеров современной Ферганской впадины. Наличие многочисленных водораздельных гряд, обусловивших многие вариации микроклиматических условий при общем обилии влаги, приносимой с теплого южного моря, способствовало разнообразию обильной растительности.

Иссык-Кульская впадина, огражденная от моря несколькими грядками возвышенностей, имела более аридный климат, вследствие чего осадки в ее пределах имели пестрые окраски. Расширение этой впадины, по-видимому, шло в направлении на северо-восток и, начиная с позднего лейаса, юрские отложения прослеживаются вплоть до восточной границы республики (р. Каркара).

В среднеюрское время соотношение долин и возвышенностей оставалось достаточно устойчивым. Судя по наличию конгломератов во многих разрезах, речная эрозия была значительной. Но климатические условия, по-видимому, стали менее благоприятными, что отразилось в некотором обеднении видового состава растительности и сокращении площадей захоронения растительных остатков. Озерно-болотные участки среднеюрского времени, в которых происходило накопление растительной органики, сосредоточились в Северной Фергане (Аркит, Ташкумыр) и частично уцелели в центре Восточно-Ферганской впадины (Зиндан). Рельеф основной части Северной Киргизии к концу средней юры представляется пенепленизированным.

Позднеюрское время ознаменовалось нивелировкой рельефа в Южной Киргизии, с образованием общего уклона к центру Ферганы и небольшими долинными понижениями в ее северо-восточной части (Майлису, Маркай). Позднеюрские скульптурные формы рельефа Се-

верного Тянь-Шаня остаются неизвестными. Преобладание красно- и пестроцветных пород в позднелурских толщах свидетельствует об усилении аридности климата.

Выветрелые и окисленные бурые угли на выходах пластов частично разрабатываются для применения в качестве удобрения, а естественно обожженные глины — глиежи, — имеющиеся в зоне выгорания угольных пластов на некоторых месторождениях Южной Киргизии, представляют собой керамическое сырье.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Фаунистически доказанные меловые отложения имеют широкое развитие в пределах южной части Киргизской ССР (Ферганская долина, Алайский и Заалайский хребты). В Северной Киргизии некоторые исследователи относили к мелу нижнюю часть киргизского красноцветного комплекса на основании находки в Боомском ущелье обломков переотложенных костей динозавров (Шульц, 1948б; Огнев; Н. М. Сеницын, 1957; Рухин и Рухина, 1961 и др.). Согласно другой точке зрения, меловые отложения в этой части Киргизской ССР отсутствуют (Вонгаз, 1956; Габрильян и др., 1965 и др.).

В Южной Киргизии меловые отложения изучали Г. Д. Романовский, Д. И. Мушкетов, А. Д. Архангельский, Б. А. Борнеман, О. С. Вялов, С. Н. Симаков, З. Н. Пояркова и др. Исследования показали, что меловые отложения Заалайского и Алайского хребтов по своему строению и комплексам фауны близки меловым образованиям Таджикской депрессии. В Фергане же некоторые пачки морского происхождения замещаются континентальными образованиями, так что в разрезе известно всего два фаунистически охарактеризованных горизонта: «устричная толща» и «радиолитовый горизонт». Возраст первой оценивался как верхнетуронско-нижнесенонский (Фаас, 1908) или как сеноман-туронский (Архангельский), либо как нижнетуронский (Симаков, 1950). Радиолитовый горизонт относили то к маастрихту (Чернышев, Бронников и др., 1910; Вялов и др., 1947), то к сантону (Архангельский; Симаков, 1953б, то к сенону без указания на ярус (Музафарова и Бабаев, 1951). На стратиграфическом совещании в Ташкенте в 1958 г. был поставлен вопрос о возможности отнесения верхов устричной толщи (так называемого томазитового горизонта) к верхнему турону, а радиолитового горизонта — к кампану. Последующие детальные стратиграфические исследования позволили выявить в устричной толще отложения верхнего сеномана, нижнего турона и верхнего турона (Пояркова, 1969). Находки аммонитов *Hoplitoplacenticerus marroti* Соq. в отложениях радиолитового горизонта дали возможность отнести вмещающие породы к верхнему кампану (Пояркова и Ильин; Пояркова, 1969). Был установлен еще один фаунистически охарактеризованный горизонт, распространенный почти по всей Фергане — слои с *Melanoides martinsoni* (Пояркова, 1965, 1969).

Нижняя красноцветная часть мелового разреза, известная в Восточной Фергане под названием чангетской свиты, долгое время не привлекала внимания исследователей и условно относилась к нижнему мелу — сеноману (Чернышев, Бронников и др., 1910; Борнеман, 1940) или к нижнему мелу (Архангельский, Вялов и др., 1947). Первые находки фауны в красноцветах были сделаны в конце сороковых — начале пятидесятых годов (Грамм, 1949; Рыжков, 1951). К этому же времени относятся и первые попытки расчленения чангетской свиты (Бабахян, Довжиков, Симаков, Рухин и др.). В последнее время специаль-

ные исследования красноцветной части разреза и содержащейся в них фауны проводит группа Г. Г. Мартинсона (Мартинсон, 1961; Мартинсон и Сочава, 1963; Жарныльская, Мартинсон, 1965; Сочава, 1965).

Вещественный состав меловых пород и палеогеография мелового периода на территории Южной Киргизии изучались М. Г. Барковской (1938), А. М. Габрильяном, А. Г. Бабаевым (1954, 1960), А. М. Акрам-ходжаевым (1954, 1960), Л. Б. Рухиным (1955, 1961), Н. Н. Верзилиным (1961, 1963), А. В. Сочава, З. Н. Поярковой и многими другими исследователями.

В меловой толще Южной Киргизии выделены отложения валанжина — готерива, баррема — апта, альба, нижнего сеномана, верхнего сеномана, нижнего турона, верхнего турона, коньяка, сантона, нижнего кампана, верхнего кампана, маастрихта и дания (?) (табл. 18 и 19, вкладки).

Нижнемеловые отложения содержат остатки солоноватоводных или пресноводных пелеципод, гастропод, остракод и эстеров. Поскольку в этой толще отсутствуют морские образования, а упомянутая фауна изучена недостаточно и находки ее сравнительно редки, мы не можем пока уверенно проводить границы даже между ярусами. Для стратиграфии верхнемеловых отложений важное значение имеют пластинчатожаберные и брюхоногие моллюски, а также морские ежи, позволяющие производить корреляцию с другими районами Средней Азии, но решающей группой для установления возраста пород являются аммониты. Наличие их позволило выделить в верхнемеловых образованиях Южной Киргизии три зоны единой стратиграфической шкалы: зону *Inosegatus labiatus* (нижний турон), зону *Collignonicerias woolgari* (верхний турон) и зону *Норplitoplacenticerias marroti* (верхний кампан).

Вслед за С. Н. Симаковым (1953; Клейнберг, Симаков и др., 1957), буквенные названия свит употребляются для меловых отложений Залайского и Алайского хребтов и географические названия — для разрезов Ферганской котловины. Однако, если породы содержат остатки характерных только для данной свиты ископаемых моллюсков, мы отступаем от этого правила и называем соответствующую часть разреза «слоями» (например, слои с *Brotia abschirica*, слои с *Nerinea ferganensis* и др.).

Нижний отдел. Валанжин — готерив. Свиты *a—c*, или *ходжабадская свита*. Пачка темно-красных с лиловатым оттенком конгломератов, брекчий, реже гравелитов из обломков известняков, сланцев, кремней и кварца общей мощностью 10—130 м. Породы несогласно залегают на палеозойских образованиях. Контакт с юрой большей частью согласный, хотя иногда отмечается небольшое азимутальное и даже угловое несогласие. Рассматриваемые отложения повсеместно распространены в Восточной Фергане, Наукатской котловине и в центральной части Алайского хребта (Кызыл-курган). В Северной Фергане они развиты спорадически, а на южном склоне Алайского хребта, в междуречье Исфайрам-Сох и Западной Фергане выклиниваются. Возраст пород по стратиграфическому положению под баррем-аптскими образованиями и по аналогии с отложениями ширкентской свиты Таджикской депрессии условно полагается валанжин-готеривским.

Баррем-апт. Свиты *d—f*, или *ходжаосманская свита*. Толща темно-красных с голубыми пятнами глин с прослоями алевролитов, реже песчаников и гравелитов общей мощностью от 15 до 380 м. В этих породах наблюдаются многочисленные знаки ряби и следы подводных оползней в виде мелкой гофрировки слоев, присутствия «колобков» и т. д. По мнению Н. Н. Верзилина (1961), наличие подводных оползней указывает на повышенную сейсмичность района. Об этом же, вероят-

но, свидетельствуют и маломощные покровы базальта в ряде пунктов Северной Ферганы. Отличительной чертой свиты является наличие одного или двух «голубых» горизонтов, слагающихся голубыми и серозелеными глинами (нередко микростройными) с прослоями сильно известковистых алевролитов, мелкозернистых песчаников или гравелитов со знаками ряби. Данная свита широко распространена в Восточной Фергане, Наукатской котловине и в Кызыл-Кургане, несколько меньше — в Северной Фергане, где в составе ее преобладают песчаники. В междуречье Исфайрам-Сох наличие этой свиты указывается С. Н. Симмаковым (1953а) только для Канского района. Западнее она выклинивается. В Заалайском хребте темно-красные глинистые сланцы и алевролиты свит *d—f* слагают обширные площади, однако из-за сложной тектоники района строение и мощность этой части разреза еще не выяснена в должной мере. В центральной части и на южном склоне Алайского хребта они отсутствуют.

В ходжаосманской свите обнаружены *Cypridea nasuta* Gal., *C. cf. aequis* Gal., *C. koskulensis* Mandelst., *C. punctata* (Forbes) var. *mujanensis* Gramm, *Origoilyocypris* ex gr. *fidis* Mandelst., *O. cirrita* Mandelst., *O. cirrita* Mandelst. var. *hinata* Gal., *Timiriasevia subsolana* Mandelst., харовые водоросли, эстерины и чешуи рыб, а также моллюски *Trigonioides kodairaiformis* Martins., *Nakamuraia chingshanensis* Suz., *Plicatounio naktongensis* Kod. et Suz. Комплекс ископаемых позволяет относить вмещающие отложения к баррему — апту.

Альб. Свиты *g—k₁*, или аламышикская свита, и их аналоги (араванская свита вместе с наукатской и абширской свитами, а также гужанская свита).

Под названием свит *g—k₁*, или аламышикской свиты, в Южной Киргизии известна толща розовых и серых песчаников с редкими прослоями глин общей мощностью 90—410 м. В ней встречаются линзовидные прослои мелкогалечных конгломератов из кремнево-кварцевой гальки, к которым обычно приурочены обугленные обломки древесины, гнезда и примазки малахита и азурита, а в некоторых пунктах — гидроокислов марганца. В восточной части Заалайского и на южном склоне Алайского хребта, а также в Суфи-Кургане, свита *g—k₁* несогласно залегает на палеозое, в подошве ее содержится пласт брекчий или крупногалечных конгломератов. В другом разрезе центральной части Алайского хребта (Ходжа-келян) отложения свит *g—k₁* ложатся без видимого несогласия на пестроцветную юрскую толщу.

Описанные породы развиты на территории Заалайского и Алайского хребтов, Восточной и Северной Ферганы. Пачки серых песчаников отмечаются на каротажных диаграммах Нарынской моноклинали как XXII, XXI, XX и XIX пласты.

Возраст свиты считается альбским по стратиграфическому положению и по аналогии с Таджикской депрессией. Не противоречат этому и редкие находки остракод *Cypridea* ex gr. *cylia* Gramm, *Timiriasevia simakovi* Mandelst.

В Наукатской котловине и междуречье Исфайрам-Сох аналогами аламышикской свиты являются араванская, наукатская и абширская свиты. Под названием араванской свиты выделена толща (70—100 м) розовых, красных и желтоватых песчаников и алевролитов с прослоями пестрых глин, иногда с конгломератами в подошве. В глинах встречаются остатки *Unio* sp., *Bithynia kyvasaica* Zharn., *Physa naucatica* Zharn., *Ph. aravanica* Zharn., *Jaroslavia starobogatovi* Zharn., *Cypridea cylia* Gramm. Свита имеет развитие только в Наукатском и Абширском разрезах, а в Муяне, по-видимому, размыва. В междуречье

Исфайрам-Сох, как можно судить по описанию С. Н. Симакова (1953а), породы араванской свиты не могут быть отделены от вышележащих.

К *наукатской свите* относится хорошо выделяющаяся на фоне подстилающих и покрывающих красных или пестрых пород пачка (14—30 м) ярко-белых доломитов, известняков и глин с остатками *Bithynia kuvasaica* Zhagn., *Trigonioides* cf. *urgalensis* Jakush., *Plicatounio* sp. В междуречье Исфайрам-Сох в составе свиты появляются конгломераты и песчаники и отделить наукатскую свиту от араванской невозможно.

Вышележащая пачка пестрых глин, гипсов и песчаников с редкими прослоями мергелей известна как абширская свита (40—90 м), в которой содержатся обугленные остатки растений, харовые и сине-зеленые водоросли, остракоды *Cypridea punctata* (Forbes) var. *mujanensis* Gramm, *C. acutituberculata* Gal., *C. ex gr. cyla* Gramm, *Timiriasevia simakovi* Mandelst., *Darwinula tubida* Mandelst.

В Западной Фергане под известняками льяканской свиты (см. ниже) залегает пачка красных и серых песчаников с подчиненными прослоями глин и пластом конгломерата в подошве (*гузанская свита*). Эти породы несогласно залегают на палеозойских или юрских образованиях и имеют мощность 10—40 м. По стратиграфическому положению, а также по постепенному погрубению пород к западу, гузанская свита, по-видимому, соответствует ававанской, наукатской и абширской свитам Наукатской котловины и междуречья Исфайрам-Сох или, что то же самое, аламышикской свите Восточной Ферганы. Соответственно возраст ее оценивается как альбский, хотя остатков фауны в ней не встречено.

Верхний отдел. Нижний сеноман. Свита k_2 , или слои с *Plicatotrigonioides simakovi* и ее аналоги — льяканская и кизылпиляльская свиты, а также слои с *Brotia abschirica*.

К *свите k_2* , или слоям с *Plicatotrigonioides simakovi*, относится толща красных песчаников с линзами и прослоями гравелитов из катунов красных глин и мергелей мощностью 70—234 м, распространенная в Заалайском и Алайском хребтах, в Восточной и частично Северной Фергане и Наукатской котловине. Она содержит *Plicatotrigonioides simakovi* Martins., *Pseudohyria cardiiiformis* var. *ferganensis* Martins., *P. tachtamyschensis* Martins.

Западнее Абшира терригенные образования свиты замещаются карбонатными. Так, в Муянском разрезе между гипсоносными породами абширской свиты внизу и слоями с *Brotia abschirica* сверху располагается толща известняков и мергелей разнообразной окраски, лишенная остатков каких-либо организмов (аналог слоев с *Plicatotrigonioides simakovi*).

В более западных районах аналогичное стратиграфическое положение занимают известняки льяканской свиты и красные глины с желваками известняков кизылпиляльской свиты. К *льяканской свите* относится хорошо заметная пачка пестрых, серых или розово-белых известняков и доломитов (8—50 м), которые содержат остатки сине-зеленых водорослей и редкие прослои красных глин с желваками известняка. Эта свита в типичном виде развита в южной части Ферганской впадины (от Кана до Исфары) и по северной ее окраине в Чарваке и Ачисае (западнее которых они, по-видимому, замещаются сильно известковистыми песчаниками или гравелитами). Породы рассматриваемой свиты соответствуют XVIII пласту нефтяников.

Кизылпиляльская свита представлена красными и пестрыми глинами с желваками известняков и прослоями пепельно-серых известня-

ков реже песчаников и имеет мощность 20—100 м. В породах изредка встречаются ходы илоедов, желваки сине-зеленых водорослей и остракоды. Среди последних С. Н. Симаков (1953) указывает *Theriosynoecus* ex gr. *praesulcatum* Реск, *T. marginatum* Мапг., *Mongolianella* sp.

Нижнесеноманский возраст пород свиты k_2 и ее аналогов нельзя считать окончательно установленным, поскольку имеются косвенные данные о принадлежности их к альбу.

К свите l_1 , или слоям с *Brotia abschirica*, относится пачка часто переслаивающихся пестрых глин, мергелей, алевролитов, песчаников и гипсов общей мощностью до 90 м. В некоторых пунктах южного склона Алайского хребта гипсы отсутствуют, зато большую роль играют гравийники и мелкогалечные конгломераты. Пачка распространена на территории Заалайского и Алайского хребтов, Наукатской котловины и в южных разрезах Восточной Ферганы. В мергелях и глинах обычно присутствуют ядра *Hydrobia rectoides* Martins., *Brotia abschirica* Zhang. — местных видов, не дающих возможности судить о возрасте пород. Последние относятся к нижнему сеноману по стратиграфическому положению над нижнесеноманскими (?) слоями с *Plicatotrignoioides* и под верхнесеноманскими слоями с *Nerinea ferganensis*.

Верхний сеноман. Породы свиты l_2 , или слои с *Nerinea ferganensis*, известные также под названием гульчинского горизонта, и низы устричной толщи.

Свита l_2 , или слои с *Nerinea ferganensis*, представлены известняками серыми, органогенно-обломочными, в кровле оолитовыми и с корками бурого железняка (10—50 м). Они содержат тонкие прослои глин и остатки *Salenia* sp., *Lima intermedia* Orb., *Lima* cf. *canalifera* Golgi., *Modiolus bucharensis* Arkh., *Panope mandibula* Sow., *Caprotina* (?) sp., *Ichtyosarcolithes bicarinatus* (?) Gemmel., *Nerinea ferganensis* Psel., клешни крабов. Эти породы развиты на территории Заалайского и Алайского хребтов, Наукатской котловины и в южных разрезах Восточной Ферганы.

Приведенный комплекс фауны позволяет уверенно сопоставлять описанную пачку с верхнесеноманскими слоями с *Nerinea asiatica* и *Caprinula soluni* Юго-Западного Дарваза и Таджикской депрессии (Бобкова, 1961; Джалилов).

Низы устричной толщи (слои с *Amphidonta columba* Lam.) представлены пачкой зеленовато-серых глин с пластами глинистых ракушников общей мощностью 10—116 м. Ракушники состоят из *Liostrea oxiana* Rom., *Amphidonta columba* Lam., *Korobkovitrigonia darwaseana* Rom., редких *Placenticas* sp., *Metiococeras swallowi asiaticum* Iijin, *Metiococeras* sp. В кровле залегает выступающий карнизом пласт известняка-ракушняка из *Amphidonta columba* Lam. и *Gryphaea bauriculata* Lam. Слои с *Liostrea amphidonta* распространены почти на всей изученной территории, исключая самую западную часть Ферганы, где присутствие их фаунистически не доказано. В Северной Ферганае в составе этих слоев большую роль играют карбонатно-обломочные породы, а остатки фауны встречаются очень редко (Ачисай). Возраст слоев определяется находками верхнесеноманских аммонитов *Metiococeras swallowi asiaticum* Iijin.

Сеноман нерасчлененный. В западном направлении в слоях с *Brotia* и слоях с *Nerinea* увеличивается роль гравийников и конгломератов. От Кана и далее вдоль южного борта Ферганской впадины вплоть до левого берега р. Исфары соответствующее положение в разрезе занимают конгломераты калачинской свиты (10—30 м). В Северной Ферганае аналогом указанных слоев является пачка пятнистых бело-розовых сильно карбонатных песчаников и гравелитов (пе-

реходящих в известняки с примесью песка и гравия, гнездами и при-
мазками гидроокислов марганца), известная как чарвакская свита, по
Н. И. Верзилину, — караалминская свита. Эти отложения соответству-
ют XVII пласту Нарынской моноклинали.

В большинстве разрезов Восточной Ферганы между серыми или
розовыми песчаниками аламышикской свиты внизу и ракушниками
слоев с *Amphidonta columba* Lam. располагается шариханская свита
(токубайская свита, по Г. Г. Мартинсону и А. В. Сочаве; толща крас-
ных песчаников с прослоями и линзами гравелитов из катунов красных
глин общей мощностью до 315 м). По своему стратиграфическому по-
ложению она отвечает слоям с *Plicatotrionioides*, *Brotia* и *Nerinea*.

Таким образом, на большей части Ферганской впадины (исключая
Наукатскую котловину и некоторые разрезы Восточной Ферганы) гра-
ница нижнего и верхнего сеномана располагается внутри толщи одно-
образных пород и точное положение ее не установлено.

Нижний турон. Слои с *Corbula muschketowi* Böhm. и слои
Gombeoceras koulabicum и их аналоги.

Слои с *Corbula muschketowi* Böhm. представлены пачкой зеле-
новатых глин с комочками фосфоритов и многочисленными *Corbula*
muschketowi Böhm, *Gryphaea vesiculosa turkestanica* Bobk., *Exogyra*
olisiponensis Shagре, *Korobkovitrigonia darwaseana* Rom., *Placenti-*
ceras sp., *Haustator subfittoni* Psel. Мощность пачки 10—46 м. Из пе-
речисленных форм прямое указание на возраст вмещающих слоев дают
только *Gryphaea vesiculosa turkestanica* Bobk., встречающиеся в зоне
Inoceramus labiatus Сирии, Северного Афганистана, Таджикской деп-
рессии (Бобкова, 1961) и Кызыл-кумов (Соболева, 1965). Слои с *Cor-*
bula прослеживаются на большей части территории Южной Киргизии.
В окрестностях Исфары и более западных разрезах присутствие их
фаунистически не доказано. В междуречье Исфайрам-Сох глины этих
слоев замещаются известняками — ракушниками слоев с *Exogyra oli-*
siponensis мощностью до 7 м. Указанные устрицы распространены в се-
номане и туроне ряда стран, поэтому о нижнетуронском возрасте вмещ-
ающих пород можно судить лишь учитывая положение их в разрезе.

Слои с *Gombeoceras koulabicum* Kler. представлены пачкой (5—
20 м) белых комковатых мергелей с остатками *Korobkovitrigonia dar-*
waseana Rom., *Pholadomya albina* Reich, *Gryphaea vesiculosa turke-*
stanica Bobk., *Gombeoceras (Ferganites.) koulabicum* Kler, *G. (F.)*
kleri Lupp., *Thomasites globoso-tuberculatus* Perv., *Th. inflatus*
Stan., *Paramammites darauticus* Stan., *P. latimbilicatus* Stan.,
P. ferganicus Stan., *P. supracyclus* Stan., *Placenticerus tschernysche-*
wi Arkh., *Proplacenticerus kharesmense* Lah., *Beschtubeites alaiense*
Lupp.

Из этого комплекса наибольшее значение для установления воз-
раста вмещающих пород имеют *Gryphaea vesiculosa turkestanica*
Bobk. и аммониты *Gombeoceras (Ferganites) koulabicum* Kler, кото-
рые встречаются только в слоях с *Inoceramus labiatus* Таджикской
депрессии.

Таким образом, зоне *Inoceramus labiatus*, по-видимому, соответ-
ствуют в Южной Киргизии слои с *Corbula muschketovi* вместе со слоя-
ми с *Gombeoceras koulabicum* Kler.

Пачка характерных белых мергелей протягивается из Таджикской
депрессии вдоль Алайского хребта. Севернее Кызыл-Кургана комки мер-
гелей мельчают и перемешиваются с глинами. На запад и северо-во-
сток от Папана эти отложения, видимо, фациально замещаются изве-
стняками-ракушниками слоев с *Gryphaea tucumcarii* Martsoи (2—
10 м), где содержатся помимо упомянутых устриц также *Gr. navia*

(Hall), *Beschtubeites* aff. *kysylkurganensis* L u p p. и другие моллюски. Этот комплекс представлен видами, распространенными в альбе и сеномане или туроне. Поэтому вмещающие слои отнесены к нижнему турону исключительно на основании стратиграфического положения их между слоями с *Corbula* (нижний турон) и слоями с *Liostrea delectrei* Co q. (верхний турон). В наиболее типичном виде слои с *Gryphaea* наблюдаются в разрезах Восточной Ферганы. Западнее Науката грифеи постепенно исчезают. В тех пунктах, где грифей нет, соответствующая часть разреза выделяется как слои с *Liostrea boucheroni* (до 17 м). На Сохе и, по-видимому, в Западной Фергане они выклиниваются, а присутствие их в Северной Фергане фаунистически не доказано.

Верхний турон. Слои с *Fatina (Avia) costei* (и их аналоги слои с *Liostrea delectrei* и слои с *Megatrigonia turkestanensis*, составляющие верхнюю часть устричной толщи), а также перекрывающие их красновцы.

В Заалайском хребте и на южном склоне Алайского морские отложения турона заканчиваются пачкой зеленовато-серых глин и известняков-ракушников общей мощностью 30—70 м (слои с *Fatina (Avia) costei*), в которых содержатся *Ostrea vattoni* Thom. et Per., *Liostrea delectrei* Co q., *L. jaxartensis* Z a p r., *Fatina (Avia) costei* Co q., *Exogyra longa* Bobk., *Pygaulus faasi* Schmidt, *Echinobrissus markovi* Faas, *Hemiaster solignaci* Lamb., *H. blanckenhorni* Gauth., *H. longuiformis* Schmidt. Указанный комплекс ископаемых характерен для слоев с *Fatina (Avia) costei* Таджикской депрессии, где вместе с ними встречаются *Collignoniceras woolgari* Mant., на основании которых вмещающие отложения относятся к верхнему подъярису турона (Ильин, 1963).

В разрезах центральной части Алайского хребта и в Фергане слоям с *Fatina (Avia) costei* по стратиграфическому положению (над слоями с *Gombeoceras koulabicum* и под красновцами нижней яловачской подсвиты) отвечают слои с *Liostrea delectrei* и *Megatrigonia turkestanensis*.

Слои с *Liostrea delectrei* слагаются глинами зеленовато-серыми с прослоями известняков-ракушников общей мощностью 4—28 м. В них встречаются *Liostrea delectrei* Co q., *Exogyra turkestanensis* Vogt., *Ostrea vattoni* Thom. et Per. и др., характерные для слоев с *Fatina (Avia) costei* Таджикской депрессии, Заалайского и южного склона Алайского хребта. Соответственно возраст слоев с *Liostrea delectrei* полагается верхнетуронским. Эти слои распространены в центральной части и на северном склоне Алайского хребта, а также в Фергане, за исключением западной и северной ее окраин, где присутствие их фаунистически не доказано.

Слои с *Megatrigonia turkestanensis* обычно хорошо выделяются на местности в виде карниза или гривки. Они представлены пачкой (3—23 м) известняков-ракушников (реже доломитов) серого, зеленоватого или красноватого цвета с прослоями глин. В этой части разреза содержатся остатки *Pygaulus fassi* Schmidt, *Echinobrissus markovi* Faas, *Ech. gultchensis* Schmidt., *Hemiaster blanckenhorni* Gauth., *H. solignaci* Lamb., *Liostrea delectrei* Co q., *Exogyra turkestanensis* Vogt., *Megatrigonia (Apiotrigonia) turkestanensis* Arkh., *Tylostoma ferganensis* Pcel., *T. subglobosum* Pcel., *Gombeoceras (Ferganites) kanicum* Stan., *Paramammites ferganicus* Stan. и других моллюсков. Часть форм из этого комплекса характерна для слоев с *Fatina costei* (верхний турон), другие известны из слоев с *Lima marrotiana* или слоев с *Gyropleura vakhschensis* (коньяк). Наконец, третьи встречаются как в верхнетуронских, так и в коньякских образованиях. Находки

в рассматриваемых слоях аммонитов сем. *Vascoceratidae*, неизвестных до сих пор в отложениях моложе раннего турона, склоняют к мысли о принадлежности вмещающих пород к турону, а не к коньяку. Учитывая все сказанное, а также стратиграфическое положение рассматриваемых пород, мы относим их к верхнему подъярису, турона.

Слой с *Megatrigrionia* впервые появляются в разрезах центральной части Алайского хребта и прослеживаются в Фергане до Исфары и Кураминского хребта (Шайдан). В Северной Фергане фауна в этих слоях содержится только в восточных разрезах, но благодаря особенностям своего состава (выступающая в рельефе гривка песчанистых известняков и гравелитов с примазками и гнездами гидроокислов марганца) они могут быть выделены и на Нарынской моноклинали (XVI пласт нефтяников).

Таким образом, в Южной Киргизии зоне *Collignonicerus woolgari* соответствуют слои с *Fatina (Avia) costei* или их аналоги (слои с *Liostrea delettrei* вместе со слоями с *Megatrigrionia turkestanensis*). Вероятно, к этой же зоне относится и пачка красноцветных песчаников или гипсоносных глин, песчаников и алевролитов (5—30 м), известная под названием свиты O_1 или нижней яловачской подсвиты. Эти отложения присутствуют повсюду в Южной Киргизии, за исключением некоторых разрезов, где они, по-видимому, не отлагались (Тар, Сузак, Зумаратшо и др.), или были размыты, как и вся вышележащая меловая толща (северный склон Алайского хребта).

Коньяк. Слои с *Lima marrotiana* и слои с *Gyropleura vakhschensis* и их аналог — средняя яловачская подсвита.

Слой с *Lima marrotiana* представлены чередованием оолитовых известняков, известняков-ракушников и глин общей мощностью 12—24 м. В известняках содержатся *Hemister journali* Desh., *Echinobrissus markovi* Faas, *Lima marrotiana* Orb., *Liostrea delettrei* Coq., *L. gauthieri* Thom. et Per., *Exogyra turkestanensis* Born., *Megatrigrionia turkestanensis* Arkh., *Tylostoma ferganensis* Psel., *Lyosoma caucasica* Psel. и другие моллюски. Эти слои развиты в центральной и восточной частях Заалайского хребта, на южном склоне и в центральной части Алайского хребта. Коньякский возраст их устанавливается по присутствию *Hemister journali* Desh. и *Liostrea gauthieri* Thom. et Per., которые в Таджикской депрессии встречаются только в коньякских отложениях, вместе с аммонитами *Barroisicerus haberfellneri* Haueg. var. *armenica* Egojan и *Lewesicerus asiaticum* Iljin (Ильин, 1963).

Слой с *Gyropleura vakhschensis* образованы пачкой известняков-ракушников и глин общей мощностью 4—13 м. В известняках-ракушниках в большом количестве присутствуют *Phymosoma thevestense* Per. et Gauth., *Pygaulus faasi* Schmidt, *Echinobrissus markovi* Faas, *Ech. gultchensis* Schmidt, *Hemister journali* Desh., *Lima* cf. *marrotiana* Orb., *Liostrea delettrei* Coq., *L.* cf. *gauthieri* Thom. et Per., *Megatrigrionia turkestanensis* Arkh., *Gyropleura vakhschensis* Bobk., *Trochactaeon darwasensis* Djal., *Nautilus* sp. и другие моллюски.

Коньякский возраст слоев с *Gyropleura* определяется в описываемом регионе только находками тех же, что и в нижележащих слоях *Hemister journali* Desh. и *Liostrea* cf. *gauthieri* Thom. et Per. В юго-западном Дарвазе из соответствующих слоев известны *Praeradiolites kuhni* Milov. и *Apricardia darwaseana* Bobk. Первый из них характерен для раннего сантона Югославии, второй же является местным, но напоминает некоторые формы из коньяка Италии и Югославии. Таким образом, вопрос о принадлежности слоев с *Gyropleura* к коньяку или сантону пока не выяснен в должной мере.

Слои с *Gyropleura* прослеживаются по всему южному склону Алайского хребта и в центральной его части.

От южных разрезов Алайского хребта по направлению к северу количество и разнообразие фауны в слоях с *Lima* и слоях с *Gyropleura* постепенно сокращается. Аналогом этих слоев в Фергане полагается пачка серых глин, песчаников и песчаных известняков, выделяемая под названием средней яловачской подсвиты (7—15 м).

В большинстве разрезов Заалайского хребта коньякские отложения плохо фаунистически охарактеризованы, поэтому, как правило, выделение в них слоев с *Gyropleura* затруднительно. Слои же с *Lima* большей частью хорошо опознаются, но граница их с вышележащими отложениями не всегда достаточно четкая. Мощность коньякских отложений в Заалайском хребте 50—160 м.

Сантон. Свита *q* и ее аналоги — верхняя яловачская подсвита и слои с *Sainshandia aralica*.

Под названием свиты *q* выделяется толща пестрых глин, алевролитов и гипсов с пачкой серо-желтых алевролитов или песчаников, переходящих в известняки в подошве. Мощность свиты 25—90 м. Она распространена в Заалайском и Алайском хребтах (за исключением северного склона последнего, где размыта). Слагающие ее породы лишены остатков каких-либо ископаемых организмов, поэтому возраст их условно полагается сантонским по стратиграфическому положению над коньякскими образованиями и по аналогии с Таджикской депрессией, где в упомянутой выше серо-желтой пачке содержатся остатки сантонских *Stantonoceras guadalupae* R o e m. (Ильин, 1963).

В Фергане свите *q* соответствует верхняя яловачская подсвита, представленная розовыми песчаниками с прослоями красных глин и гравелитов из катунов красных глин и мергелей (5—90 м). В гравелитах часто встречаются кости гадрозавров и пресноводных мягких черепов, а в Наукатской котловине и некоторых пунктах Западной Ферганы — ядра *Sainshandia aralica* Martins. и *Plicatotrigonioides simakovi robustus* Martins., по которым вмещающие отложения названы слоями со *Sainshandia aralica*. По заключению Г. Г. Мартина, аналогичный комплекс двустворок характерен для сантонских образований Приаралья.

Верхний турон-сантон нерасчлененные. В Северной Фергане свита Яловач представлена толщей красноцветных песчаников и гравелитов (60—200 м). Ввиду однородности вещественного состава пород, свиту пока не удалось разделить на три подсвиты, как в других районах юга Киргизии. Таким образом, в Северной Фергане границы турона и коньяка, коньяка и сантона не установлены даже приблизительно.

Нижний кампан, свита *r* и ее аналоги слои с *Melanoides martinsoni* и свита Текебель.

Свита *r* слагается известняками и глинами или серыми сильно известковистыми алевролитами с гравием и галькой общей мощностью 22—46 м. В ней известны отпечатки *Chlamys* sp., ядра устриц, *Megatri-gonia* ex gr. *indica* Stol., *M. tagamensis* Bel., *Trochus* (?) sp., *Scolytus* (?) sp., обломки панцирей морских ежей и брахиоподы. В типичном виде свита развита в Заалайском хребте и по южному склону Алайского. В Суфи-кургане и Кызыл-кургане соответствующая часть разреза имеет несколько иной состав: низы ее представлены пачкой переслаивающихся глин, узорчатых мергелей с целастином (?) и алевролитов, а сверху преобладают розовые песчаники. Эти породы весьма напоминают ферганские слои с *Melanoides* и свиту Текебель, которые

описываются ниже. Мощность свиты *r* в Суфи-кургане и Кизыл-кургане 43—55 м.

Нижнекампанский возраст пород свиты устанавливается по находкам *Megatrignia tagamensis* Vel., характерной для нижнего кампана юго-западных отрогов Гиссарского хребта, и по стратиграфическому положению их под слоями с *Lopha falcata* (верхний кампан).

Слой с *Melanoides martinsoni* образованы пачкой пестрых тонкопереслаивающихся глин, алевролитов, песчаников и узорчатых мергелей со следами подводных оползней, мелкими размывами и желваками целестина, общей мощностью 5—37 м. Здесь встречаются многочисленные *Melanoides martinsoni* Zhan., *Mathilda pojarkovae* Zhan., *Septifer* sp., *Chlamys* sp., *Liostrea* cf. *acutirostris* Nils., *Gryphaea* cf. *vesicularis* Lam. кости, чешуи и позвонки рыб, а также отпечатки растений *Quereuxia angulata* Kryscht., *Nelumbites* sp., *Typha* (?) sp., *Acer* (?) sp., *Equisetum* ex gr. *arcticum* Heer. (определения Т. А. Сикстель и Л. И. Савицкой). Эти отложения, известные также под названием свиты Агаарал, развиты в Фергане повсеместно, за исключением северной ее окраины. Они имеются даже на северных склонах хр. Ферганский Каратау (Ким и Мазар), где другие фаунистически охарактеризованные горизонты в меловом разрезе отсутствуют.

Остатки упомянутых выше устриц позволяют сопоставлять вмещающие отложения со слоями с *L. prima* и *L. acutirostris* (нижний кампан) юго-западных отрогов Гиссарского хребта. Находки водного растения *Quereuxia angulata* Kryscht., характерного для кампана — маастрихта Канады, Мексики, Сахалина, Дальнего Востока и Китая, не противоречат мнению о нижнекампанском возрасте свиты.

К свите Текебель относится толща серых и зеленых глин с прослоями мергелей, песчаников, гипсов и известняков-ракушников из ядер мелких пелеципод и гастропод. В Наукатской котловине и западной Фергане в составе толщи большую роль играют малиновые, красные и серые песчаники. Общая мощность свиты 20—70 м. Описанные породы широко распространены в Фергане, за исключением нескольких разрезов, где они размывы вместе с вышележащими и частью подстилающими образованиями (Кувасай, Кизыл-булак и др.). По стратиграфическому положению под слоями с *Lopha falcata* свита сопоставляется с верхней частью слоев с *L. prima* и *L. acutirostris* Таджикской депрессии (нижний кампан).

В некоторых разрезах Южной Ферганы и повсеместно в северной части котловины свита Текебель и слой с *Melanoides martinsoni*, ввиду однообразия вещественного состава слагающих их пород, не разделяются.

Верхний кампан. Слой с *Lopha falcata*, или радиолитовый горизонт, представлены белыми, серыми и розовыми известняками и доломитами с прослоями глин общей мощностью 6—103 м. На южном склоне Алайского хребта в известняках содержатся *Salenia bourgeoisi* Cotteau, *Chlamys dujardini* Roem., *Neithea quadricostata* Sow., *Gryphaea vesicularis* Lam., *Lopha falcata* Mort., *Ceratostreon spinosum* Math., *Gyropleura* cf. *magianensis* Pojar., *Biradiolites* sp., а в Заалае — *Camptonectes virgatus* Nils., *Chlamys* cf. *dujardini* Roem., *Gryphaea* cf. *vesicularis* Lam., *Ceratostreon* cf. *spinosum* Mat., *Lopha falcata* Mort., *Gyropleura* sp. и др. В Восточной Фергане и междуречье Исфайрам-Сох в слоях с *Lopha falcata* содержатся остатки многочисленных *Bothriopygus* sp., *Cassidulus* sp., *Chlamys dujardini* Roem., *Neithea quadricostata* Orb., *Liostrea acutirostris* Nils., *Lopha falcata* Mort., *Septifer* cf. *gaurdakensis* Bobk., *Gyropleura* ex gr. *ciplyana* Ryckh., *G.* cf. *magianensis* Pojar., *Biradiolites fissicostatus* Orb.

var. *minor* Pojag., *Scaphella campanica* Djal., *Hoplitoplacenticeras marroti* Coq. В западной части Ферганской котловины в соответствующих образованиях не встречены характерные формы моллюсков, а в северной части ее вообще не обнаружены остатки ископаемых. В этих районах выделяются только аналоги слоев с *Lopha falcata*. В центральной части Алайского хребта (кроме Суфикургона) и на северном склоне его, а также в Наукатской котловине слои с *Lopha* размыты.

Отнесение слоев с *Lopha falcata* к верхнему кампану определяется находками аммонитов *Hoplitoplacenticeras marroti* зонального вида верхнего кампана. В некоторых разрезах Заалайского и южного склона Алайского хребтов отложения кампана не удалось расчленить более дробно.

Маастрихт. К маастрихту относятся слои с *Biradiolites boldjuanensis* и их аналоги — свита *t* и надрадиолитовая свита.

Слои с *Biradiolites boldjuanensis* — красные глинистые известняки (10—30 м), переполненные рудистами *Biradiolites boldjuanensis* Bobk., *Orbignya vlasovi* Bobk. Они пользуются широким распространением в Заалайском хребте, протягиваются далее на Дарваз, где содержат те же виды рудистов, а кроме того *Biradiolites* cf. *lameracensis* Toucas, характерные для маастрихта Франции (Бобкова, 1961). Находки последних, главным образом, и послужили основанием для отнесения вмещающих пород к маастрихту.

В некоторых разрезах Алайского хребта и Ферганы над слоями с *Lopha falcata* залегает пачка розовых и серых песчаников или чередующихся красных глин, мергелей, песчаников и гипсов общей мощностью 10—90 м. Эту пачку, описываемую как свита *t*, или надрадиолитовую свиту, мы условно относим к маастрихту, поскольку она занимает то же стратиграфическое положение, что и слои с *Biradiolites boldjuanensis*.

Датский ярус. В западной части Заалайского хребта (Арамкунгей) на известняках маастрихта (слои с *Biradiolites boldjuanensis*) залегает пачка красных глинистых сланцев и песчаников, нередко с глыбами подстилающих известняков с рудистами. Мощность пачки до 60 м. Согласно схеме С. Н. Симакова (1953), эти породы выделяются как свита *u* и условно относятся к данию. Аналогичные породы известны в Юго-Западном Дарвазе (Джалилов, 1961), а в Таджикской депрессии им соответствует карбонатно-гипсовая толща, залегающая тоже между фаунистически охарактеризованными отложениями маастрихта внизу и бухарскими слоями сверху (Бобкова). Образование терригенных красноцветов и карбонатно-гипсовой толщи обычно связывалось с поднятиями, происходившими повсеместно в датском веке. В последнее время в карбонатно-гипсовой толще, получившей название акджарских слоев, был обнаружен комплекс моллюсков нижнего палеоцена (Бабков и Крейденков). По подошве акджарских слоев было предложено проводить границу мела и палеогена в Таджикской депрессии. В красноцветной толще К. В. Бабков и Г. П. Крейденков встретили более скудные остатки моллюсков. Однако, поскольку родовой состав их аналогичен таковому акджарского комплекса, исследователи относят к акджарским слоям и красноцветную толщу. Не исключено, что отложения, выделенные нами как свита *u* в действительности соответствуют акджарским слоям.

Палеогеновые отложения залегают на различных горизонтах верхнего мела. Наиболее сокращенными являются разрезы северного склона Алайского хребта, где меловые отложения размыты вплоть до тулона.

Граница мела и палеогена проводится по подошве толщи гипсов с прослоями доломитов. В последних содержится фауна капланбекского комплекса, указывающая на принадлежность вмещающих пород к палеоцену. В Северной Фергане гипсы отсутствуют, граница мела и палеогена проводится по подошве терригенной пачки с эндемичными устрицами. Некоторые исследователи относят эту пачку к сузакским слоям (Симаков, 1953; Геккер и др., 1962), другие же — к бухарским (Миронова, 1960; Верзилин, 1963).

Исследования Д. П. Резвого (1959) и Н. М. Синицына (1960) показали, что горные сооружения Ферганы, созданные в конце палеозоя, к началу мезозойской эры были сnivelированы. В триасе на месте современной Ферганской долины и ее горного обрамления простиралась почти равнина. В юре и особенно в меловом периоде в результате усиления движений создается некоторая дифференциация рельефа.

Об истории геологического развития территории в начале мелового периода (валанжин — готерив) судить трудно, т. к. самые низы разреза изучены недостаточно (в особенности в Заалайском хребте). Вероятно, Фергана в это время представляла собой бессточную котловину, окруженную невысокими горами. По северной и восточной окраинам котловины располагались аллювиальные равнины древних Нарына, Кара-Унгура, Тара и Исфайрама (Рухин, Пояркова и Поярков) *.

Центральная часть впадины в настоящее время выполнена четвертичными и неогеновыми образованиями огромной мощности и, по-видимому, является зоной устойчивого погружения. В юрском периоде здесь располагалось обширное озеро (Станкевич). Есть основания предполагать существование подобного же озера, служившего базисом эрозии для упомянутых выше рек, и для начала мелового периода. Вероятно, Ферганская котловина входила в систему Центральноазиатских впадин, отличительной чертой которых (наряду с другими особенностями) является отсутствие стока (В. М. Синицын).

Последующие века характеризуются постепенным расширением области осадконакопления и усилением связей с прилегающими регионами. Так, в барреме — апте долина древнего Тара превратилась в пролив, по которому воды пресного бассейна, располагавшегося в восточной части Таджикской депрессии, проникли в Фергану, а в альбе в восточной части Алайского хребта формируется Алайский пролив. Описываемый регион начинает отделяться от системы Центральноазиатских впадин. Морские воды впервые проникают на рассматриваемую территорию только во второй половине сеноманского века, а в туроне они распространяются почти по всей Южной Киргизии. В это время в Кураминском хребте возник Шайданский (или Мурзарабатский) пролив, связавший Ферганский бассейн с Приташкентским и он, по-видимому, перестал существовать уже в сантоне. Активно действовали Тарский и Алайский проливы. Таким образом, начавшийся в барреме и апте процесс отделения Ферганы от Центральноазиатских впадин завершился в позднем туроне.

В дальнейшем на территории Южной Киргизии происходили слабые колебательные движения при преобладании положительных (коньякская трансгрессия затронула главным образом южный склон и центральную часть Алайского хребта).

Кампанский век ознаменовался новым погружением и распространением морских вод из Алайской долины в Фергану в основном через Тарский пролив. Алайский же пролив был в это время мелким, с се-

* Кок-су, Сох, Исфара и некоторые другие реки Южной Киргизии возникли позже, в альбе (Пояркова).

вера выход из него прикрывался Гульчинским островом (возникновение которого относится к самому концу туронского века). В проливе в это время накапливались гипсоносные образования, так что существенной роли в соединении Алайской долины и Ферганы он не играл. К концу кампана море покрыло почти всю Фергану.

В маастрихтском веке морские условия сохранились только на юге (Заалайский хребет), где располагались рудистовые рифы, окаймляющие Северо-Памирскую область сноса. Остальная территория Южной Киргизии испытала поднятия и на большей ее части осадконакопление не происходило. Можно предполагать, что и в датском веке описываемый регион сохранял приподнятое положение.

Климат Южной Киргизии в меловом периоде в общем был аридным (Бабаев, 1954; Акрамходжаев, 1960). Однако, во время сильных трансгрессий он становится более влажным и в соответствующих комплексах спор и пыльцы возрастает разнообразие папоротникообразных (Аристова, Пояркова и Фокина, 1960).

При сравнении палеогеографических карт с тектоническими схемами подтверждается унаследованность основных черт мелового рельефа от верхнего палеозоя. Так, Туркестано-Алайская суша соответствует Южно-Ферганской антиклинальной зоне верхнего палеозоя (Резвой, 1959). Область мезо-кайнозойского Алайского пролива совпадает с Восточно-Алайской синклиальной зоной Д. П. Резвого или с Сурметашской зоной Н. М. Синицына (1960). Массив, ограничивающий с востока Алайский пролив, отвечает Коксуйской антиклинальной зоне, Тарский пролив оказывается приуроченным к Кулунской подзоне Восточно-Алайского прогиба Д. П. Резвого. С севера и юга он ограничен поднятиями антиклинальных зон Ферганского хребта и уже упоминавшейся Коксуйской. Северо-западным обрамлением Ферганы в течение всего мела и палеогена являлась малоподвижная уже в палеозое Кураминская зона (Рыжков, 1959), а существовавший очень недолгое время Шайданский пролив приурочен к располагавшемуся здесь верхнепалеозойскому Каржантау-Кураминскому прогибу Н. М. Синицына.

Более мелкая положительная форма мелового рельефа — Гульчинский «остров», примерно соответствующий современным Алдыярскому, Намаздекскому и Катарскому массивам, существовал с позднего турона вплоть до позднего кампана. Он располагался в пределах Куршабской зоны, которая и в течение всего палеогена «представляла» наименее опущенный участок Ферганской котловины, частично занятый архипелагом, куда через Алайский пролив проникали воды Южно-Таджикского бассейна» (Симаков, Клейнберг и др., 1957).

Долины некоторых древних рек (Коксу, Тар, Кара-унгур, Нарын) оказываются приуроченными к синклиальным зонам верхнего палеозоя. Для рек же южного обрамления Ферганы есть основания предполагать происхождение их долин вдоль поперечных нарушений, секущих систему Гиссаро-Алая почти вкрест простирания.

С меловыми отложениями Южной Киргизии связан ряд полезных ископаемых: нефть и газ, целестин, фосфориты, сурьмяно-ртутная, медная и марганцевая минерализация, разнообразные глины, горизонты гипсов и известняков.

КАЙНОЗОИ

Особенности палеогеографии, вырисовавшиеся для Киргизии к концу мезозоя, играли большую роль и в начале кайнозойской эры. Поэтому исторически предопределенся различный подход к стратиграфическому расчленению кайнозоя двух обширных областей: а) большей

части Южной Киргизии, включающей окраины Ферганской депрессии, Алай-Туркестанскую горную систему и Алайскую долину; б) Северной Киргизии, расположенной к востоку от Таласо-Ферганского разлома. На территории Ферганы детально изучен и расчленен комплекс морских осадков палеогена, а также в общем отчетливо фиксированы их отличия от континентальных молассовых отложений неогена. По районам же Северной Киргизии с ее многочисленными, часто обособленными межгорными депрессиями вопрос о мощности палеогеновой системы и разграничения палеогена и неогена остаются в значительной мере условными. Соответственно, оказалось необходимым охарактеризовать в отдельных разделах: а) палеоген Южной Киргизии (в указанных выше границах); б) неоген той же территории; в) палеогеновую и неогеновую системы Северной Киргизии (нерасчлененные); г) четвертичную (антропогенную) систему в общем по Киргизской ССР. В характеристике последней главный упор сделан на общую увязку генетически весьма различных образований, без рассмотрения многих местных деталей их литологии, часто затемняющих сущность единого процесса резкой дифференциации горной страны в четвертичный период.

ПАЛЕОГЕН ЮЖНОЙ КИРГИЗИИ

Г. Д. Романовским (1878, 1882) впервые был выделен так называемый «ферганский ярус», ошибочно отнесенный им к верхнему мелу. Изучением палеогеновых отложений также занимались К. И. Богданович, В. Н. Вебер, В. Д. Соколов и др. Существенный вклад в познание стратиграфии палеогеновых отложений Ферганы внес К. П. Калицкий (1914). Уточнению и детализации отдельных стратиграфических подразделений посвящены работы А. Д. Архангельского, З. Ф. Гориздрокульчицкой, В. С. Слодкевича и др.

Н. Ф. Безобразова значительно расширила границы системы, обнаружив палеоценовых карбул в отложениях, подстилающих выделенную ранее сузакскую свиту. О. С. Вялов разработал схему стратиграфии Ферганской впадины, которая с некоторыми уточнениями и изменениями применяется и в настоящее время. Изучением палеогеновых отложений занимались Н. К. Быкова, Б. А. Борнеман, Л. М. Варенцова-Мануйленко, О. С. Вялов, Р. Ф. Геккер, М. Н. Грамм, В. Г. Клейнберг, Е. В. Ливеровская, М. И. Мандельштам, Н. Е. Минакова, Л. В. Миронова, А. И. Осипова, В. Н. Ренгартен, С. Н. Симаков и др.

Совещание по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии в 1958 г. приняло за основу схему О. С. Вялова, заменив в ней ярусы на «слой», с сохранением укоренившихся названий (Минакова, 1958; Решения совещания..., 1959). В последующем обзоре палеогена Ферганы («Стратиграфия Узбек. ССР», 1966) почти нет изменений по сравнению со схемой 1959 г. Среди работ последних лет также должны быть отмечены: сведения о фауне, приведенные Л. П. Кахановой и Л. В. Мироновой (1964), и обзор нефтеносности, составленный Г. Х. Дикенштейном (1965).

Палеоцен. В проведении границы между мелом и палеогеном неясности обусловлены преимущественно тем, что в пачке гипсов, составившей основание палеогенового разреза («гипсы Гознау»; по Вялову, 1936а, б), остатки фауны, как правило, отсутствуют. В последнее время, согласно решению Совещания по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии (1959), в качестве естественной границы этих систем принимается подошва упомянутой пачки (табл. 20, 21, вкладка). Однако наличие остатков палеоценовых моллюсков в отложениях, подстилающих гипсы Гознау позволяет говорить о присут-

Сопоставление стратиграфических схем палеогена Ферганской депрессии

К. П. Калицкий (1913)	О. С. Вялов (1947)		С. Н. Симаков, В. Г. Клейнберг и др. (1957)		Рабочая схема для Средней Азии (1959)		Р. Ф. Геккер, Л. И. Осипова, Т. Ф. Бельская (1962)		Г. П. Крейденков, В. А. Расп пин (1969)		
Свиты	Возраст	Ярус	Возраст	Ярус, свита	Возраст	Слон	Возраст	Ярус	Возраст	Слон	
	Pg ₃ —N ₁	Массагетский (нижняя часть)	Mc—O1	Нижние молассы	O1	Майлисайская свита			Mc	Массагетские	верхние
				Массагетский							O1
г	O1 ₂	Сумсарский	O1 ₁	Сумсарский	O1 ₂ ?—E ₃ ?	Сумсарские	O1	Сумсарский		Сумсарские	
ч											
р											
	O1 ₁	Ханабадский	E ₃	Ханабадский		Ханабадские		Ханабадский	E ₃	Ханабадские	
	E ₃	Исфаринский		Исфаринский		Исфаринские		Исфаринский		Исфаринские	

о		Риштанский		Риштанский		Риштанские		Риштанский		Риштанские	
п							E ₃				
п ₂											
п ₁		Туркестанский		Туркестанский	E ₃ ?—E ₂ ?	Туркестанские			Туркестанский	E ₃ ?—E ₂ ?	Туркестанские
l	E ₂	Алайский	E ₂	Алайский	E ₂	Алайские	E ₂	Алайский	E ₂	Алайские	Al ₃
	E ₁	Сузакский			E ₁	Сузакские					
k	P _c	Бухарский	E ₁ —P _c	Сузакский	P _c	Бухарские	E ₁	Сузакский	E ₁	Сузакские	Al ₁
i	Cr ₂	Датский (гипсы Гознау)	P _c	Бухарский	Cr ₂		Pg	Бухарский	P _c	Акджарские	
											Cr ₂

ствии в Южной Киргизии аналогов нижнепалеоценовых акджарских слоев. В Таджикистане под наименованием «акджарские слои» выделена пачка гипсов и доломитов с *Corbis montensis* Cossm., *C. transversaria* Cossm., *Pitar montensis* Cossm., *Lusina duponti* Cossm., *Turritella montensis* Br. et Cogn. (Бабков и Крейденков, 1961)*. Акджарские слои перекрыты бухарскими слоями палеоцена, охарактеризованными более поздним, танетским сообществом фауны.

Объем и границы бухарских слоев в пределах Ферганы определялись различным образом. В описании О. С. Вялова (1936а) «бухарский ярус» выделен потому, что он «характеризуется своеобразной фауной, резко отличающейся от фауны всех остальных ярусов» (главные представители: *Corbula angulata* Lam., *C. asiatica* Vial., *Modiolus jeremejewi* Rom., *Cerithium zeravschanensis* Vial., которым свойственно широкое распространение). В опорном разрезе на р. Исфара в Южной Фергане этот ярус был указан в объеме одного горизонта гипсоносных известняков («к» — в номенклатуре Калицкого); вышележащая пачка терригенных пород была обозначена как «сузакский ярус» с руководящими формами *Ostrea hemiglobosa* Rom., *O. (Gryphaea) eirara* Vial., причем первоначально она также отнесена к палеоцену. В последующих статьях того же исследователя (Вялов, 1944, 1945) предлагалось увеличить объем палеоцена за счет включения подстилающих известняк пачек глин и песчаников («сулюктинских»), из которых было определено большое число видов моллюсков т. н. каратагского комплекса, в частности характерные устрицы *Ostrea kalizkyi* Vial., *Gryphaea antiqua* Schwetz. Позднее Л. В. Миронова (1960) доказала позднепалеоценовый возраст как известняков, так и подстилающих песчаников.

Однако, развивалась и иная трактовка ярусов с теми же названиями как в схеме О. С. Вялова; обоснование ее дано С. Н. Симаковым. Им было указано, что отнесенная О. С. Вяловым к бухарскому ярусу базальная терригенная пачка палеогена в Северной Фергане (разрезы у кишл. Варзык), содержащая *Ostrea kalizkyi* Vial., характеризуется наличием многочисленных *O. hemiglobosa* Rom., *Gryphaea eirara* Vial. и др. видов моллюсков, что в общем типично для «сузакского яруса». Учитывая сходство фауны указанного горизонта и песчано-глинистых пород исфаринского разреза, С. Н. Симаков предложил к «бухарскому ярусу» относить только гипсы свиты Гознау, к сузакскому — толщу терригенных отложений. Для последней Т. В. Балахматова считала более вероятным танетско-лондонский возраст. Горизонт известняков («к») с фауной корбул был отнесен к нижней части следующего «алайского яруса», а для руководящих форм данного горизонта допускался более широкий диапазон стратиграфического распространения. Более детальное рассмотрение разрезов Ферганы, выполненное В. Г. Клейнбергом, подкрепляло ту же схему.

Акджарские слои в Алайском и Заалайском хребтах представляют собой довольно изменчивую толщу пород, в составе которой участвуют гипсы, глины, алевролиты, песчаники, конгломераты и доломиты. В западных (р. Кутурган) и центральных (р. Кирак-Уток на южном склоне Алая) участках рассматриваемой территории эта толща отчетливо подразделяется на две части; нижняя сложена красновато-коричневыми глинами и алевролитами с прослоями гипсов, а верхняя —

* По определениям Л. А. Ануприенко («Стратиграфия Узбек. ССР»; 1966) в акджарских слоях Ширабада известны также *Diplodonta* cf. *vincenti* Cossm., *Lithophaga (Botula) similis* Руск., *Calipteraea montensis* Cossm. и др., в общем комплексе фауны подтверждает монский возраст. — Прим. ред.

гипсами с прослоями доломитов и карбонатных глин. Восточнее, у кишл. Иркештам (Заалайский хребет), акджарские слои представлены преимущественно гипсами с маломощными прослоями доломитов, а по р. Ат-джайляу — красновато-коричневыми, реже серыми алевролитами, песчаниками, гравелитами с линзами и прослоями гипсов; на севере Алайского хребта (кишл. Кара-джилга и Будалык) они представлены в основном гипсами. Мощность акджарских слоев в пределах Алайского и Заалайского хребтов 27—157 м; остатки фауны в них не обнаружены.

Гораздо труднее выделить нижнепалеогеновые отложения в Ферганской депрессии. С акджарскими слоями здесь следует пераллелизовать пачку красноцветных песчано-глинистых гипсово-карбонатных образований и перекрывающую их толщу гипсов с прослоями доломитов. Вероятнее всего, границу между ниже- и верхнепалеогеновыми отложениями следует проводить внутри гипсоносной толщи («гипсы Гознау»).

Территориально толща пород, сопоставляемая с акджарскими слоями Южнотафлакской депрессии меняется очень мало; отличие между отдельными разрезами выражается, главным образом, в различной мощности составляющих их отложений и по выклиниванию гипсов в некоторых окраинных участках рассматриваемой территории (Сулукта, Северная Фергана). Несмотря на это роль пачки гипсов как маркирующего горизонта для Ферганской депрессии весьма значительна (Вялов и др., 1947; Резвой, 1959).

Бухарские слои в пределах Алайского и Заалайского хребтов представлены преимущественно карбонатными породами. В виде отдельных маломощных линз и прослоев присутствуют в их составе также гипсы и карбонатные глины. Своеобразие бухарских слоев заключается в относительном однообразии литологического состава пород в пределах всей рассматриваемой территории. Карбонатные породы хорошо выделяются в рельефе и благодаря своей выдержанности являются четко картируемым маркирующим горизонтом. В Заалайском хребте господствуют плотные очень крепкие битуминозные известняки темно-серого цвета, а на остальной площади преобладающими являются доломитовые разности. Несколько отличаются от общего плана разрезы бухарских слоев, расположенные к востоку от кишл. Дараут-Курган (реки Кирак-Уток, Кызыл-Унгур). Здесь наряду с известняками и доломитами существенное значение в строении рассматриваемых отложений принадлежит гипсам, что в свое время позволило С. Н. Симакову (1953) объединить их с нижележащей толщей и отнести весь комплекс пород, залегающий выше известняков маастрихта, к бухарским слоям. Анализ мощностей бухарских слоев этого района показывает, что наибольших значений они достигают по р. Кирак-Уток (78 м) и у кишл. Иркештам (62 м). На остальной территории мощности колеблются в пределах 20—40 м.

Позднепалеогеновый возраст рассматриваемых пород определяется благодаря присутствию обычных для этих отложений остатков двустворчатых и брюхоногих моллюсков: *Ampullina somipatula* Desh., *Modiolas jeremejewi* Kom., *Corbula asiatica* Vial., *C. biandulata* Desh., *Cerithium zerawschanensis* Vial., *Turritella* cf. *kamischinensis* Netsch. Наиболее многочисленная и разнообразная фауна была встречена в средней части бухарских слоев у кишл. Иркештам. Отсюда были определены: *Corbula biangulata* Desh., *C. angulata* Zam., *C. asiatica* Vial., *Pitar montensis* Coss m., *Modiolus jeremejewi* Rom., *Cerithium* sp. и др. Бухарские слои северного склона Алайского хребта практически лишены фаунистических остатков. У кишл. Кара-джилга

были обнаружены *Laevicardium trifidum* Desh., *Cardita* sp., *Corbula* sp., а у кишл. Будалык — *Corbula* cf. *liangulata* Desh.

Бухарским слоям в Фергане будут соответствовать резко изменчивая по мощности (до 40 м) пачка гипсов, доломитов и известняков, причем в одних разрезах (кишл. Моргун, Абшир, Наукат) преобладают гипсы, в других (кишл. Ляйляк) — известняки, у кишл. Куршаб отмечаются также и глины.

Остатки фауны в отложениях бухарских слоев встречаются крайне редко, в основном это представители кайланбекского комплекса моллюсков, среди которых преобладают такие виды, как *Corbula angulata* Lam., *C. biangulata* Desh., *C. asiatica* Vial., *Modiolus jeremejewi* Rom.

На юго-западной (кишл. Андарак, Ура-Тюбе) и северо-восточной окраинах (Кураминский хребет) Ферганской депрессии отложения бухарских слоев отсутствуют.

Эоцен. *Сузакские слою*. Среди отложений сузакских слоев преимущественное развитие получают глины, алевролиты и песчаники. На севере Ферганы отмечается присутствие конгломератов и карбонатных пород. Мощность сузакских слоев в Ферганской долине 3—45 м, в пределах Алайского и Заалайского хребтов — 10—119 м.

В Ферганской депрессии рассматриваемые отложения достаточно отчетливо разбиваются на две части: в нижней преимущественное развитие получают глины, а в верхней — песчаники. В северо-восточной части Ферганы (Чангырташ, Нарын) песчаники замещаются карбонатными алевролитами и известняками.

Ранее в пределах Алайского хребта к сузакским слоям помимо глин, алевролитов и песчаников, относилась также перекрывающая их пачка мергелей и красноцветных песчано-глинистых гипсоносных образований (Вялов, 1944). Однако после обнаружения в карбонатных прослоях остатков фауны среднеэоценового возраста (Архангельская и др., 1959) эта пачка была отнесена к алайским слоям. Отложения сузакских слоев содержат остатки большого числа видов моллюсков: *Ostrea hemiglobosa* Rom., *O. kalizkyi* Vial., *O. bellvacina* Lam. var. *trinkleri* Böhm., *Gryphaea errara* Vial., *Gr. aff. latypiga* Vial., *Cucullaea volgensis* Barb., *C. cf. crassatina* Lam., *Cardita pectuncularis* Lam., *C. multicosata* Desh., *Pholadomya pushi* Goldf., *Ph. cuneata* Sow., *Pitar* aff. *sulcataria* Desh., *P. cf. ovalina* Desh., *P. cf. laevigata* Desh., *P. cf. proxima* Desh., *P. cf. rutoti* Cossm., *P. varzikiensis* Var.-Man., *Panope* cf. *intermedia* Sow., *P. vaudini* Desh., *Nemocardium edwardsi* Desh., *N. cf. vateleti* Desh., *Cyprina morrissi* Sow., *Pectunculus* cf. *pseudopylvinatus* Orb., *P. ex gr. polymorphus* Desh., *Diplodonta subaizyensis* Var.-Man., *D. ferganensis* Var.-Man., *Solenocurtus turkestanensis* Var.-Man. и др.

В глинах, по данным Н. К. Быковой (1953), присутствуют фораминиферы: *Proteonina diffligiformis* (N. В. Brady), *Harpophragmoides nanus* Rujana, *H. irregularis* N. Byk., *Recurvovides gracilis* N. Byk., *Gaudryina* aff. *ossipovae* N. Byk., *Glomospira diffudens* Cushman et Renz., *Trochammina ispharensis* N. Byk., *Nonionella ovata* Brotz., *Anomalina umblicata* (Brotz.), *Ammomarginulina macrospira* N. Byk., *A. ex gr. ensis* Wiesner, *Acarinata* cf. *pentocamerata* Subb. и др.

Комплекс фауны не противоречит отнесению сузакских слоев к нижнему эоцену, поскольку в них встречены типичные для этого уровня *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Nemocardium vateleti* Desh. и др. Большинство же видов отмечается как в нижнеэоценовых, так и верхнеэоценовых отложениях Юга СССР и Западной Европы. К палеоэоценовым формам могут быть отнесены *Cardita pectuncularis* Lam., *C. multi*

costata Desh., *Ostrea bellovacina* Lam; последняя известна из нижне-эоценовых отложений (сузакские слои) Таджикской депрессии. Такие формы, как *Pitar* cf. *laevigata* Desh. *Panope* cf. *intermedia* Sow. более характерны для среднего эоцена, чем нижнего.

Алайские слои. Отличительной особенностью алайских слоев является их сложное и пестрое строение: мергели, известняки, доломиты, гипсы, красноцветные и сероцветные глины, алевролиты, песчаники и конгломераты. В Алайском и Заалайском хребтах и большей части Ферганской депрессии отложения имеют трехчленное строение. В нижней части Ферганских разрезов выделяются мергели и доломиты (горизонт «к» Калицкого). В Алайской долине на этом стратиграфическом уровне присутствуют глины, алевролиты, мергели и известняки. Средняя часть алайских слоев повсеместно представлена гипсами, красноцветными и сероцветными глинами, алевролитами и песчаниками, а также доломитами и мергелями. В верхней части алайских слоев Ферганской серии разрезов наибольшее распространение получают карбонатные породы — известняки, устричники (горизонт «i» Калицкого), а в Алайском и Заалайском хребтах — глины, алевролиты, песчаники, мергели и известняки (см. табл. 21).

Мощность алайских слоев от 12 до 75 м в Ферганской депрессии и от 10 до 211 м в Алайской долине.

В отложениях алайских слоев содержатся многочисленные остатки ископаемых организмов. Характерна устричная фауна: *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. turkestanensis* Rom. var. *baissunensis* Vial., *O. afghanica* Vial., *O. multicostata* Desh. Из других моллюсков отмечают: *Lucina consobrina* Desh., *L.* cf. *menardi* Desh., *Cordiopsis incrasata* Sow., *Panope intermedia* Sow., *P. corrugata* Dix., *P. tadjikistanensis* Kach., *Taras renulatus* Lam., *Cardium porulosum* Sol., *Tellina tenuistriata* Desh., *T.* cf. *donacialis* Lam., *Corbis* cf. *lamellosa* Lam., *Corbula ficus* Sol., *C. angulata* Lam., *C. asiatica* Vial., *Cultellus* cf. *grignonensis* Desh., *C. affinis* Sow., *Pitar akssuensis* Kach., *P. nitidula* Lam., *P. gumberensis* Arch., *P. transversa* Soq., *P. sulcatoria* Desh., *P. tschangirtaschensis* Liver., *P. nitida* Desh., *Cardita kschutica* Kach., *C. wachschica* Kach., *C.* cf. *astieri* Orb., *C. viquesneli* Arch., *Ampullaria ivanovi* Rom., *Turritella soluni* Liver., *T. imbricata* Lam., *T. sulcifera* Desh., *Cerithium zerawschanensis* Vial., *Terebellum fusiforme* Lam., *Sycostoma bulbiforme* Lam.

Остатки фораминифер встречаются редко и довольно однообразные, это — *Nonion* ex gr. *Laeve* (Orb.), *Discorbis ferganensis* N. Вук., *Cribrononion ferganensis* (N. Вук.), *Rotalia alatica* N. Вук., *R. iljini* N. Вук., *Nonionella ispharensis* (N. Вук.), *Cibicides infraferganensis* N. Вук., *Bolivina* ex gr. *pseudonobilis* N. Вук.

По данным Л. П. Кахановой (1961), фауну моллюсков алайских слоев в возрастном отношении можно разбить на пять групп: 1) виды, известные из нижнего и среднего эоцена; 2) группа видов, ограниченная в своем развитии только средним эоценом; 3) виды, встречающиеся в среднем и верхнем эоцене; 4) виды, до настоящего времени встреченные лишь в верхнем эоцене; 5) виды широкого стратиграфического диапазона. Наибольшим распространением в алайских слоях пользуются вторая и третья группы видов, но основное развитие получают формы, характерные для среднего эоцена различных районов Юга СССР и Западной Европы.

Туркестанские слои. В Ферганской депрессии отложения туркестанских слоев почти повсеместно имеют трехчленное строение. Нижняя часть сложена глинами и алевролитами с прослоями устричников, средняя — известняками, песчаниками с маломощными прослоями мерге-

лей (горизонт «т» Калицкого) и верхняя — глинами преимущественно серого, иногда коричневатого цвета. Несколько отличаются от общего плана разрезы Наукатской котловины, где они представлены исключительно глинистыми образованиями, мощность которых обычно не превышает 5 м.

Туркестанские слои Алайского и Заалайского хребтов представлены в основном серыми глинами с прослоями алевролитов, песчаников, мергелей и известняков. В литологическом отношении рассматриваемая толща не всегда отчетливо отделяется от нижележащих алайских слоев. Особенно это относится к тем разрезам, где в туркестанских слоях наряду с глинами появляется значительное количество прослоев мергелей и известняков.

Мощность туркестанских слоев в пределах Алайского и Заалайского хребтов 10—149 м, а в Ферганской депрессии — 2—80 м.

Комплекс фауны туркестанских слоев по видовому составу мало чем отличается от комплекса фауны нижележащих алайских слоев. Здесь встречаются: *Fatina esterhazyi* Пав., *F. böhmi* Vial., *Liostrea kokanensis* Vial., *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. multicostata* Desh., *Cultellus grignonensis* Desh., *C. affinis* Sow., *Nuculana galeottiana* Nyst, *Cordiopsis tanuis* Alex., *Corbula ficus* Sol., *Tellina donacialis* Коен., *Pitar* cf. *heberti* Desh., *P. tschangirtaschensis* Liver., *P. cf. sulcataria* Desh., *P. incrassata* Sow., *P. cf. gumberensis* Arch., *Panope oppenheimi* Коробк., *Lucina consobrina* Desh., *Chlamys* cf. *violovi* Коробк., *Modiolus* cf. *elegans* Sow., *Crassatela deshayesiana* Nyst, *Turritella soluni* Liver., *T. sulcifera* Desh., *T. imbricataria* Lam.

Помимо моллюсков, в глинистых частях разреза отмечаются фораминиферы: *Nonion* ex gr. *laeve* (Orb.), *Cribronion ferganensis* (N. Вук.), *Discorbis ferganensis* N. Вук., *Rotalia alaiica* N. Вук., *R. iljini* N. Вук., *Cibicides artemi* N. Вук., *C. infraferganensis* N. Вук., *C. lobatulus* (Walker et Jakob), *Nonionella ispharensis* (N. Вук.) *Haphlophragmoides zerafschanensis* N. Вук., *Gaudryina superturkestanica* N. Вук., *Glomospira abnormis* N. Вук. и др.

Возраст туркестанских слоев по наличию в их составе таких форм как *Fatina esterhazyi* Пав., *Turritella sulcifera* Desh. в настоящее время определяется как верхнеэоценовый. Большое сходство фаунистических комплексов алайских и туркестанских слоев указывает на возможную принадлежность последних к среднему эоцену. Это подтверждается также условностью проведения нижней границы туркестанских слоев, которая, как правило, устанавливается по исчезновению *Ostrea turkestanensis* Rom. и массовому появлению устриц из группы *Fatina*. Однако, как показали исследования Л. П. Кахановой и Л. В. Мироновой (1964), типичная для алайских слоев *Ostrea turkestanensis* Rom. нередко встречается и в отложениях туркестанских слоев, прослеживаясь почти до их кровли.

Риштанские слои. Среди отложений риштанских слоев Ферганы выделяются две пакки: нижняя, представленная алевролитами, песчаниками, известняками и мергелями (горизонт «н» Калицкого), и верхняя, в составе которой преобладают глины. В отдельных участках окраинных районов Ферганской депрессии (кишлаки Моргун и Оротокой) двучленность разреза нарушается за счет появления в верхней части прослоев песчаников и мергелей. Мощность риштанских слоев в разрезах окраин Ферганской впадины колеблется от 41 до 4 м. В ряде разрезов Куршабской группы (кишлаки Иски-Наукат, Кочкората и др.) эти отложения размыты. В Алайском и Заалайском хребтах можно выделить два типа разрезов, четко отличающихся по строению и площади

развития. Разрезы первого типа распространены в Заалайском хребте. Они характеризуются отчетливо выраженным трехчленным строением. В основании риштанских слоев здесь выделяется незначительная по мощности пачка известковых алевролитов и песчаников серого цвета. Выше располагаются белые кристаллические гипсы и венчается разрез толщей красноцветных глин, алевролитов и песчаников; в кровле риштанских слоев выделяется прослой серых и коричневато-серых песчаников. Для разрезов второго типа (Алайский хребет) характерно двучленное строение. В нижней части выделяется пачка серых песчаников, реже алевролитов, в верхней — красноцветные глины, алевролиты и песчаники; близ кровли появляются прослои серых песчаников и алевролитов. Мощность риштанских слоев в Алайском и Заалайском хребтах 58—110 м.

В глинах и песчаниках риштанских слоев Ферганы в большом количестве встречаются остатки моллюсков: *Platygena asiatica* Rom., *Ostrea simplex* Desh., *Nucula ferganensis* Ivan., *N. praelongata* Wood., *Nuculana schurabica* Liver., *Lucina menardi* Desh., *L. saxorum* Bous., *Thyasira* cf. *goodhelli* Sow., *Tellina rhomboidalis* Edw., *T. praepostera* Koen., *Laevicardium* cf. *subellipticum* Alex., *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Crassatella aksaraiensis* Ivan., *C. rotundomarginata* Ivan., *C. lamellosa* Desh., *Pitar* aff. *sulcataria* Desh., *P. heberti* Desh., *P. nitida* Desh., *P. suberycinoides* Desh., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Pteria media* Desh., *Chlamys sokhiensis* Korobk., *Chl. turgaicus* Vial., *Pecten* cf. *karadarjense* Korobk., *Panope heberti* Bosq., *Corbula ficus* Bran., *C. rischtanensis* Ivan., *Calyptrea aperta* Sol., *Turritella subangulata* Br., *T. uniangularis* Lam., *T. cf. sulcifera* Desh., *T. ferganensis* Vial. et Sol., *Athleta devexa* Beyr., *Ampullaria ivanovi* Rom.

Из фораминифер здесь встречаются: *Nonion laeve* (Orb.), *Cribronion rischtanicum* (N. Вук.), *Anomalina vialovi* (N. Вук.), *Discorbis ferganensis* N. Вук., *Baggina valvulinariaformis* (N. Вук.).

Остатки макро- и микрофауны в разрезах Алайского и Заалайского хребтов встречаются редко. В прослоях серых песчаников и глин обнаружены *Platygena asiatica* Rom. и фораминиферы: *Cribronion* sp. и *Anomalina vialovi* N. Вук.

Сходство фаунистических комплексов риштанских слоев Ферганы с саксаульской и чеганской свитами Приаралья позволяет относить рассматриваемые отложения к верхнему эоцену.

Исфаринские слои Ферганской депрессии характеризуются однообразием литологического состава. Преимущественное развитие здесь получают глины светло-серого цвета. Это легкие, щебенчатые породы, обогащенные кремнистым материалом; в разрезах Ляйляка, Чангырташа, Бурбаша и других местах они характеризуются зеленоватыми тонами, карбонатностью и потому практически неотделимы от вышележащих ханабадских слоев. Мощность исфаринских слоев от 4 до 37 м.

В рассматриваемых отложениях встречены остатки моллюсков: *Nuculana galeotiana* Nyst, *N. crispata* Koen., *N. cf. elata* Koen., *Nucula aralensis* Luk., *Lucina menardi* Desh., *Cultellus grignonensis* Desh., *Laevicardium subellipticum* Alex., *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Crassatella* cf. *deshayesiana* Nyst, *Cardita lucovichii* Ruch., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Isocardia eichwaldiana* Rom., *I. mica* Ovetsch., *Pitar latilamella* Luk., *Cordiopsis incrassata* Sow., *C. tenuis* Alex., *Ostrea plicata* Sol., *Modiolus bernayi* Desh., *M. termenbesica* Miron., *Pholadomya mychailovskii* Luk., *Panope babkovi* Buzur., *Corbula conglobata* Koen., *C. gerardi* Vincent, *Turritella subangulata* Br., *T. sulcifera* Desh., *T. ferganensis* Vial. et Sol., *T. uni-*

angularis Lam., *T. cf. boussaci* Vial., *Athleta nodosa* Sow., *A. cf. devexa* Beyr.

Из фораминифер чаще всего присутствуют формы с агглютинированной раковинной: *Haplophragmoides* ex gr. *emaciatum* Br. *H. ex gr. canariensis* Orb., *Trochammina* sp. широкое развитие получают также радиолярии: *Trochodiscus splendidus* Lirm., *Stylodictya schabalkini* Lirm. *Cenosphaera ispharensis* Lirm., *Spongodiscus elegans* Lirm., *Sethocyrtils vialovi* Lirm.

Ханабадские слои. В составе Ханабадских слоев, точно так же как в нижележащих исфаринских, основное развитие получают глинистые отложения. Это зеленые, зеленовато-серые, часто карбонатные глины с редкими линзовидными прослоями и конкрециями мергелей и известняков. Мощность ханабадских слоев 3—55 м.

В отложениях ханабадских слоев в большом количестве отмечаются остатки моллюсков: *Nucula aralensis* Luk., *N. turgaica* Miron., *Nuculana alexeevi* Miron. et Jark., *N. crispata* Koen., *N. khanabadensis* Ivan., *Lucina menardi* Desh., *Tellina praepostera* Koen., *Cultellus grignonensis* Desh., *Solen rimosus* Bell., *Laevicardium subellipticum* Alex., *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Crassatella deshaysiana* Nyst, *C. khanabadensis* Ivan., *C. cf. desmaresti* Desh., *Cardita lucovichi* Ruch., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Isocardia eichwaldiana* Rom., *I. mica* Ovetsch., *Pitar latilamella* Luk., *Cordiopsis incrassata* Sow., *C. tenuis* Alex., *Pecten subitus* Korobk., *P. karadaryensis* Korobk., *Ostrea tianschanensis* Rom., *Modiolus bernayi* Desh., *Pholadomya michailovskii* Luk. *Ph. ornata* Alex., *Panope heberti* Bosq., *P. babkovi* Buzur., *Corbula conglobata* Koen., *C. henckeliusiana* Nyst, *Turritella angulata* Sow., *T. uniangularis* Lam., *T. aff. ferganensis* Vial. et Sol., *T. boussaci* Vial., *Calyptraea turgaica* Ovetsch., *Athleta nodosa* Sow., *A. devexa* Beyr.) и фораминифер (*Nonion* ex gr. *laeve* (Orb.), *Anomalina* ex gr. *acuta* (Rummer), *Cibicides mundus* N. Byk., *C. khanabadensis* Mjas., *Baggina valvulinariaformis* N. Byk., *Asterigerina lucida* Minakova, *Bulimina elongata* Orb., *Spiroplectammina tuaevi* (Mor.), *Bolivina beyrichi* Reuss, *Discorbis ferganensis* N. Byk., *Neobulimina asiatica* Mjas.).

Общность фаунистических комплексов и большое сходство литологического состава в пределах Алайского и Заалайского хребтов не позволяют отделить исфаринские слои от ханабадских и поэтому рассматриваются совместно. Существенная роль среди отложений этого возраста принадлежит алевролитам и песчаникам. В отдельных разрезах присутствуют также глины и маломощные прослои известняков. Мощность объединенных исфаринских — ханабадских слоев составляет 7—136 м.

Алеврито-песчаные отложения содержат довольно разнообразный комплекс моллюсков: *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Panope allonsensis* Vous., *P. babkovi* Buzur., *P. heberti* Bosq., *Pitar latilamella* Luk., *Ostrea tianschanensis* Rom., *Nucula aralensis* Alex., *Cordiopsis tenuis* Alex., *C. incrassata* Sol., *Turritella ferganensis* Vial. et Sol., *T. uniangularis* Lam., *Ficus crassistria* Koen. Помимо пелеципод и гастропод, в глинистых прослоях присутствуют фораминиферы: *Cibicides* aff. *khanabadensis* Mjas., *C. aff. mundus* N. Byk., *Spiroplectammina* sp., *Miliammina* sp. Общность видового состава, как моллюсков, так и фораминифер, позволяет сравнительно легко сопоставить исфаринские — ханабадские слои с одноименными отложениями Таджикской депрессии и Кызыл-Кумов, торымбеурской свитой, атаханскими и джужуклинскими слоями Туркмении, чеганской свитой

Приаралья и Северного Устюрта, возраст которых определяется как верхнеэоценовый.

Сумсарские слои представляют собой толщу коричневых с характерным малиновым оттенком глин, зеленовато-серых мергелей, алевролитов и песчаников. В нижней части сумсарских слоев обычно выделяется незначительный по мощности (до 1 м) пласт мергелей, алевролитов, реже песчаников с фосфатизированными остатками зубов акул (*Odontaspis*, *Notidanus*, *Myliobatus* и др.) и раковин моллюсков (горизонт «р» Калицкого). В средней части преимущественное развитие получают малиновые глины, а в верхней — серые песчаники (горизонт «r» Калицкого) с прослоями глин. Мощность сумсарских слоев в Ферганской депрессии довольно изменчива и колеблется от 1 до 71 м. У кишлака Моргун, в Ляйлякской впадине и ряде разрезов Наукатской котловины сумсарские слои отсутствуют, а по саю Абшир, по данным О. С. Вялова (1947), к сумсарским слоям относится метровый пласт малиновых глин, содержащих *Gryphaea sewerzowi* Rom. В Алайском и Заалайском хребтах мощность этих отложений колеблется в пределах 17—59 м.

Для сумсарских слоев наиболее характерными являются устрицы: *Gryphaea sewerzowi* Rom., *Gr. ferganensis* Rom., *Exogyra galleata* Rom., *Ostrea pygmaea* Vial. Помимо устриц, встречаются раковины пелеципод и гастропод: *Tellina praerostera* Koen., *Solen rimosus* Bell., *Gari fischeri* Neb. et Ren., *Laevicardium subellipticum* Alex., *Nemocardium cingulatum* Goldf., *Crassatella khanabadensis* Ivan., *Cardita lucovischi* Ruch., *Isocardia subtransversa* Orb., *I. cf. cyprinoides* Brand., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Arca sulcicosta* Nust., *Chlamys sumsarica* Vial., *Thracia asitica* Alex., *Pholadomya cf. ornata* Alex., *Pitar latilamella* Luk., *P. cf. delata* Luk., *Panope heberti* Bosq., *P. babkovi* Buzur., *P. woodwardi* Koen., *P. allonsensis* Bous., *Corbula conglobata* Koen., *C. henckeliusiana* Nyst., *Turritella angulata* Sow., *T. ferganensis* Vial. et Sol., *Calyptraea cf. turgaica* Ovetsh., *Ficus crassistria* Koen., *Athleta devexa* Beyr., *Bella sulcata* Luk., *Scaphander dilatatus* Phil. Из глин известны фораминиферы: *Cibicides mundus* N. Byk., *C. subbotinae* N. Byk., *C. lobatulus* (Walker et Jakob), *C. khanabadensis* Mjas., *C. praecursories* Schwager, *Spiroplectamina tuaevi* (Mor.), *Nonion uzbekistanensis* N. Byk., *N. cf. morozovae* Lipm., *Gribrononion rischtanicum* N. Byk.

При анализе комплексов макрофауны сумсарских слоев обращает внимание большое сходство ее с фауной чеганской и туранглинской свит Приаралья и Северного Устюрта, торымбеурской свиты Западного Копетдага и киевской свиты Украины. Отмечается также общность фаунистических комплексов сумсарских слоев и лотдорфского яруса Западной Европы.

Принимая во внимание, что большинством исследователей возраст лотдорфского яруса в настоящее время определяется как верхнеэоценовый (Коробков) сумсарские слои следует относить к верхнему эоцену. Однако, некоторые исследователи, в частности Н. Е. Минакова, считают их олигоценовыми.

Олигоцен. Разрезы палеогеновых отложений в Южной Киргизии обычно заканчиваются толщей красноцветных гипсоносных терригенных образований. В сопредельных районах (Таджикская депрессия) эти отложения выделяются под названием шурысайских слоев.

На территории «Алайского пролива» преимущественное развитие получают глины и алевролиты, в меньшем количестве встречаются песчаники и еще реже гипсы. По характеру строения эту толщу можно разделить на две части. Внизу располагается ритмично переслаиваю-

щаяся пачка глин, алевролитов и гипсов с редкими прослоями песчаников, вверху — алевролиты и песчаники с прослоями глин. Мощность олигоценых отложений колеблется в пределах 23—163 м. Фаунистические остатки обычно не обнаруживаются, за исключением редких фораминифер с агглютинированной раковиной (р. Кутурган) у кишлака Будалык и мелких ядер двустворчатых моллюсков (*Corbula* sp., *lenticulum* sp.). Сопоставление с шурысайскими слоями Таджикской депрессии основано на общности литологического состава. Граница палеогеновых и неогеновых отложений в пределах Алайского и Заалайского хребтов проводится по подошве мощной пачки массивных кирпично-красных песчаников и конгломератов, отнесенных в Таджикистане к большджуанской свите неогена.

В пределах Ферганской депрессии к олигоцену отнесена нижняя часть массагетского яруса О. С. Вялова, в литературе часто упоминаемая как самостоятельная кирпично-красная свита (Решения..., 1959). В составе названной свиты на большей части Ферганской депрессии преобладают красные, коричневатые глины и алевролиты с прослоями песчаников и гипсов. В Наукатской котловине глины и алевролиты имеют резко подчиненное значение и основная роль в строении рассматриваемых отложений здесь принадлежит песчаникам и гравелитам. Красноцветные образования нередко залегают с размывом на подстилающих их отложениях, что часто приводит к выпадению из разрезов отдельные пачек и горизонтов. Мощность олигоценых отложений в Фергане колеблется в пределах 20—146 м.

Остатков фауны в рассматриваемых отложениях, за исключением редких остракод *Limnocythere kuschnari* Gr. *Eucypris* (?) ex gr. *excistus* Gr. (Северная Фергана), не обнаружено. Возраст может быть определен путем прямого сопоставления свиты с шурысайскими слоями смежных районов (Крейденков, 1964), содержащими остатки пеллеципод и гастропод (*Tellina postera* (Beuer), *Gariangusta* Phil., *Congeriana nysti* Bosq., *Corbula sokolovi* Karl. и др.) и остракод (*Gytheridea kamillae* Roz., *Cytheridea* aff. *sukatschovae* Roz. и др.), характерных для олигоцена.

Верхняя граница палеогеновых отложений проводится нами по подошве песчаников и конгломератов обчагской свиты («Стратиграфия» Узбек. ССР, 1966). Последняя, как указывает ряд исследователей (Грамм, 1951), залегают на разных горизонтах палеогена.

В заключение обзора стратиграфии палеогена необходимо отметить основные характерные особенности палеогеографии и условий осадконакопления этого периода в пределах территории Южной Киргизии. К концу мелового периода эта область в значительной степени была приподнята и во многих ее участках уже происходил размыв ранее отложившихся осадков. Однако вопрос о возможности полного осушения Ферганского морского бассейна и образования на его месте остаточных озерных впадин остается нерешенным. Как уже отмечено выше, исследования Н. Н. Верзилина (1963) указывают на существование в некоторых участках Ферганы самой тесной связи осадконакопления мелового и палеогенового времени, причем гипсоносность характерна для завершения цикла развития. В общем, в течение палеогена формирование осадочных толщ происходило преимущественно в мелководном бассейне. Об этом свидетельствует широкое развитие терригенных и сульфатных образований, а также наличие большого количества карбонатных пород, содержащих остатки различных организмов (устрицы, ракообразные, моллюски-сверлильщики и др.), обитание которых связывается с незначительными морскими глубинами.

В начале палеоцена произошло изменение знака движения, однако дальнейшее опускание территории осуществлялось неравномерно. На раннем этапе почти повсеместно отмечается формирование терригенно-сульфатных осадков; во вторую половину палеоценового времени в пределах Ферганского и Алайского прогибов возникла некоторая дифференциация в распределении фациальных комплексов. В Ферганской депрессии преимущественное развитие получили гипсы, тогда как на юге (Алайский и Заалайский хребты) основная роль принадлежала карбонатным породам. Контуры морского бассейна палеоцена близки меловым.

В эоцене море постепенно расширяет свои размеры. В сузакское время в результате подъема окружающих возвышенностей увеличивается привнос грубообломочного материала и происходит отложение довольно мощных толщ песчаных образований. Среди песчаников в районе Сулюкты (площади Кольцо-Половинка и др.) встречаются существенно кварцевые отмывы разности. В раннеалайское время отлагаются карбонатные и карбонатно-глинистые осадки, которые сменяются красноцветными песчано-глинистыми, часто гипсоносными образованиями, что объясняется общим подъемом территории и резким ухудшением связи с открытым морем. Конец алайского времени является началом нового трансгрессивного цикла, вследствие чего как на юге, так и на севере, широкое развитие получает карбонатное осадконакопление. В ряде участков накопление карбонатных толщ начиналось раньше отложившихся осадков, на что указывает наличие конгломератов в основании (кишл. Иски-Наукат) неровных волнистых поверхностей и выпадение из разреза целых горизонтов.

Постепенное опускание дна бассейна продолжалось с преимущественным развитием глинистых, алевролитистых и реже — карбонатных и песчаных осадков, продолжалось в течение туркестанского интервала эоцена. Некоторая активизация колебательных движений приходится на риштанское время, о чем связывается появление на территории современных Алайского и Заалайского хребтов гипсов и красноцветных песчано-глинистых образований, а в Фергане — известняков, песчаников и глин серого цвета. Вероятнее всего, такую дифференциацию осадков следует объяснить наличием на севере Алайского пролива ряда крупных островов, препятствующих обмену вод между Таджикским и Ферганским бассейнами. Р. Ф. Геккер, А. И. Осипова, Т. Н. Бельская (1962) для начала риштанского века отмечают существование крупной реки — палео-Соха.

Исфаринское — ханабадское время характеризуется накоплением сравнительно тонких глинистых толщ, в нижней части преимущественно кремнистых, а в верхней — карбонатных. Следует отметить, что наряду с глинистыми образованиями в пределах Алайского хребта происходило отложение также алевролитовых и песчаных осадков, нередко достигающих больших мощностей. Последнее следует связывать с более интенсивным размывом окружающих бассейн участков суши, поднятие которых, вероятнее всего, приходится на верхний эоцен. Начавшиеся в ханабадский век положительные колебательные движения получают свое дальнейшее развитие в сумсарское время.

Резкая смена условий осадконакопления отмечается на границе эоценового и олигоценового периода, когда морские песчано-глинистые образования позднего эоцена сменяются лагунно-континентальными гипсоносно-терригенными красноцветными отложениями олигоцена. Подъем территории имел региональный характер, но осуществлялся крайне неравномерно. В неогене море окончательно покинуло пределы Ферганской депрессии, Алайского и Заалайского хребтов.

НЕОГЕН ЮЖНОЙ КИРГИЗИИ

Неогеновые отложения на юге Киргизии обнажаются главным образом в предгорьях обрамляющих Ферганскую депрессию хребтов: Чаткальского, Ферганского, Алайского и Туркестанского. В высокогорной части Восточного Алая породы неогена сохранились в виде останцов в нескольких грабенах; в равнинной части Ферганы и в Алайской долине они обычно перекрыты отложениями четвертичного возраста.

Первыми исследователями неогена Средней Азии были Г. Д. Романовский, А. Д. Миддендорф и И. В. Мушкетов. Более подробно неогеновые отложения описали В. Н. Вебер, Н. П. Васильковский; О. С. Вялов (1935, 1936а, б, 1945б) предложил подразделять неогеновые отложения Ферганы на местные ярусы: массагетский и бактрийский; одновременно В. И. Поповым (1938, 1940) была охарактеризована литология неогеновых моласс. Б. А. Петрушевским (1945) в монографии, посвященной истории развития Урала и Тянь-Шаня в мезозое и кайнозое, дана единая схема стратиграфии неогена для всех межгорных впадин Тянь-Шаня.

В последующие годы попытки уточнить схему стратиграфии неогена этой области были сделаны В. Г. Клейнбергом и М. Н. Граммом.

Сопоставление схем стратиграфии Ферганы (табл. 22) определяет, что принятые в них подразделения неогеновой системы отвечали лишь литологическим комплексам. Неясным остался один из наиболее важных вопросов: о положении и характере границы неогена и палеогена в Ферганских разрезах. На большинстве среднemasштабных геологических карт Ферганы до сих пор фигурирует так называемая «массагетская серия», которой присвоен индекс Pg_3-N_1ms .

Не менее трудным при отсутствии углубленных палеонтологических и палеоботанических исследований оказалось определение границы между неогеном и раннечетвертичными образованиями; на многих картах их авторы ограничивались отображением грубообломочного комплекса под общим индексом N_2-Q_1 , но в различном фактическом объеме.

Миоцен. Неогеновые впадины Алайской долины и Ферганы были значительно шире названных современных депрессий. Поэтому миоценовые отложения обнажаются в предгорьях и подножиях склонов хребтов и в грядах холмов — «адыров», отвечающих кайнозойским антиклиналям. Сопоставление разрезов бортов Алайской долины и окраин Ферганы, попадающих в пределы Киргизской ССР, определяет характерные черты нижнего отдела неогеновой системы (табл. 23, вкладка).

Преобладающими в составе миоцена являются континентальные осадки: песчаники и глины, часто содержащие примесь обломочного материала. Отдельные слои внутри этой в общем однообразной толщи не выдерживаются даже на коротких расстояниях. Линзы и прослои конгломератов встречаются редко, за исключением разрезов по южной окраине Ферганы. Иногда гравийно-галечные конгломераты образуют базальный горизонт мощностью не более 50 м (Наукат), либо в базальном слое песчаника фиксируются линзы и включения гравия и гальки (Майлисайская — Карагундайская антиклиналь). В южных структурах (Риштан, Сох, Ташрават, Тогап и др.) мелкогалечные конгломераты составляют 30—50% объема терригенного комплекса. С. С. Шульц по исследованиям 1941 г. в районе Тогапской и Ташраватской антиклиналей отмечал, что грубозернистые породы этого комплекса ложатся на палеоген, срезая его верхние слои; следы размывов фиксированы и в самом миоцене.

Прослои гипсов, свидетельствующие о наличии озерных отложений, наблюдаются в разрезах миоцена Алайской долины и юго-восточной части Ферганы. В этих двух районах осадкам миоцена свойственны более отчетливые оттенки красной и коричневой («шоколадной») окраски. В остальных участках господствует серовато-розовая окраска, что послужило поводом для выделения так называемой бледно-розовой свиты.

В междуречье Нарын — Майлису аналогичный по положению в непрерывных разрезах терригенный комплекс нередко выделяется под названием светло-коричневой свиты.

Мощность миоценовых отложений 500—750 м, на антиклиналях Сохской группы, в районе Чангырташа колеблется от 500 до 150 м, иногда она даже сокращается до 40 м (Риштан). По-видимому, уменьшение ее связано с воздействием конседиментационного формирования субширотных антиклинальных структур и частого прорезания последних в миоценовое время временными потоками, спускавшимися с Туркестано-Алайских возвышенностей. Максимальная мощность миоцена определяется в схеме 1964 г., составляя для трех свит суммарно 1250 м. Завышение, вероятно, связано с тем, что свиты, выделенные по различным участкам не являются строго последовательными образованиями, а частично синхронны. В участке максимального прогибания юго-восточной части Ферганы, служившим (судя по названиям свит) опорным для выделения ряда свит, в наиболее достоверных разрезах по глубоким буровым скважинам близ Папана мощность миоцена установлена порядка 850 м.

Обоснование биостратиграфическим методом миоценового возраста рассмотренных выше отложений является неотложной задачей. Авторы схемы 1964 г. отметили лишь для средней — алдыярской свиты терригенного комплекса присутствие пресноводных остракод: *Ilyocypris bra-dui* S a r s, *Cyprideis littoralis* (В г.) и др. Однако, преобладание в указанном перечне форм, имеющих широкое вертикальное распространение (в неогеновых и четвертичных отложениях), заставляет критически отнестись в выделению свиты, как определенного стратиграфического горизонта миоцена. В двух пунктах на севере Ферганы — Варзык в Узбекистане и Майлисай в Киргизии, по-видимому, в том же комплексе («обчакской свите») обнаружен более показательный ряд форм остракод: *Ilyocypris*, *Zonocypris*, *Potamocypris*, *Limnocythere*, *Darwinula stevensoni* (В г. et R o b.) и оогонии харовых водорослей («Стратиграфия Узбек. ССР, кн. 2, 1966). Пыльца широколиственных и вечнозеленых растений была изучена в обособленных разрезах гор Акчоң, Акбелъ, отличающихся наличием озерных соленосных осадков.

Плиоцен. Терригенный континентальный комплекс, обычно называемый в литературе бактрийским («бактрийский ярус», «бактрийская серия», или свита, толща и т. д.), по-видимому, представляет собой все ярусы плиоцена в Фергане.

В составе плиоцена основную роль играют алевролиты, песчаники и особенно — различные конгломераты; в окраске пород господствуют серые, палевые и светло-бурые тона. Более отчетливые буро-красноватые оттенки ряда слоев указаны лишь в разрезах юго-восточной части Ферганы и на крайнем востоке Алайской депрессии. Строение отдельных разрезов более разнообразно, чем в миоценовых отложениях (см. табл. 23). В некоторых разрезах (Чангырташская площадь, восточная часть Алайской долины и др.) в основании плиоцена наблюдается мощная пачка конгломератов или полностью плиоцен представлен конгломератами. Иногда, наоборот, фиксируются в нижнем горизонте озерные известковистые глины и мергели (Южная Фергана). Возможно, что

Сопоставление стратиграфических



Фергана О. С. Вялов (1935, 1947)			Ак—Бель, Ак—Чоп, Супе—Тау Н. П. Васильковский (1941, 1953)		Северная Фергана В. Г. Клейнберг (1953)		
Отдел	Ярус	Свита	Возраст	Свита, индекс, состав	Возраст	Комплексы, свиты	
Чагагайский	Бактрийский	Сохская	Q	Свита Д. Дислоцированные пески и суглинки	Четвертичный	Сохская	
			Четвертичный ?	Свита С ₂ . Пески, песчаники, галечники, конгломераты			
		Андижанская	Четвертичный ?	Свита С ₁ . Пестрые глины, пески, песчаники	Плиоцен—четвертичный	Верхние молассы	Бактрийская свита
		Тогаянская	Верхний миоцен—плиоцен	Свита В ₂ . (Палевая) Светло-бурые глины, мергели, песчаники с <i>Elephas meridionalis</i> Nesti.			
Массагетский			Верхний миоцен—плиоцен	Свита В ₁ . (Бурая) Красно-бурые глины, песчаники, битуминозные известняки с <i>Planorbis ex gr.</i> , <i>Pl. cornu</i> Brongn.	Миоцен — плиоцен		
			Нижний и средний миоцен	Свита А ₂ (Гипсоносная) Красные глины, сланцы, песчаники, пачки гипса, ангидрита с <i>Cyclopris</i> cf. <i>cinerea</i> Brady, <i>Cytheridea torosa littoralis</i> Brady, <i>Cipria</i> (?) sp., <i>Limnocithera</i> aff. <i>luculenta</i> Liv. (?), <i>Candona</i> sp.	Олигоцен—миоцен	Средние молассы (бледнорозовая свита)	

Таблица 22

подразделений неогена Ферганы

Впадины Тянь-Шаня, Ферганский межгорный прогиб Б. А. Петрушевский (1955)			Фергана М. Н. Грамм (1966)			
Возраст	Серия	Свиты	Система, ярус	Отдел	Свита, состав	
Верхний плиоцен раннечетвертичный	Каракитайская	Покровная	Четвертичная		Исписарская	
						
		Переходная	Верхний		Кепелийская Бурые глины, песчаники, алевролиты, конгломераты с <i>Lineocypris namanganica</i> Schn., <i>L. advena</i> Schn., <i>L. igrasavatica</i> Gr., <i>Acutocypris tschernyschevi</i> Gr. В нижней части разреза — <i>Elephas meridionalis</i>	
Толстослоистая	Плиоцен	Средний				Акчопская Глины, глинистые алевролиты, песчаники, конгломераты с <i>Planorbis ex gr. cornu</i> Br., <i>Pl. septengyratus</i> Rossm., <i>Eucypris porsugelensis</i> Mandelst. in litt., <i>E. vitalianus</i> Schn. in litt., <i>Limnocithere iliensis</i> Bod. in litt.
Тонкослоистая						
От середины миоцена до середины плиоцена	Карлукская	Глинисто-песчаниковая	Ниžний	Миоцен	Обчакская Алевритовые глины, песчаники, конгломераты <i>Ilyocypris</i> , <i>Zonocypris</i> , <i>Potamocypris</i> , <i>Limnocythere</i> , <i>Darwinula stevensoni</i> (Br. et Rob.), оогонии харовых водорослей и обломки пресноводных гастропод. В гипсоносной подсвите <i>Cyprideis littoralis</i> (Br.)	

Фергана О. С. Вялов (1935, 1947)			Ак-Бель, Ак-Чоп, Супе-Тау, Н. П. Васильковский (1941, 1953)		Северная Фергана В. Г. Клейнберг (1953)	
Отдел	Ярус	Свита	Возраст	Свита, индекс, состав	Возраст	Комплексы, свиты
Чагатайский	Массагетский		Нижний и средний миоцен	Свита А ₁ . (Соленосная). Красные, бурые и зеленые глины, гипс, пласты каменной соли	Олигоцен—миоцен	Нижние молассы
			Олигоцен			Массагетская
	Сумсарский ярус			Сумсарский ярус		Сумсарский ярус

указанные литологические горизонты нижнего (?) плиоцена не вполне синхронны. Мощности плиоценовых отложений колеблются от 50 до 1500 м. При этом сохраняются те же участки «сокращенных разрезов» на местах поднятий, заложенных еще в миоценовое время (Риштан, Чангырташ и др.).

Биостратиграфическая характеристика плиоцена Южной Киргизии быстро пополняется. В литературных источниках, начиная с 1963 г. (Бакун и Вангенгейм, 1963; Схема стратиграфии неогена, 1965 и др.), указывается довольно большое число семейств и родов млекопитающих (гиппарион, носороги, быки, грызуны и др.), чьи кости обнаружены в плиоценовых отложениях южной и северной окраин Ферганы (см. табл. 23). Н. Н. Бакун и Э. А. Вангенгейм показали, что необходимо полное изучение разрезов (без пропусков слоев); при этом выявляются «линзы и горизонты, содержащие многочисленные остатки самых различных млекопитающих». Так, на юго-западной окраине Ферганы, в гряде Гальча-Баши на своде и крыльях 3-й Аксарайской антиклинали в песчано-глинистой пачке в 120 м ниже кровли «бактрийской свиты» был прослежен костеносный горизонт. Последний представлен глинами. В этом горизонте определены плечевая кость *Leporidae*, обломки костей *Hipparion* sp., кости конечностей антилопы, сохранившие анатомический порядок и т. д. В. И. Громовым определены челюсти и зубы плиоценового хомячка *Cricetulus* sp. Присутствие костей гиппариона указывает, что верхний предел возраста горизонта не может быть поднят выше верхнего плиоцена. Второй костеносный горизонт обнаружен в 30 км к юго-востоку от выходов первого и отвечает верхам «бактрийских» отложений, обнажающихся в ур. Дюрт-Куль в 2 км к юго-западу от пос. Кон-и-Гут. В этом горизонте собраны обломки зубов *Mastodon* sp. из группы бугорчатолюбых мастодонтов (Бакун и Вангенгейм, 1963).

Продолжение табл. 22

Впадины Тянь-Шаня Ферганский межгорный прогиб Б. А. Петрушевский (1955)			Фергана М. Н. Грамм (1966)		
Возраст	Серия	Свиты	Система, ярус	Отдел	Свита, состав
Олигоцен—миоцен	Усунская	Кирпично-красная	Олигоцен (?)		Майлисайская (массагетская) Кирпично-красные глины, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты в разрезе Ак-Бель, Кызыл-Джар; отвечает бурым глинам, вскрытым бурением под соленосной свитой. <i>Limnocythere kuschnari</i> G. g. (in litt.), <i>Eucypris</i> ? ex gr. <i>excistus</i> G. g. (in litt.), гастроподы плохой сохранности и частые <i>Chara</i> sp.
		Сумсарский ярус			Сумсарские слои

В плиоценовых отложениях отмечен ряд видов пресноводных остракод, среди которых чаще всего встречаются *Lineocypris advena* Sch n., *L. namanganica* Sch n. и другие виды того же рода, а также *Acutocypris tschernyschevi* G. g., представители рода *Schneiderella* и т. д. Однако, нужно учитывать, что чаще всего отдельно взятый разрез характеризуется лишь единичной находкой одной — двух плиоценовых или более широко распространенных форм.

Смена условий осадконакопления на рубеже между плиоценом и четвертичным периодом в Южной Киргизии остается слабо изученной в связи с тем, что неудачная легенда среднемасштабных карт южно-тяньшаньской серии допускала выделение терригенного комплекса под индексом N_2-Q_1 без должной биостратиграфической аргументации. Детальные съемки 1964—1966 гг. в наиболее интересных районах нередко наследовали прежнюю номенклатуру, ограничиваясь обозначением мощных терригенных свит тем же неясным индексом (алаудинская свита в бассейне р. Сох, выделенная Л. Н. Кугураковым, С. Н. Баногиным и др.); соответственно возникло мнение о полном сохранении в начале четвертичного периода всех особенностей неогенового этапа развития. Однако при тщательном рассмотрении верхних горизонтов упомянутых свит, в них не обнаруживается никакой собственно четвертичной органики, исключая формы широкого вертикального распространения. С другой стороны, если обратить внимание на те толщи, которые отмечались как безусловно нижнечетвертичные, то среди них встречается много специфических образований. Для предгорий Ферганы характерны грубообломочные нижнечетвертичные шлейфы, возможно, смешанные с моренами («брекчии Арсланбоба», древние осыпи Катрантау и др.). Следовательно, был момент интенсивной тектонической и климатической перестройки, которая выразилась в перерыве осадко-

накопления, возникновении новых вершин с их обвальными шлейфами, образовании ледников и т. п. Логично признать, что эта региональная перестройка и обозначает начало нового периода, тогда как последовательное накопление достаточно однообразного терригенного чехла завершалось в плиоценовое время.

ПАЛЕОГЕН И НЕОГЕН СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ КИРГИЗИИ

Континентальные красно-бурые палеоген-неогеновые молассовые накопления широко распространены в межгорных впадинах севернее Чаткальского и северо-восточнее Атойнакского и Ферганского хребтов.

Состав и строение палеоген-неогеновой серии очень неоднородны. Наибольшие трудности возникают при корреляции средней части разреза серии, охватывающей большую часть неогена и в различных местах обладающей неодинаковыми происхождением, составом, окраской, мощностью и возрастным объемом (Айсанов и др., 1965).

Палеоген-неогеновая серия в большинстве районов Северо-Восточной Киргизии может быть разделена на четыре толщи или свиты с местными подсвитами (снизу вверх): средне-верхнепалеогеновую коктурпакскую, верхнеолигоценовую (?) - миоценовую киргизскую, верхнемиоценово-плиоценовую (в различных впадинах носит название чуйской, иссыккульской или нарынской свиты) и верхнеплиоценово-нижнеантропогенную шарпылдакскую. В ряде внутренних впадин северной части Киргизии (Чаткальской, Кетменьтюбинской, Джумгольской, Кочкорской, Тюлекской и др.) отложения подавляющих частей миоцена и плиоцена в настоящее время не расчленяются и известны под названием кетменьтюбинской и кочкорской свит, а пограничные слои миоцена и олигоцена выделяются в кокомеренскую свиту (табл. 24, вкладка).

В Чуйской, Таласской, Кокджарсуйской, Иссыккульской (восточная часть), Сарыджазской и некоторых других впадинах, а также в бассейне р. Минкуш, оз. Сонкуль и восточнее палеоген-неогеновые образования представлены относительно более крупнообломочными, как правило, аллювиально-пролювиальными осадками. Лишь в районе Серафимовской антиклинали и западнее (Чуйская депрессия) миоценовая толща сложена мелкозернистыми соле-гипсоносными фациями, где в ее составе выделяется четыре свиты: кокомеренская, серафимовская, джельдысуйская и сарыагачская. Наиболее значительные же внутренние впадины Северо-Восточной Киргизии выполнены преимущественно мелкоземистыми осадками озерного происхождения, включающими многочисленные залежи различных солей и гипса. В связи с различиями палеогеографической обстановки, в разных частях Северо-Восточной Киргизии в одно и то же палеоген-неогеновое время формировались толщи с несколько различными типами разрезов (см. табл. 24).

Для внутренних частей впадин типично преимущественное развитие мелкозернистых озерных отложений с пестрой гидроморфной окраской, включающих хемогенные осадки (глауберит, тенардит, мирабилит, астраханит, галит, гипс) и охарактеризованных нередко солонатоводным комплексом остракод. Окраинные части депрессий характеризуются преобладанием аллювиально-пролювиальных образований, значительно более грубообломочным составом пород, палеовой и бурой окраской и комплексом пресноводных остракод. Среди районов, обладающих разрезом окраинного типа, своеобразием выделяется лишь участок северных предгорий Киргизского хребта, где в миоценовое время существовали озерные условия осадконакопления и развит разрез серафимовского типа (таблица 24 и рис. 14; тип разрезов II).

Палеогеновые отложения представлены *коктурпакской свитой*, которая является древнейшим членом палеоген-неогеновой континентальной серии. Она залегает на пенепленизированной поверхности дислоцированных пород докембрия и палеозоя, реже на размытой поверхности юры, обнажаясь в различных частях Чуйской, Таласской, Иссыккульской, Нарынской, Атбашинской, Аксайской и других впадин. В составе свиты преобладают ярко-красные, кирпично-красные, красно-бурые, вишневые, малиновые щебенчатые и тонкослоистые размокающие глины и суглинки, нередко засоленные и загипсованные. Значительно меньше распространены красноцветные алевролиты, песчаники и паттумы, еще реже встречаются красные, оранжево-красные, розовые, розовато-желтые и серые известковистые гравелиты, конгло-

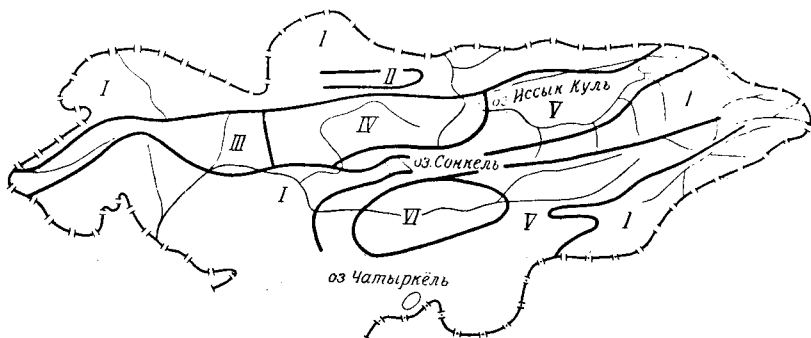


Рис. 14. Схема распространения типов разрезов палеоген-неогеновых отложений Северо-Восточной Киргизии

I — чуйский, II — серафимовский, III — кетменьтюбинский, IV — кочкорский, V — западно-иссыккульский, VI — нарынский

мераты и брекчии. Непременным компонентом свиты являются мало-мощные пласты и линзы бледно-розовых, кремовых и белесых известняков и комковатых мергелей. Иногда вблизи крупных разломов глубокого заложения в основании свиты присутствуют пачки оливиновых базальтов мощностью от 1—6 до 80 м (Федорович и др.; Шульц, 1948а). Мощность свиты колеблется от первых метров до 250 м, составляя чаще первые десятки метров.

В бассейне оз. Иссык-Куль коктурпакская свита отвечает нижней части, выделенной в 1947 г. С. С. Шульцем и Е. П. Брунс, чонкурпакской свиты, а в районах северного горного обрамления Ферганы, очевидно, соответствует верхней части разреза морского палеогена, включая сумсарские слои (свиту, «ярус»), а также низам красноцветной массагетской толщи.

Литологический состав и окраска отложений коктурпакской свиты во всех районах Северной Киргизии свидетельствуют о том, что слагающие ее породы представляют собой главным образом продукты размыва и переотложения латеритной коры выветривания, образовавшейся в течение мезозоя и палеогена.

Возрастная принадлежность коктурпакской свиты в настоящее время может быть определена на основании следующих фактов.

1. В западной части Иссыккульской впадины, в бассейне р. Торуйгыр, на местонахождении остатков позвоночных, обнаруженном А. П. Вохменцевым и приуроченном к нижней части коктурпакской свиты, Ю. В. Жуковым и С. А. Тарасовым собраны костные остатки, принадлежащие, по определению В. С. Бажанова и С. А. Тарасова, представителям тапироидов из рода *Deperetella* и безрогих носорогооб-

разных из семейства *Hyracodontidae*, близких к формам из рода *Prothyracodon*, в совокупности характеризующим верхний эоцен — низы олигоцена.

2. Абсолютный возраст базальтов из основания свиты этого же района, установленный по анализам трех образцов породы калий-аргоновым методом А. Я. Крыловым, определен в 55 млн. лет *, что отвечает нижнему эоцену.

Наиболее вероятным следует считать отнесение коктурпакской свиты к среднему — позднему палеогену, однако нельзя отрицать возможность обнаружения и раннепалеогеновых образований в составе свиты по некоторым впадинам.

Верхнеолигоценые (?) и миоценовые отложения нерасчлененные представлены *киргизской свитой*, которая распространена на более значительной площади, нежели коктурпакская, и залегает либо согласно на последней, либо с большим несогласием на палеозойском фундаменте или породах мезозоя. В типичных разрезах она представлена чередующимися красными, коричневыми, красно-бурыми и розовыми песчаниками и гравелитами с прослоями и горизонтами конгломератов, алевролитов, паттумов, суглинков и мергелей. Нередко встречаются пласты гипса и глино-гипса, изредка наблюдаются прослои немых континентальных известняков. В некоторых районах бассейна р. Сарыджаз в кровле киргизской свиты, на границе с перекрывающей ее толщей, по материалам работ 1965 г. Б. В. Семенова и др., фиксируется маломощный пласт запесоченного мергеля, известковистого песчаника, известняковой брекчии или плотного конкреционного известняка, выступающий в рельефе в виде гривки или карниза и являющийся хорошим маркирующим горизонтом. Общая окраска свиты более светлая, чем у коктурпакской.

Анализ состава обломков, слагающих конгломераты, гравелиты и песчаники, свидетельствует о том, что в эпоху отложения киргизской свиты существовал более интенсивный размыв и дальний перенос, чем во время накопления более ранней, коктурпакской свиты.

Мощность киргизской свиты колеблется от первых метров до 1700—1800 м, составляя в большинстве случаев 300—400 м.

Необходимо подчеркнуть, что состав, строение и мощность киргизской свиты в различных частях Киргизии различны. Так, в Чуйской депрессии она представлена красными, кирпично-красными, бурыми, розовыми конгломератами, гравелитами, полимиктовыми разнозернистыми песчаниками и глинами с редкими маломощными линзами известняка. Полная мощность свиты у подножий Киргизского хребта 700—800 м, а во внутренней части Чуйской депрессии, в районе с. Полтавка, по данным глубокого бурения, указанным В. П. Макеевым в 1964 г., достигает 1625 м. При этом свита сложена более мелкозернистым песчано-глинистым материалом.

В Таласской впадине киргизская свита сложена чередующимися бурыми, кирпично-красными, малиновыми, розовыми глинами, алевролитами, песчаниками, паттумами и конгломератами. Для этого района И. В. Воробьев, В. Я. Медведев отмечают в ее составе очень редкие прослои мергелей, линзы известняков, гравелитов. Мощность свиты измеряется первыми сотнями метров.

В западной части Иссыккульской впадины киргизская свита, по данным К. Д. Помазкова и др., представлена 80-метровой немой толщей кирпично-красных брекчий и гравелитов. В восточной части той

* Значение указанной цифры преуменьшено, вследствие определения по валовым пробам (см. гл. «Магматизм»). — Прим. ред.

же котловины киргизская свита соответствует большей верхней части чонкурчакской и всей джетыгузской свите С. С. Шульца и Е. П. Брунс. Нижняя часть киргизской свиты, отвечающая чонкурчакской свите, по данным В. П. Турчинского, Д. М. Шендеровича и др., состоит из кирпично-красных мусорных глин, чередующихся с конгломератами, песчаниками и гравелитами общей мощностью от 150 до 550 м. Залегающие выше отложения, соответствующие джетыгузской свите С. С. Шульца, характеризуются чередованием буровато-розовых и малиновых несортированных песчаников, гравелитов и конгломератов с прослоями алевролитов; суммарная мощность 1200—1400 м.

В пределах Нарынской впадины в составе киргизской свиты, имеющей мощность от 150 до 500 м, помимо кирпично-красных конгломератов, песчаников и глин, Т. А. Додонова, А. Г. Ласовский, Ю. Н. Хмелев отмечали прослой голубоватых мергелей и сероцветных песчаников.

В Аксайской и Атбашинской впадинах, по наблюдениям В. Г. Бурова, М. Б. Иванова, Е. И. Карповича, киргизская свита сложена кирпично-красными, красно-бурыми, коричневыми чередующимися брекчиями, разногалечными конгломератами, гравелитами, глинами, песчаниками, паттумами. В верхней части разреза наблюдается значительная загиброванность пород. Мощность свиты колеблется от первых метров до 400—500 м.

Возрастная принадлежность собственно киргизской свиты в настоящее время может быть определена на основании следующих данных.

1. В коричневато-серых песчаниках низов киргизской свиты на левобережье р. Урмарал (северный склон Таласского хребта) в 1961 г. С. А. Тарасовым (1964а) обнаружены моллюски *Eulota* sp., *Viviparus* sp., по мнению Г. Г. Мартинсона, миоценового возраста.

2. В нижней половине чонкурчакской свиты, соответствующей в Прииссыккулье низам киргизской свиты, О. В. Бажановым и Н. Н. Костенко в 1957 г. встречены коренные зубы жирафы *Samotherium* sp. и антилопы *Antilope* sp. гиппарионового комплекса, по определению В. С. Бажанова, средне-верхнемиоценового возраста.

3. В низах джетыгузской свиты, отвечающей в Прииссыккулье большей верхней части киргизской свиты, известна находка черепахи, по определению А. Н. Рябина (1927), нового вида *Stylemus karakolensis* Riab., по аналогии с родом, известным из Северной Америки, олигоценно-раннемиоценового возраста.

4. В красноцветах санташской свиты (Бажанов и Костенко, 1958), соответствующей киргизской свите Прииссыккулья, по р. Саты (северный склон хр. Кунгей-Алатау) В. С. Бажановым собраны и определены части черепа гиенообразного хищника *Ictitherium hipparionum*, несколько нижних челюстей мелкого оленя Cervidae gen. indet., кости конечностей и зубы антилопы *Gazella* sp. средне-верхнемиоценового возраста.

5. В керне из красноцветов киргизской свиты Чуйской впадины Н. В. Александровой в 1964 г. обнаружен своеобразный комплекс остракод миоценового возраста, состоящий, в основном, из представителей рода *Lineacypris*?, а также *Ilyocypris errabundis* Mandelst.

6. В ряде мест в киргизской свите Р. Я. Абузяровой (1961) был выявлен миоценовый спорово-пыльцевой комплекс, более детально изученный в 1962—1964 гг. А. А. Степановой.

Таким образом, возраст киргизской свиты может быть определен как миоценовый. Учитывая же согласное залегание ее на коктурчакской свите и неясное положение в разрезе границы олигоцена с миоценом, не исключается возможное соответствие самых низов киргизской свиты верхам олигоцена.

Очень своеобразный разрез толщи, соответствующей по возрасту киргизской свите, фиксируется на южном борту Чуйской депрессии, в районе Серафимовской антиклинали (см. таблицу 24). Здесь, согласно данным Л. И. Турбина, аналогами киргизской свиты являются четыре самостоятельные свиты. В основании обследованной части разреза толщи на аргиллитах и мергелях коктурпакской свиты, по данным нефтепоискового бурения, залегают так называемые «нижние красные цветы» — кирпично-красные и розовые разногалеchnые конгломераты, песчаники и песчаные мергели мощностью 1100 м.

В Чаткальской и Кетменьтюбинской впадинах толща, относимая к *кокомеренской свите*, сложена преимущественно кирпично-красными глинами и песчаниками с редкими прослоями гравелитов и конгломератов и согласно перекрывается озерной кетменьтюбинской свитой. В Кочкорской, Джумгольской, Сусамырской, Каракуджурской и Тюлекской впадинах толща, отнесенная к кокомеренской свите (по материалам 1948—1952 гг. Е. И. Зубцова, В. Г. Королева, К. Д. Помазкова), представлена красно-бурыми, бурыми и буровато-коричневыми песчаниками, паттумами, гравелитами и конгломератами с подчиненными прослоями глин, суглинков и мергелей; она согласно подстилает озерные осадки кочкорской свиты. Мощность кокомеренской свиты достигает 1100 м, составляя чаще 300—350 м. Возраст свиты устанавливается на основании согласного залегания ее на эоцен-олигоценной коктурпакской свите и согласного перекрытия ее ниже-среднемиоценовой серафимовской свитой и определен как нижнемиоценовый, не исключая также самых верхов олигоцена.

Выше кокомеренской свиты согласно залегает *серафимовская* («соленосная») свита, частично выходящая на дневную поверхность в ядре одноименной антиклинальной структуры. Свита сложена зеленовато- и желтовато-серыми глинами и аргиллитами с подчиненными прослоями глин фиолетово-серого и красно-коричневого цвета. Встречаются пласты, линзы и вкрапленность каменной соли, глауберита и гипса. Мощность свиты, по данным бурения, достигает 2700 м и представляется несколько завышенной за счет сдвоения по взбросу, подсеченному на глубине.

В керне из отложений серафимовской свиты Н. В. Александровой в 1964 г. было обнаружено большое количество остракод, относящихся к комплексу, характеризующему солоноватоводный бассейн замкнутого типа в условиях аридного климата: *Ilyocypris manasensis* Mandelst., *I. dunschanensis* Mandelst., *Cyprinus baturini* Schn., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *C. seraphimicensis* Aleksandr. (msc.), *C. singularis* Aleksandr. (msc.), *C. makeevi* Aleksandr. (msc.), *Mediocytherideis* sp. Указанный комплекс остракод характеризует отложения нижнего — среднего миоцена.

На серафимовскую свиту согласно ложится *джельдысуйская* («пестроцветная» или «гипсоносная») свита, представленная переслаивающимися серыми, голубовато-зелеными, сиреневыми и красновато-коричневыми алевролитами, песчаниками и глинами. В нижних горизонтах свиты встречаются прослой гипса, в верхней — мергелей, известняков и мелкогалеchnых конгломератов. Мощность свиты до 450 м.

С 1935 по 1942 гг. в верхней части джелдысуйской свиты собраны остатки позвоночных гиппарионовой фауны: *Gazella deperdita* Gaudry, *Hipparion* sp., *Machairodus* (?) sp., *Rhinoceros* sp. и др. неогенового возраста (Шульц, 1948а).

В отложениях джелдысуйской свиты Н. В. Александровой в 1964 г. обнаружен и определен разнообразный и обильный комплекс неогеновых остракод, состоящий из представителей эвригалинных видов и

большого количества представителей опресненных и пресных бассейнов: *Ilyocypris bradyi* S a r g s, *I. manasensis* M a n d e l s t., *Candoniella albicans* (B r a d y), *Prionocypris* cf. *marginata* S c h n., *Eucypris concinna* S c h n., *E. kovalevskyi* S c h n., *Cyprinotus orientalis* M a n d e l s t., *Cyridopsis formosa* M a n d e l s t., *C. triangulus* A l e k s a n d r. (m s c.), *Cyprideis littoralis* (B r a d y), *C. torosa* (J o n e s), *C. seraphimicensis* A l e k s a n d r. (m s c.).

Из джельдысуйской и подстилающей ее серафимовской свиты А. А. Степановой и др. в 1964 г. был выявлен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующийся большим разнообразием пыльцы древесных широколиственных растений: *Ulmus* sp., *U. americana*, *Tilia*, *Moraceae*, *Juglandaceae*, *Fagaceae*, *Anacardiaceae*, *Acer platanoides*, *Castanea*, *Carya*, *Quercus*, (иногда присутствует *Magnolia*); обильно представлены травы и кустарники: *Chenopodiaceae*, *Gramineae*, *Ephedraceae*, *Sparganiaceae*, *Cyperaceae*, *Polygonaceae*, *Caryophyllaceae*, а также *Lepuminosae*, *Plumbaginaceae*. Встречаются представители двух семейств папоротников — *Polypodiaceae* и *Schizaeanae*. Пыльца голосеменных древесных пород присутствует в небольшом количестве и представлена: *Picea*, *Abies*, *Pinus silvestris*, *P. sibirica*, *Salix*, *Betula*, *Almus*. Весь указанный спорово-пыльцевой комплекс определяет ниже- или среднемиоценовый возраст вмещающих толщ.

Таким образом, возраст джельдысуйской свиты фаунистически датируется как миоценовый, а по данным спорово-пыльцевого анализа может быть определен как ранне- и среднемиоценовый. С учетом положения свиты в общем разрезе, возраст ее может быть уточнен как средне- верхнемиоценовый.

Разрез рассматриваемой толщи завершается *сарыагачской* («верхней красноцветной») *свитой*, согласно залегающей на джельдысуйской и представленной чередованием кирпично-красных, коричневых, иногда зеленовато-серых алевролитов и песчаников с прослоями конгломератов и редкими линзами мергелей. Мощность свиты до 600 м.

В красноцветах сарыагачской свиты бассейна р. Ноуруз в 1961 г. Н. В. Александровой обнаружены щитки черепахи рода *Stylemus*, который, по мнению В. Б. Суханова, известен из олигоцена и нижнего миоцена Северной Америки. Спорово-пыльцевой комплекс несколько обеднен по сравнению с комплексом спор и пыльцы из серафимовской и джельдысуйской свит.

Сарыагачская свита согласно перекрывается чуйской свитой и относится к верхнему миоцену.

Миоценовые и плиоценовые отложения нерасчлененные в западных районах представлены кетменьтюбинской свитой, а в восточных — кочкорской свитой.

Кетменьтюбинская свита — толща, литологически сходная с отложениями Серафимовской антиклинали, но иного возрастного объема, распространена в пределах Кетменьтюбинской и Чаткальской впадин (см. рис. 24 и рис. 14). Залегает она согласно на породах кокомеренской свиты или с несогласием — на породах фундамента.

В Кетменьтюбинской впадине свита сложена мощной толщей обладающих табачно-зеленых, табачно-желтых, светло-серых озерных глин, суглинков, алевролитов и комковатых мергелей с подчиненным количеством прослоев светлых, буроватых и розовых песчаников и гравелитов аллювиально-пролювиального происхождения, а также прослоев бурого железняка и линзовидных залежей гипса и солей.

В Чаткальской впадине в составе рассматриваемой толщи, помимо лиловых, табачно-зеленых и серовато-желтых озерных глин и суглинков, существенную роль играют красноцветы (песчаники, глины, кон-

гломераты), обычные для киргизской свиты смежных районов. В озерных отложениях встречаются прослой бурых углей с остатками *Phymatoderma duenvali* Mat. (?). палеоген-миоценового облика. Мощность отложений около 1000 м в Чаткальской впадине и до 2000 м в Кетмень-тютюбинской.

Возраст отложений кетменьтютюбинского типа разреза определяется следующими находками органических остатков.

В верхах толщи в Кетменьтютюбинской впадине В. А. Грищенко собраны моллюски: *Limnaea robusta* Martins., *Planorbis youngi* Chi., Ping., *Radix* cf. *auricularia* (L.), *Calba* cf. *robusta* Martins.; *Anodonta torrentis* Heude, которые, по заключению Г. Г. Мартинсона, характеризуют средний — верхний плиоцен, и растительные остатки, дающие довольно широкий возрастной диапазон — от миоцена до верхнего плиоцена включительно.

В рассматриваемых озерных отложениях Чаткальской впадины В. А. Грищенко собран нижне-среднемиоценовый комплекс моллюсков, по определению Г. Г. Мартинсона, представленный: *Tulatoma margaryiformis* Martins., *T. tshatkalensis* Martins., *Lithoglyphus* cf. *baicalensis* Martins., *Viviparus* sp., *Gyraulus* sp., *Unio* sp.

Вследствие однообразного строения рассматриваемой толщи и недостаточного количества находок органических остатков, расчленение ее на местные подсвиты не представляется возможным, а возраст всей мощной озерной толщи, очевидно, следует считать миоцен-плиоценовым.

Кочкорская свита. Толща сходного состава и происхождения известна в Кочкорской, Сусамырской, Джумгольской, Каракуджурской и Тюлекской впадинах (см. таблицу 24, рис. 14; типы разрезов IV). От вышеописанной кетменьтютюбинской свиты она отличается некоторыми особенностями строения и происхождения, в связи с чем может быть разделена на две подсвиты.

Нижняя подсвита представлена озерными осадками, сложенными табачно-зелеными, табачно-желтыми, серыми, бурыми алевролитами, глинами, суглинками с подчиненным количеством прослоев мергелей и гравелитов и линзами гипса и солей. Мощность толщи очень изменчива и колеблется от 140 до 2000 м. Из данной толщи в Кочкорской впадине была собрана обильная коллекция остатков разнообразных растений, моллюсков, остракод, насекомых, кости рыб, птиц и млекопитающих плиоценового и миоценового возраста.

Из местонахождения в г. Орток В. Е. Гаррутом по сборам К. Д. Помазкова определены: *Hipparion* sp. *Microstonyx majori* Gervais верхнего миоцена — низов плиоцена.

Отсюда же И. А. Садовым по сборам М. В. Бажановой определена скорлупа яиц плиоценового *Struthio mongolicus* Lowe (Бажанов, 1961). Там же В. И. Жегалло (1961) собраны кости млекопитающих, среди которых определены: *Gazella deperdita* Gervais, *Tragoceros* sp., *Palaeotragus* sp., *Ictitherium robustum* Gaudry, *Crocota* sp., *Hyena* sp., *Hipparion kirgisticum*, характеризующие нижний (средний) плиоцен.

Из этого же места Б. А. Трофимовым (1959) определены остатки носорогов, газелей, трагоцеров, гиппарионов, свиней, жирафов, по его мнению, плиоценового возраста.

В долине р. Чон-Туз А. Я. Петросянцем в 1936 г. открыто местонахождение миоценовых насекомых, по определениям Е. Э. Беккер-Мигдисовой и О. М. Мартыновой (1951), представленных двукрылыми, стрекозами, жуками, перепончатокрылыми (муравьями). Там же В. Н. Яковлев (1959) собрал и определил миоценовых рыб *Nemachilus*

opinatus Jakowlew, *Aphanius kirgisticus* Jakowlew, *Aph. longipinnis* Jakowlew.

В долине р. Джуанарык М. В. Неймышевым в 1961 г. обнаружены остатки *Samotherium* sp., *Chilotherium schlosseri* (Web.) и др., по мнению В. С. Бажанова, второй половины миоцена — начала плиоцена (Неймышев, 1965). В разных частях разреза озерной толщи были собраны плиоценовые моллюски.

Верхняя подсвита кочкорской свиты представлена пролювиальными палевыми песчаниками, гравелитами и суглинками с прослоями серых конгломератов. Обращает внимание наличие в составе подсвиты многочисленных слоев лёссовых пород. Мощность подсвиты 30—230 м. В глинах О. Н. Кондрашкиной собран комплекс верхнеплиоценовых остракод: *Candona rostrata* Br. et Nor., *C. compressiformis* Mandelst., *Candoniella albicans* (Brady), *C. marcida* Mandelst., *Ilyocypris bradyi* Sars. Следует отметить, что в рассматриваемых отложениях Кочкорки в 1963 г. О. Н. Кондрашкина обнаружила фораминиферы *Rotalia* aff. *beccarii* (Linne).

Перечисленные находки фауны подтверждают, что отложение осадков кочкорской свиты происходило в интервале времени от раннего миоцена до позднего плиоцена включительно.

Верхнемиоценовые и плиоценовые отложения нерасчлененные. Континентальные верхнемиоценово-плиоценовые отложения во внутренних частях депрессий согласно залегают на красноцветах киргизской свиты, а у оснований горных склонов нередко трансгрессируют непосредственно на породы фундамента. Представлены они ритмично чередующимися бурыми, желтовато-бурыми, палевыми и коричневыми песчаниками, глинами, алевролитами, паттумами, суглинками и конгломератами; встречаются редкие прослой «каменных лёссов» и мергелей. Вверх по разрезу количество грубообломочного материала увеличивается и окраска толщи изменяется от бурой и розовато-бурой до палевой. В различных районах Тянь-Шаня рассматриваемые отложения выделяются под названием «палевая», чуйская, иссык-кульская, ичкелетауская и др. свиты.

Чуйская свита входит в состав окраинного типа разреза (см. таблицу 24 и рис. 14, тип разреза I).

По периферии более крупных и в ряде мелких внутренних впадин чуйская свита сложена, в основном, грубообломочными гравийно-конгломератовыми породами буровато-коричневого или палевого цвета и не может быть разделена на подсвиты. В некотором же удалении от горных склонов в более значительных депрессиях типа Чуйской по литологическому составу и окраске пород и характеру заключенной в них фауны чуйская свита может быть подразделена на две подсвиты, в разных впадинах несколько различного облика.

Нижняя подсвита чуйской свиты сложена желтовато-бурыми и буровато-коричневыми глинами, песчаниками, алевролитами и паттумами с прослоями гравелитов, конгломератов и мергелей; мощность 200—800 м.

В долине р. Сарыгагач (Серафимовская антиклиналь) Н. В. Александровой найдены *Gazella deperdita* (?) Gervais и неопределимые остатки *Antilope*, относящиеся к гиппарионовому комплексу. Возраст вмещающих отложений, по мнению определявшей костные остатки Е. Л. Дмитриевой, не древнее среднего миоцена, а, скорее всего, верхний миоцен-плиоцен.

В основании рассматриваемых отложений Л. И. Алексеевой (1957), по сборам В. И. Кнауфа из долины р. Бель-Карасу, левого притока

р. Сарыджаз, определен зуб верхнемиоценового *Platybelodon grangeri* Osborn.

В керне из Джергаланской параметрической скважины (Иссыккульская впадина) в породах нижней чуйской подсвиты обнаружены моллюски *Mastus* cf. *pupa maeoticus* Wenz, *Hawaiiia* (?) sp., *Cocheiropa* sp., *Eulota* sp., *Helicella* aff. *instabilis* (Pssm), *Acanthinula* sp., *Gyraulus* cf. *keideli* Schl., *G.* cf. *laevis* Ald., *Valvata piscinalis* Müll., *Succinea* sp., *Perforatella* cf. *bidens* (Chem), по заключению Г. Г. Мартинсона, верхнемиоценового возраста. Из этих же отложений А. А. Степановой собран и определен большой комплекс пыльцы и спор теплолюбивых растений.

Верхняя подсвита чуйской свиты представлена в основном грубообломочным материалом: чередованием разногалечных конгломератов и грубых песчано-гравийных паттумов с подчиненным количеством песчано-глинистого лёссовидного паттума и песчаника. Общая окраска подсвиты палевая. Некоторое исключение представляет верхняя подсвита в северо-восточной части Иссыккульской впадины, где появляются прослой озерных зеленовато-серых и желтовато-серых глин и мергелей, которые в юго-западной части впадины составляют основную часть разреза. Мощность подсвиты колеблется от 200 до 1000 м.

В верхней подсвите чуйской свиты в районе Серафимовской антиклинали В. С. Бажановым и Д. Н. Казанли был обнаружен костеносный горизонт с остатками лошади Стенона, благородного оленя, газелей, различных хищников, которые являются характерными представителями илийского комплекса Казахстана, верхнеплиоценового возраста (Бажанов, Костенко, 1958).

В верхней части разреза рассматриваемых отложений во многих местах Чуйской, Иссыккульской и Таласской впадин Н. В. Александровой в 1962—1964 гг. собран и определен богатый комплекс чрезвычайно разнообразных пресноводных остракод, характерный для верхнего плиоцена: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Il. gibba* (Ramdohr), *Il. tuberculata* Brady, *Il. salibrosa* Stepanaitys, *Cyclocypris globosa* Sars, *Candona neglecta* Sars, *C.* aff. *sarsi* Hartwig, *C. keiseri* Bronst., *Candoniella albicans* (Brady), *C. marcida* Mandelst., *C. suzini* Schn., *Eucypris notabilis* Schn., *Cypris subglobosa* (Sowerby), *Cypris pubera* Müller, *Prionocypris lutaria* (Koch), *Pseudostenocypris asiatica* Schn., *Cypridopsis* aff. *slaviankaensis* Mandelst., *Potamocypris* sp., *Limnocythere cinctura* Mandelst., *L. luculenta* Liv.

В джуукинской свите в районе р. Джетыгоуз определена черепаха *Testudo djetyogus* Kusn. среднего плиоцена (Кузнецов и др., 1964).

Таким образом, чуйская свита, по комплексу содержащейся в ней фауны и флоры, отвечает почти всему плиоцену, а также включает какую-то часть верхнего миоцена. При этом появление лёссовых прослоев и смена спорово-пыльцевых комплексов в верхней части свиты свидетельствует о значительном похолодании и возможном появлении ледников в позднем плиоцене.

Иссыккульская свита распространена в Иссыккульской (западная часть), Атбашинской, Аксайской, Тогузторауской, Тарагайской и Нарынской (периферическая часть) впадинах и характеризуется трехчленным строением (см. табл. 24 и рис. 14, тип разреза V).

Нижняя подсвита иссыккульской свиты представлена серыми и буровато-серыми конгломератами и гравелитами с прослоями светло-коричневых и коричневых песчаников. Встречаются редкие горизонты мощностью 5—10 м, светло-коричневых реже кирпично-красных песчаных глин. Вверх по разрезу крупность обломочного материала

уменьшается. Мощность подсвиты колеблется от 70 м в истоках Чон-Узенгегуша и 400 м в Иссыккульской впадине до 1000 м — в Атбашинской.

Средняя подсвита представлена чередованием желтых, палевых, бурых, серых, зеленовато-серых разнородных полимиктовых песчаников, глин, реже мергелей и конгломератов. Последние присутствуют в основном в нижней части подсвиты. Характерным для подсвиты является наличие редких прослоев гипса и выцветов солей. В разных частях Атбашинской, Аксайской и Иссыккульской впадин различными исследователями в породах средней подсвиты были обнаружены остракоды и моллюски. По определениям М. И. Мандельштама и Г. Ф. Шнейдер, остракоды представлены: *Candoniella marcida* Mandelst., *Paracandona euplectella* Br. et Noe., *Ilyocypris bradyi* Sars., *Cyprinotus* cf. *vialovi* Schn., *Cypridopsis vassoevitschi* Schn., *Zonocypris membranae* (Liv.) и др. плиоценового возраста.

Моллюски определялись Г. Г. Мартинсоном и представлены: *Radix teilhordi* Ping., *R. grobani* Ping., *R.* cf. *auricularis tritica* Martins., *Gyraulus* cf. *keideli* Schl., *Valvata kirgisisica* Martins. средне-позднеплиоценового возраста. Мощность подсвиты в пределах Иссыккульской впадины достигает 900 м, в Атбашинской 800 м, а в истоках Чон-Узенгегуша не превышает 150 м.

Верхняя подсвита согласно с постепенным переходом сменяет верх по разрезу среднюю подсвиту. Сложена она многочисленными пластами песчанистых глин, чередующимися с тонко- и среднеплитчатыми тонкослоистыми мергелями и слюдястыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. В истоках Чон-Узенгегуша большая часть разреза подсвиты состоит из конгломератов и гравелитов. Общий цвет пород свиты в Атбашинской, Аксайской, Тогузторауской и др. впадинах палевый и палево-серый. В Иссыккульской впадине окраска свиты более пестрая: синеvато-серая, светло-серая, желтоватая, зеленоватая.

Среди отложений был собран верхнеплиоценовый комплекс остракод (определение М. И. Мандельштама и Н. В. Александровой): *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* Ramdohr, *Candona neglecta* Sars., *Prionocypris lutaria* (Koch.), *Candoniella schubinae* Mandelst., *C. marcida* Mandelst., *C. albicans* (Brady), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere* sp.

Как отметил в 1962 г. К. Д. Помазков, в верхней части подсвиты И. И. Саломатниковым у залива Ордекучар (устье р. Актерек-западный) найден обломок челюсти с зубами слона *Archdiskodon meridionalis* (Nesti). Эта находка, по мнению В. С. Бажанова, определяет возраст вмещающих отложений как позднеплиоценовый.

Нарынская свита распространена в центральной части Нарынской впадины, очень напоминает вышеописанную иссыккульскую свиту и отличается от последней лишь в своей нижней части, где она представлена, в основном, глинами (см. табл. 24 и рис. 14, разрез VI).

Нижненарынская подсвита сложена шоколадно-коричневыми глинами с подчиненными слоями серого и коричневого песчаника. Характерно присутствие прослоев и линз волокнистого гипса и выцветов солей. К периферии впадины в разрезе увеличивается количество песчаников и появляются конгломераты. Переход к нижележащим кирпичнокрасным песчаникам и глинам киргизской свиты очень постепенный и граница между свитами проводится условно, по смене окраски. Мощность подсвиты до 550 м.

В глинах встречены остракоды *Cyprideis littoralis* (Brady) и *Candoniella albicans* (Brady), по мнению Г. Ф. Шнейдер, миоценового облика.

Средняя подсвита совершенно согласно, с постепенным переходом, залегает на породах нижней подсвиты. Для подсвиты характерно переслаивание желтых, розовых, бурых, буровато-красных, коричневых, зеленых глин с тонко- и мелкозернистыми, местами слюдястыми песчаниками, а также голубовато-серыми и коричневыми мергелями. Наблюдается большое количество прослоев гипса, выцветов и линз солей. Характер состава подсвиты выдерживается по всей впадине. Мощность подсвиты 500—1700 м.

В пестроокрашенных глинах и мергелях и в углистых глинах средней подсвиты встречен чрезвычайно обильный и многообразный комплекс пресноводных остракод ранне-среднеплиоценового возраста. Среди наиболее характерных видов остракод Г. Ф. Шнейдер (1953) и Н. В. Александровой в 1962 г. определены: *Ilyocypris manasensis* Mandelst., *I. errabundis* Mandelst., *Cyclocypris novensis* Mandelst., *Candona kirgizica* Mandelst., *C. visenda* Schn., *Candoniella marcida* Mandelst., *Eucypris vitalianas* Schn., *E. propria* Schn., *E. porsugelensis* Mandelst., *E. notabilis* Schn., *E. decurta* Schn., *Pseudoeucypris zaungusiensis* Schn., *Cypricercus janischevskyi* Schn., *Cyri-notus nefandus* Bodina, *C. vialovi* Schn., *C. sokolovi* Schn., *Cypri-dopsis vassoevitschi* Schn., *Potamocypris plana* Schn., *Zonocypris membranæ* (Liv.), *Cyprideis littoralis* (Brady) и др.

Из нижней части средней подсвиты Г. Г. Мартинсоном по сборам Н. В. Александровой определены нижнеплиоценовые гастроподы: *Gyraulus* cf. *keideli* Schl., *Bithynia* (?) sp., *Eulota* sp., *Radix* sp., *Anisus* sp.

Верхняя подсвита согласно, с постепенным переходом, залегает на средней. Представлена она бледноокрашенными песчаниками, глинами, мергелями, палево-желтых, палево-серых, голубовато- и желтовато-серых, табачно-зеленых тонов. Для подсвиты очень характерна общая палево-окраска, обусловленная примесью лёссового мелкозема, и повсеместная засоленность и загипсованность пород. Видимая мощность подсвиты до 1000 м.

В глинах и мергелях рядом исследователей в различное время собраны остракоды, определенные М. И. Мандельштамом, Г. Ф. Шнейдер и Н. В. Александровой: *Ilyocypris bradyi* Sars, *Candona rostrata* (Br. et N.), *Candoniella albicans* (Brady), *C. suzini* Schn., *Limnocythere* sp. позднеплиоценового возраста. Здесь же известны сборы моллюсков, определенных Г. Г. Мартинсоном как верхнеплиоценовые: *Gyraulus keideli* Schl., *Planorbis* cf. *spirorbis* L., *Radix merzbacheri* Schl. Таким образом, судя по комплексу фауны остракод и гастропод, накопленные нарынской свиты началось еще в конце миоцена и продолжалось на протяжении почти всего плиоцена.

Верхнеплиоценовые и нижнеантропогенные отложения нерасчлененные. Шарпылдакская свита (N_2^3 — $Ag_1^{1\text{st}}$). Разрез неогена завершается сероцветной грубообломочной толщей, выделенной в Прииссыккулье С. С. Шульцем под названием шарпылдакской свиты. Ее аналогами являются «серая», акджольская, иссыкатынская и башнурина свиты различных частей Киргизии, хоргосская свита Юго-Восточного Казахстана и сохская* свита Южной Ферганы. Во внутренних частях межгорных впадин шарпылдакская свита согласно и с постепенным переходом перекрывает окрашенные в бурый цвет отложения верхнемиоценово-плиоценовой чуйской свиты и ее аналогов.

* Сохская свита или в современном наименовании — нанайский комплекс, по мнению большинства исследователей Ферганы и Туркестано-Алайской горной системы, включает лишь древнечетвертичные отложения и соответственно охарактеризованы в следующем разделе. — Прим. ред.

У подножий и на склонах хребтов шарпылдакская свита срезает неогеновые и палеогеновые образования, ложась в ряде мест непосредственно на скальные породы палеозойского фундамента. Почти повсеместно шарпылдакская свита представлена серыми, буровато- или зеленовато-серыми, иногда розовыми и кирпично-красными (аркозы) косослоистыми пролювиальными конгломерато-брекчиями, валунными и галечными конгломератами и гравеллитами с пластами и линзами несортированных песчаников, пуддингов, супесей и «каменных лессов».

Сортировка обломочного материала по величине и степень окатанности его слабая. Размер обломков в конгломерато-брекчиях иногда достигает 7—10 м. Средняя крупность обломочного материала вверх по разрезу свиты заметно возрастает (от 5—15 до 0,5—1,5 м), а окатанность уменьшается. Состав обломков в большинстве случаев отвечает составу пород палеозоя и докембрия, развитых на прилегающих горных склонах. С удалением от областей питания, — ближайших хребтов, размер кластического материала свиты существенно уменьшается, начинают преобладать гравеллиты и песчаники, появляются прослойки и пачки желто-бурых и зеленоватых озерных супесей и суглинков и уплотненных лёссовых пород, превращенных в «каменные лёссы» (восточная часть Иссыккульской впадины). При этом наличие прослоев лёссовых пород, обычно встречающихся в верхах разреза, и резкое обеднение ассоциаций растительности и остракод указывают на установление в эпоху накопления свиты неблагоприятных климатических условий. Неполная мощность свиты колеблется от 50—200 м в долине Акса (западного) и некоторых участках Иссыккульской котловины до 1300 м в Чуйской впадине, чаще же она составляет 300—600 м.

Возраст шарпылдакской свиты определяется на основании следующих данных. Верхняя часть подстилающей чуйской свиты и ее аналогов охарактеризована разнообразной флорой и фауной верхнего плиоцена, среди которой следует упомянуть характерную представительницу ханровского фаунистического комплекса В. И. Громова — *Equus stenorhis* Сосси (акчагыл), а также *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) — акчагыл — апшерон. В аналогичной шарпылдаку хоргосской свите прилегающих районов Юго-Восточного Казахстана известны находки скорлупы яиц плиоценового *Struthio* sp. (Бажанов, Костенко, 1959) и костных остатков *Archidiscodon meridionalis* (Nesti) (Костенко). В сохской и акджольской свитах Ферганы Г. Ф. Шнейдер и М. Н. Грамм (1959) определены остракоды: *Candona candida* (Müller), *C. lactea* (Vaird), *C. rostrata* (Br. et Nor.), *Candonopsis* (Br. et Rob.), *Ilyocypris bradyi* Sars, *Stenocypris fischeri* (Lill.), *Eritrocypris voeltzkowii* Müller, *Limnocythere sancti-patrici* (Br. et Rob.) и др., по их мнению, образующие самостоятельный древнечетвертичный комплекс. В тех же отложениях Южной Ферганы упоминается находка отпечатков листьев *Populus litwinowiana* Dode, *Acer* cf. *fedschenkoanum* Kryschtovitch, указывающая на постплиоценовый возраст (Грамм, 1959). В сохской свите О. А. Рыжковым собраны остатки растений *Salix* cf. *caprea*, *Phragmites* sp., *Cyperacites* sp., *Rosa* sp., среди которых, по мнению А. Н. Криштофовича, нет представителей, чуждых современному растительному миру (Васильковский, 1957). С. С. Шульцем, А. Г. Ласовским, Л. И. Турбиным и В. А. Грищенко в разных частях шарпылдакской свиты восточных частей Чуйской и Нарынской впадин обнаружен смешанный комплекс плиоценовых и антропогеновых моллюсков: *Gyraulus* sp., *Planorbis planorbis* L. (?), *Batryomphalus contortus* L. (?), *Limnaea stagnalis* L. (?), *Pisidium* sp., *Succinea oblonga* (Drap.), *Valvata* cf. *piscinelus* Müll., *Campilacea (Dinarica)* cf. *jufovana* (Sevastos), *Eulota* sp. (определения Г. Г. Мартинсона и

И. В. Данилевского). В озерных осадках шарпылдакской свиты из района Восточного Прииссыккуля В. В. Шумовым встречены моллюски: *Limnaea* sp., *Pupa* sp., *Helix* sp., а Г. Г. Мартинсоном по сборам Л. Н. Вертунова определены *Gyraulus?* sp., *Radix?* sp. Там же Д. М. Шендеровичем в 1960 г. собраны остракоды *Candoniella albicans* (Bradley), а Н. В. Александровой выявлены, кроме того, *Ilyocypris bradyi* Sars, *Cyclocypris* sp. На размытой поверхности шарпылдакской свиты и ее аналогов обычно несогласно залегают рыхлые образования древнейших морфологических выраженных морен, конусов выноса и террас. Среди отложений последних в Прииссыккулье и Юго-Восточном Казахстане известны находки костных остатков древнеантропогенного комплекса млекопитающих (Бажанов, Костенко, 1962; Тарасов, 1964б; Турбин, Сабдюшев и др., 1966 г.).

По перечисленным данным, шарпылдакскую свиту следует, видимо, сопоставлять с апшеронским ярусом или его частью и низами бакинского яруса.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения распространены в Киргизии практически повсеместно и характеризуются большой неоднородностью состава, строения и происхождения. Особенно широко развиты они в периферических частях горной системы Тянь-Шаня, опоясывая ее в виде мощного шлейфа, а во внутренних районах Тянь-Шаня ими выстланы многочисленные межгорные впадины и склоны хребтов.

Подразделения рабочей схемы стратиграфии четвертичных (антропогенных) отложений Средней Азии и Южного Казахстана, принятые с некоторыми дополнениями и изменениями (Турбин, 1966), приведены в табл. 25 (вкладка).

Важно также отметить генетические критерии в подходе к стратиграфии рыхлой толщи. Около 70% территории Киргизии занято горными сооружениями, где широко распространены морены и приледниковые образования. Естественно, что в основу стратиграфии антропогенной толщи Киргизии легло расчленение ледниковых отложений.

В настоящее время можно говорить о четырех ледниковых эпохах плейстоцена, для обозначения которых были предложены местные названия (Турбин, 1960в). Одновременно образования разного генезиса сведены в местные комплексы. Каждый из четырех плейстоценовых комплексов отвечает одному межледниковью и последующему оледенению. В связи с важностью исследования новейших осадков выделен и голоценовый комплекс.

Изучением разрезов Тянь-Шаня установлена ритмичность строения рыхлой толщи. Так нижние части аккумулятивных региональных террас и конусов выноса представлены гравийно-валуно-галечным аллювием и аллюво-пролювием, реже — песчано-глинистыми осадками озер; верхние части разреза сложены делювиально-пролювиальными и флювиогляциальными, лёссовыми породами. При этом лёссовые чехлы террас и конусов включают ископаемые криотурбации, отсутствующие ниже, в грубообломочных осадках. Наличие в лёссах криотурбаций, формирующихся лишь в приледниковой зоне, и холодолюбивых остракод позволяет считать лёссы Тянь-Шаня продуктом ледниковых эпох. Подстилающие галечники и озерные суглинки, судя по отсутствию в них криотурбаций и наличию пыльцы широколиственных древесных растений и комплексов остракод водных бассейнов умеренной температуры, формировались в межледниковые эпохи, когда водотоки не перемерзали

и их живая сила была достаточной для перемещения крупных обломков.

Следует сказать несколько слов о генезисе лёссовых пород Киргизии. Если придерживаться гипотезы золотого происхождения и считать, что материал принесен из пустынь по воздуху и водной средой не переотлагался, то придется выделять лёссовые чехлы длительного накопления ($Q_{1+2+3+4}$; Q_{2+3+4} ; Q_{3+4}). Если же считать, что лёссовый мелкозем любого происхождения, в том числе и принесенный воздушными массами, до своего захоронения перераспределен текучими водами, то лёссовые чехлы террас и конусов выноса можно рассматривать как продукт ограниченных во времени седиментационных этапов.

Изучение терригенных компонентов в 2500 шлихах и крупной фракции (песка и щебня) в сотнях препаратов, полученных отмывкой из лёссов ряда впадин Киргизии, и сравнение их с терригенными спектрами и составом обломков из подстилающих галечников показывает местное происхождение лёссового материала. Анализ микрофауны лёссов позволяет выявить ассоциации остракод, обитавших в водоемах и приводит к выводу о накоплении лёссовых пород Киргизии преимущественно в водной среде. Наличие же в лёссовых чехлах террас разных комплексов органических остатков и следов материальной культуры соответствует возрасту свидетельствует о том, что лёссы тесно связаны с подстилающими галечниками и завершают седиментационные ритмы.

Ритмичность строения четвертичной рыхлой толщи в Тянь-Шане позволяет выделить пять наиболее крупных возрастных комплексов под местными названиями, принятыми в корреляционной схеме 1961 г. Комплексы разделены несогласиями и охватывают все разнообразие генетических типов соответствующих образований. Из-за невозможности прослеживания всех террас они сведены в этажи, включающие региональные («цикловые»), и террасы врезания, в объеме выделяемых комплексов. Местные особенности состава и строения всех комплексов в общем виде отражены в табл. 25*.

Нижнечетвертичные отложения четко подразделяются на две части. Более древняя часть, представленная дислоцированными сероцветными конгломератами, песчаниками и глыбовыми брекчиями, тесно связана с подстилающими верхнеплиоценовыми образованиями и вместе с ними составляет шарпылдакскую свиту. Более молодые — собственно нижнечетвертичные образования — отделены от подстилаю-

* Следует отметить, что в корреляции четвертичных отложений остается ряд неясностей, усугубленных скудностью палеонтологических и палинологических характеристик всех толщ. В схеме 1961 г. не нашли отражения данные о большей полноте разрезов в крупных впадинах по сравнению с горными районами. В частности, значительная мощность шарпылдакской свиты в Принссыкулье и др. районах Сев. Киргизии позволяет предполагать частичное наличие в ее закартированном объеме нижнечетвертичных отложений, отсутствующих лишь на участках поднятий. Аналогичные причины могут вызвать давно известные различия разрезов центра и окраин Ферганской впадины. Поэтому в корреляции для Кирг. ССР (табл. 25) восстановлена принятая ранее на среднemasштабных картах параллелизация верхних горизонтов шарпылдакской свиты с аналогами нижней части бакинского яруса Прикаспийской стратотипической области. Но для соответствующего построения нескольких типовых колонок по участкам Ферганы сведения еще недостаточны. Соответственно, в табл. 25 пришлось ограничиться воспроизведением одной объединенной колонки 1961 г. по Фергане и Приташкентскому району, в которой состав и наименование комплексов недостаточно отражают специфику Ферганской депрессии и ее окружения (коротко оговоренную только в тексте). В схеме исключено наименование — сохская свита или комплекс и заменено на нанайский комплекс, поскольку — спорность в сопоставлениях сохской свиты вызвала свободное толкование ее объема некоторыми авторами (Стратигр. Узб. ССР, кн. 2, стр. 245; 1966). Стратиграфическая шкала в табл. 25 приведена без присвоения ее четырем подразделениям определенного таксономического ранга, как рекомендовано в постановлении МСК от 12.4. 1963 г. (Доп. Ред.).

щих поверхностью размыва и крупнейшего в кайнозой несогласия, а также дислоцированы несравненно слабее. Они объединены в чаткальский (норусский, чолпонатинский) комплекс.

Чаткальский комплекс объединяет морены древнейшего оледенения, накопления террас и конусов выноса самого высокого (V) этажа и коррелятные им склоновые образования. Распространение осадков комплекса отражает первично покровное залегание их на цокольных равнинах и склонах гор. В настоящее время осадки комплекса в горах сохранились в виде останцев на водоразделах 2—3-го порядка; в предгорьях они слагают плосковершинные части наиболее высоких адыров, а на подгорных равнинах с наложенной аккумуляцией залегают на глубине до 470 м и перекрыты осадками последующих комплексов.

Древнейшие отложения комплекса, так называемого «верхнего — бийские конгломераты» (Обручев), иногда залегающие в основании останцов террас и конусов выноса V этажа, — имеют мощность до 30 м, сцементированы и образуют карнизы на склонах.

На верхнебийских конгломератах или непосредственно на цоколе залегают аллювиальные и пролювиальные валуно-галечники, гравийники и пески мощностью 0,5—70 м. Вверх по разрезу и с удалением от гор они замещаются гравийниками, песками и супесями. На побережье Иссык-Куля в низовьях Джергалана аллювий и пролювий сменяются озерными суглинками и песками с прослоями мергелей и галечников общей мощностью более 100 м. В них выявлена своеобразная обедненная ассоциация восьми видов из четырех родов пресноводных остракод, а В. Г. Королевым и М. А. Талиповым найдены остатки *Dicrorhinus cf. etruscus* (Falc.) (по В. С. Бажанову и Б. С. Кожамкуловой).

Верхняя половина комплекса в горах, а иногда и в предгорьях представлена моренами полупокровного баубашатинского оледенения. В предгорной и равнинной провинциях верхнюю часть Чаткальского комплекса составляют пролювиальные и флювиогляциальные лёссовидные породы.

Морены отложены полупокровными ледниками на склонах, плоских междуречьях и у подножий гор, а также в высоко приподнятых Сусамырской, Восточно-Аксайской, Кумтор-Арабельской и Сарыджазской впадинах. Реконструкция баубашатинских ледников по реликтам морен показывает, что по суммарной площади они «соперничали» с ледниками следующего, аксайского, оледенения, которое принято считать максимальным. По данным Е. И. Селиванова, Б. А. Федоровича, В. С. Бажанова и Н. Н. Костенко, в соседних областях Монгольского Алтая, Казахстана, Восточного Тянь-Шаня, Кузнь-Луны и Памира максимальным было именно полупокровное раннеантропогенное оледенение.

Древнейшие морены обычно сложены неслоистым и неокатанным щебнево-глыбовым материалом со значительной примесью палево-бурого пылеватого мелкозема лёссового облика. В ур. Арабель и верховьях Аксая морена представлена галечным суглинком, а на южном склоне и в предгорьях Баубашатинского хребта — угловатыми обломками известняков. Ледниковое происхождение этой «известняковой брекчии Арсланбоба» было указано В. Н. Таганцевым*.

* Покров плотно сцементированных известняковых брекчий, мощность которого достигает 100 м, не имеет слоистости, включает несортированные и необточенные обломки и глыбы известняка. По предположению Д. И. Мушкетова (1917), брекчии составлены флювиогляциальными выносами вместе с обломочным материалом осыпей. Еще более определенно С. С. Шульц (1936) показал связь распределения брекчий Арсланбоба с формированием тектонического уступа; последний ограничивал поднимающийся ог-

Мощность древнейших морен достигает 200—300 м, чаще же, вследствие размыва, она не превышает десятков метров. Иногда морены представлены лишь эрратическими валунами и глыбами на выровненных водоразделах 2—3-го порядка. Окончания древнейших морен располагаются на высотах от 1400—1500 м у южных подножий Баубашатинского и Кокшаальского хребтов, до 3500—4000 м на южном склоне Терской-Алатау, в хр. Суек и на северном склоне Кокшаальского хребта.

На продолжении древнейших морен в ряде мест развиты флювиогляциальные гравийно-галечники и лёссовидные паттумы, а несколько далее — лёссовидные супеси и суглинки мощностью до 70—100 м, образующие чехлы речных и озерных террас и конусов выноса.

Возраст чаткальского комплекса определяется, с одной стороны, несогласным залеганием его на верхнеплиоценово-нижнечетвертичной шарпылдакской свите и глубоким вложением в него двух среднечетвертичных комплексов, с другой — нахождением в озерно-дельтовых осадках Джергалана остатков этрусского носорога, характерного для раннеплейстоценового кошкурганского фаунистического комплекса Казахстана (Бажанов, Костенко).

В северо-западных отрогах Тянь-Шаня на территории Казах. ССР в галечниках котурбулакской свиты — аналога чаткальского комплекса, археологом Х. А. Алпысбаевым найдены кремневые орудия шельшюашельской культуры. По мнению В. С. Бажанова (1962), «эта находка свидетельствует о том, что... в конце нижнего антропогена... обитали люди стадии развития, сходной по технике изготовления орудий с синантропом». Таким образом, по фауне позвоночных, соотношению с более древними и молодыми образованиями и сопоставлению с аналогичной фаунистически и археологически охарактеризованной толще прилегающих районов Казахстана устанавливается, что чаткальский комплекс Киргизии формировался в конце раннего антропогена.

Несколько обособленно от горной части Тянь-Шаня устанавливались стратиграфические подразделения четвертичной системы на обширной территории Ферганской депрессии и соединявшейся с ней Алайской впадины, а также разграничившей их Туркестано-Алайской цепи поднятий. Только для Ферганы приведено в литературе несколько разрезов четвертичных отложений, причем каждый из них его авторы предлагают в качестве опорного для большей территории, без биостратиграфических доказательств. Так, нижнечетвертичные отложения в одной из последних монографий описаны под тремя наименованиями: нанайский комплекс (Стратиграфия Узб. ССР, кн. 2, 1966, стр. 245), испи-сарская свита (там же, стр. 239—240), сохская свита (там же, стр. 255—256). Фактически этими названиями определено наличие местных фаций, притом далеко не всех существующих их вариаций; последние возможно не являются вполне синхронными. Предел возраста указанных толщ определяется по врезанию в них террас, соответствующих моренам максимального среднечетвертичного оледенения.

Характер границы между неогеном и четвертичной системой в Южной Киргизии наиболее ярко наблюдается в опорном разрезе нанай-

ромный блок карбонатных пород палеозоя (горный массив Баубаш-Ата). Образование обвалов при тектонических подвижках и сползании осыпей способствовало накоплению обломочного шлейфа. Накопление брекчий не ограничивалось массивом Баубаш-Ата, аналогичные древние осыпи известны и по южному борту Ферганской впадины, на склонах гор Катрантау (Резвой, 1959 и др.). По-видимому, в горном обрамлении Ферганы накопление нижнечетвертичного плаща зависело не столько от деятельности ледников, сколько от интенсивности орогенеза и сопутствующего гравитационного переноса (Доп. Ред.).

ского комплекса на р. Пскем, где, согласно Ю. А. Скворцову, этот комплекс конгломератов и лёссовидных суглинков образует самую высокую (800 м над поймой) обособленную террасу. Признаки подобного резкого отграничения наблюдаются и непосредственно в киргизских районах Ферганской впадины (Карагундайская—Майлисайская антиклиналь и Нарынская моноклиналь в Северной Фергане, подножья гор Сюрень-Тюбе и других юго-западных отрогов Ферганского хребта, северные склоны Катрантау и прочих передовых гряд Алайского хребта и др.). В контурах крупных структур фиксируется налегание нижнечетвертичных конгломератов на различные слои неогена с частичным размывом, а местами — несогласное залегание на палеозое.

Дислоцированность нижнечетвертичных отложений Ферганы несколько меньшая чем неогеновых, но достаточно отчетливая — конгломератами сложены слабо эродированные антиклинали в полосе адыров от р. Сох (Актурпак) до города Ферганы. На большой Капчагайской антиклинали постплиоценовый возраст этих «сохских» конгломератов подтвержден обнаруженными Г. М. Аладатовым в мергельно-глинистом прослое отпечатками растений: *Populus litwinowiana* Dode, *Acer cf. jedschenkoanum* K r y s c h t., *Phragmites communis* T r i n., *Piscinea phragmites* K o e n. (определения И. В. Палибина и А. В. Ярмоленко). Вместе с тем аллювиально-пролювиальный комплекс конгломератов («сохская свита») на северном склоне соседней гряды Катрантау переходит в брекчии осыпей; последние выполняют древние эрозионные ложбины, которые прорезаются современными долинами иногда под углом к первоначальному направлению (Резвой, 1959). Мощность «сохских» конгломератов колеблется от 100 до 250 м, а соответствующих им брекчий — от нескольких метров до 100 м. Конгломераты плохо отсортированы; в их составе преобладает хорошо окатанная галька известняков, песчаников, реже гранитоидов, размером от 0,1 до 0,5 м; цемент карбонатный и глинисто-карбонатный, обусловивший высокую прочность породы.

По направлению к центральной части Ферганской впадины наблюдается быстрая смена конгломератовых фаций песчано-глинистыми.

Разрезы, охватывающие восточную окраину Ферганы, выявляют последовательную смену режима раннечетвертичного осадконакопления. По наблюдениям 1945—1947 гг. А. Е. Довжиков указывал в составе нижнечетвертичного комплекса: а) нижнюю толщу серых плотных аллювиально-пролювиальных конгломератов, образующую однородный покров, испытавший поднятие и сохранившийся по водоразделам до абс. высот порядка 2000 м; б) верхнюю толщу лёссовидных суглинков, тесно связанную с конгломератами, но местами распространившуюся далее на восток, до высот 3000 м. Соответственно, следует предполагать, что в восточной Фергане выравнивание и тенденция к опусканию, проявленные в конце раннечетвертичного времени способствовали накоплению мелкоземов за счет пыли, сносимой господствующими ветрами из западных районов.

В Алайской долине нижнечетвертичные отложения представлены конгломератами; иногда (р. Кирак-Уток и др.) они прислонены к крыльям пологих складок, сложенных терригенными осадками сохской свиты. Отсутствие аналогичных конгломератов в грабенах кайнозоя на месте Алайского пролива свидетельствуют о поднятии этого района.

Среднечетвертичные отложения представлены двумя самостоятельными комплексами: онарчинским (алабукинским) и афлатунским; каждый из них отвечает эпохе одного оледенения и предыдущего межледниковья.

Онарчинский комплекс объединяет морены аксайского оледенения, террасы и конусы выноса IV этажа, озерные и склоновые накопления. Формированию комплекса предшествовало возникновение и начало размыва области предгорий. Поэтому осадки комплекса в предгорьях слагают чехлы наиболее высоких слабо сохранившихся террас и конусов выноса; в пределах подгорных равнин они залегают на глубине до 300 м. Наиболее древними осадками комплекса обычно являются аллювиально-дельтовые галечники и пески мощностью 3—115 м, слагающие у выхода из гор, в предгорьях и внутренних впадинах нижние части аккумулятивных чехлов террас и конусов выноса.

В Иссыккульской впадине имеются останцы озерно-дельтовых суглинков, мергелей и песков мощностью до 100 м с прослоями галечников. Здесь, в озерных осадках низовьев Джергалан и Каракола собраны многочисленные остракоды. У входа в Боомское ущелье в озерных суглинках, слагающих нижнюю часть чехла террасы высотой 150—214 м над р. Чу, К. В. Курдюковым найдены остатки, по К. К. Флерову, *Megaloceros* sp. К числу более молодых отложений комплекса относятся морены аксайского оледенения и согласованные с ними пролювиальные и флювиогляциальные лёссовые породы.

Аксайские морены сформированы ледниками подножий, долинными, склоновыми и покровов внутренних впадин. Они глубоко вложены в древнейшие морены и их цоколь, представлены щебнево-глыбовым материалом с примесью до 60—75% песка и пылеватого лёссовидного мелкозема, значительно сглажены и обладают мощностью 10—450 м. Языки и шлейфы аксайских ледников в Северной Фергане спускались до современной отметки 1500 м, в южных отрогах Кокшаальского хребта (Федорович и др., 1960) — 1600 м, выполняя Арабельско-Кумторскую и Восточно-Аксайскую впадины до отметок 3000—3600 м. Ввиду большой мощности аксайских морен и частой выдвинутости их к основанию горных склонов, данное оледенение считается максимальным. Однако, суммарная площадь этих ледников едва ли превышала таковую баубашатинских.

Флювиогляциальные образования поблизости от аксайских морен представлены валунно-галечниковыми накоплениями мощностью в десятки метров, сменяясь далее пылеватыми песчано-дресвяными и лёссовидными супесчано-суглинистыми осадками. Пролувиальные накопления у подножий склонов представлены палевыми струйчатými суглинисто-галечно-щебнистыми нагромождениями и в некотором удалении замещаются лёссовидными супесями, а затем суглинками с небольшой примесью песка, угловатого гравия и щебня. Мощность лёссовидных супесей и суглинков во внутренних впадинах редко превышает 10—15 м, а в пределах подгорных равнин с удалением от гор возрастает от 3 до 85 м.

В галечниках комплекса в междуречье Нарын-Онарча обнаружены галечные орудия, которые А. П. Окладников (1954) относит к эпохе раннего палеолита. В озерно-дельтовых осадках низовья р. Джергалан в 1932—1965 гг. В. В. Шумовым, Н. М. Чабдаровым, М. И. Базовым, А. П. Горбуновым, М. А. Талиповым, С. А. Тарасовым, К. В. Курдюковым, Н. В. Макаровой, В. Е. Матыченковым, А. В. Мишиной и др. собраны костные осадки *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Mammuthus primigenius* (Blum.) — ранняя форма, *M. trogontherii* (Phol.), *Bison priscus longicornis* V. Grom., *Megaloceros giganteus ruffi* Nehg., *Cervus elaphus* L., *Equus caballus* L., *E. hemionus* Pall. (определения В. С. Бажанова, Е. И. Беляевой, В. Е. Гарутта, В. И. Громова, Б. С. Ко-

жамкуловой). Приведенная ассоциация * отвечает хазарскому фаунистическому комплексу (Громов и др., соответствующему миндель-риссу альпийской шкалы, то есть началу среднего антропогена (лихвинское межледниковье). В связи с этим появляется возможность сопоставлять аксайское оледенение Тянь-Шаня с днепровским оледенением Европы.

Афлатунский комплекс включает морены таласского оледенения, террасы и конусы выноса III этажа, озерные и склоновые отложения. Осадки афлатунского комплекса в горах, предгорьях и внутренних впадинах глубоко вложены в дислоцированные образования чаткальского и онарчинского комплексов, а на подгорных равнинах залегают на глубине до 150—200 м.

Аллювиально-дельтовые валуно-галечники и гравийники нижней половины комплекса слагают нижние части аккумулятивных чехлов широко распространенных цокольных террас, в предгорьях и внутренних впадинах, имеющих высоту 40—120 м (чаще 70—90 м). По данным бурения, с удалением от гор валуно-галечные образования сменяются гравийными, а затем песками с гравием, с уменьшением мощности от 100—120 до 2,5 м. В Боомском ущелье, низовьях Кара-Буры (Таласская впадина) и Сарыджаза нижняя часть разреза аккумулятивного чехла террас III этажа сложена озерными суглинками со струями дельтовых песков и галечников общей мощностью до 50—70 м.

Верхняя половина комплекса представлена моренами таласского оледенения, лёссовыми чехлами конусов выноса и террас III этажа, иногда флювиогляциальными лёссовыми породами.

Таласские морены отложены обычно долинными ледниками, реже ледниками подножий, иногда ледниковыми покровами внутриворонных впадин (ур. Арабель, Аксай-восточный). Они сложены неокатанными, несортированными щебнево-глыбовыми, изредка слабоокатанными щебнево-галечно-валунными накоплениями с примесью до 40—45% песчано-дресвяного материала и пылеватого лёссовидного мелкозема и плотно задернованы. Мощность морен колеблется от 10 до 350 м. Поверхность морен сглаженная, холмисто-грядовая или волнистая. Окончания таласских морен на северном склоне Киргизского хребта и южном — Баубашатинского фиксируются на высоте 1600—1800 м, в Таласском и Сусамырском хребтах 2000—2800 м, в Арабельской впадине — 3600 м и т. д.

Иногда таласские морены сочленяются с флювиогляциальными пылеватыми щебне-галечниками, сменяющимися ниже аллювиально-пролювиальными песчанистыми покровными суглинками, а в зонах предгорий и во впадинах замещающимися лёссовыми породами мощностью до 70—80 м. В Боомском ущелье в лёссовидных суглинках чехла 60-метровой озерной террасы наблюдались криотурбации.

Среднечетвертичные отложения в Киргизских районах Ферганской впадины и Туркестано-Алайской горной системы в большинстве обзоров рассматривались как единый *ташкентский комплекс*. В районе г. Ташкента комплексу отвечает толща лёссовых пород мощностью более 50—80 м с подстилающим ее горизонтом конгломератов (20—40 м). В 1943 г. Ю. А. Скворцов обнаружил в основании этих лёссов зуб млекопитающего *Elasmotherium sibiricum* F i s c h. (определение О. И. Сергуньковой, подтвержденное Е. И. Беляевой), являющегося типичным

* В обзоре С. А. Тарасова (1964б) оговорено наличие двух горизонтов, подтвержденных заключением определявшей сборки 1960 г. Е. И. Беляевой о двух комплексах фауны: более разнообразная ассоциация — аналогичная хазарской, характеризует верхнюю толщу разреза бортов долины р. Джергалан, тогда как «комплекс с оленями *Cervus elaphus* L., *Cervus* sp. и носорогами (род не определен) из нижней части джергаланского разреза, состав и возраст (Q₁₋₂) которого пока не ясны». — *Прим. ред.*

для кошкурганского фаунистического комплекса Казахстана (аналога тираспольского, по В. И. Громову) и свойственного второй половине раннечетвертичного времени. Таким образом, если находка была сделана в коренном залегании (зуб не был переотложен), то всю толщу по наиболее удачному предложению Г. А. Мавлянова и А. И. Исламова (Стратиграф. Узб. ССР, кн. 2, 1966, стр. 260) следовало бы обозначить индексом O_{1+2} . Соответственно, только верхнюю часть ташкентского комплекса возможно считать эталоном одной из фаций среднечетвертичной толщи в корреляционной схеме 1961 г.

Бряд ли обосновано выделение среднечетвертичных образований в Фергане под названием ташкентского комплекса, так как непосредственное продолжение лёссового комплекса от Ташкента до меридиана Ленибада — Сулюкта еще не доказано. Наоборот, в депрессиях к юго-востоку от Ташкента наблюдается в составе среднечетвертичного («ташкентского») комплекса преобладание конгломератов, особенно по киргизским районам окраин Ферганской впадины. Так, на границе Киргизии и Узбекистана, между городами Кызыл-Кия и Фергана, О. А. Рыжков выделил «кувинскую» свиту конгломератов; последняя залегают несогласно на нижнечетвертичных отложениях («сохских»). В долине р. Сох при региональных исследованиях структур Чонгара, Северный Сох и др. к среднечетвертичному комплексу были отнесены два горизонта конгломератов, образовавшие частично сохранившиеся две террасы; мощность каждого достигает 100 м. Галька конгломератов хорошо окатана, размеры 10—20 см, обладают известняки, песчаники. Ниже по течению эти горизонты образуют широкий мощный конус выноса р. Сох, охарактеризованный еще в работах В. Н. Вебера. Наоборот, выше по течению, там где к долине р. Сох примыкают широтные «депрессии сороковой параллели», происходило смыкание аллювия с флювиогляциальными образованиями.

Л. Н. Кугураков, С. Н. Баногин и др. при детальной съемке 1964—1965 гг. района Хайдаркана не отмечали непосредственной взаимосвязи распространенных вплоть до р. Сох флювиогляциальных галечников (50 м) и покрывающих их лёссовидных суглинков (40—50 м) с каким-либо из вышеупомянутых двух горизонтов и указывают лишь на связь с протяженными моренами Гераты, Гавиана и Алауддина. Но, по-видимому, не только галечники и лёссы, но и перекрытые ими конгломераты четвертой надпойменной террасы р. Алауддин в сумме составляют комплекс, пределы возраста которого отвечают принятым для среднечетвертичных отложений.

В районах Юго-Восточной Ферганы менее отчетливы признаки двучленного строения среднечетвертичного комплекса и мощность его невелика. Например, в бассейне р. Куршаб, по наблюдениям В. Б. Горянова, Г. Н. Пшенина и др., к среднечетвертичным отложениям принадлежат аллювий IV и V надпойменных террас мощностью 15—80 м, а также примыкающие пролювиальные накопления — плохо отсортированные и полуокатанные валунники с песчано-глинистым цементом, выступающие террасовидные площадки.

Верхнечетвертичные отложения. Отложения, причисляемые к верхнему плейстоцену, объединены в кассанский (аламединский) комплекс.

Кассанский комплекс объединяет морены позднеплейстоценового оледенения, отложения террас и конусов выноса II этажа и коррелятные им озерно-болотные и склоновые накопления. Начавшееся в позднем плейстоцене и завершающееся в наше время оледенение может быть названо киргизским, как по наглядности проявления в Киргизском хребте, так и по его распространению в киргизской части Тянь-Шаня.

Названное оледенение было пульсирующим, характеризовалось тремя максимумами; соответственно осадки верхнего плейстоцена могут быть разделены на три подкомплекса: нижний, средний и верхний. Каждый из них объединяет накопления различного генезиса, образовавшееся во время одного крупного стадиала и предыдущего межледниковья*.

Нижний подкомплекс включает морены ранней стадии киргизского оледенения, накопления высоких (от 20 до 190 м, в среднем 40—60 м) террас и конусов выноса II этажа и коррелятные склоновые образования. Наиболее древние осадки подкомплекса отвечают эпохе таласско-киргизского межледниковья; они представлены песчано-валунно-галечниковыми накоплениями нижних частей чехлов соответствующих террас и конусов выноса и имеют мощность от первых метров в горах до 47 м в Таласской депрессии и 65 м — в Чуйской. В озерных прослоях среди них Н. В. Александровой выявлена бедная ассоциация из трех различных видов и родов пресноводных и эвриотных остракод.

Более молодые образования подкомплекса представлены моренами ранней стадии киргизского оледенения и коррелятными им лёссовыми породами чехлов террас, конусов выноса и склонов. Морены отлагались преимущественно долинными, реже склоновыми (р. Б. Нарын), иногда — ледниковыми покровами межгорных впадин (верховье р. Джиналач). Они обычно сложены суглинистыми щебнево-глыбовыми несортированными нагромождениями мощностью от 40 до 300 м и вложены в среднеплейстоценовые (таласские) морены и их цоколь на глубину до 500 м. Поверхность ранних киргизских морен несколько сглаженная, холмисто-грядовая или волнисто-увалистая, иногда грядово-бугристая, плотно задернована. Эти морены фиксируются на северных склонах хребтов Киргизского и Каракатты на высоте 2100 м, в Таласском — 2050 м, Терскей-Алатау — 2800 м, Джитым и Куйлю — 3000 м, на южном склоне Баубашатинского хребта — ниже таласских морен 1650—1700 м. На продолжении морен иногда располагаются флювиогляциальные галечники, сменяющиеся ниже по долинам песчано-гравийниками, а в предгорьях и во впадинах — пролювиальными лёссовидными суглинками мощностью 1,5—60 м с ископаемыми криотурбациями. В лёссах северных предгорий Киргизского хребта Л. И. Турбиным в 1961 г. встречены остатки *Vulpes?* и *Citellus?*

Средний подкомплекс с несогласием залегает на нижнем и объединяет морены соответствующей стадии киргизского оледенения, накопления средних (10—150, в среднем 20—40 м) террас и конусов выноса II этажа и коррелятные склоновые образования.

К основанию среднего подкомплекса верхнего плейстоцена отнесены осадки, которые накопились в период межледниковья — максимального отступления ранних киргизских ледников. Они слагают нижние части чехлов речных террас и крупных конусов выноса, представлены песчано-валунно-галечниками и имеют мощность 1—87 м. Вдоль южного берега Иссык-Куля им отвечают озерные суглинки и пески мощностью до 20—30 м, обнаженные под лёссами 20—40-метровой террасы.

Более молодые отложения подкомплекса накопились во время последовавшей средней стадии оледенения и включают морены и корре-

* По мнению редакторов тома, далеко не везде в Киргизской ССР удастся четко определить подкомплексы по счету морен и террас, так как новейшие дифференциальные тектонические движения переменного знака сильно усложняли развитие осадконакопления. В принципе, лишь после широкого применения радиоуглеродного опробования и уточнения цифр возраста морен и террас по речным системам, а также соответствующих горизонтов осадков во впадинах, утвердится единая схема расчленения верхне-четвертичных отложений. Практически же, при современной изученности, верхне-четвертичные отложения обычно удастся отобразить лишь совместно с голоценовыми (Доп. Ред.).

лятные им лёссовые породы чехлов соответствующих террас и конусов выноса. Морены формировались обычно долинными ледниками, иногда ледниками подножий и склонов (хр. Борколдой); они представляют собой неслоистые суглинисто-щебнево-глыбовые накопления мощностью до 100 м, задернованы и обладают бугристо-гривисто-западинным рельефом. Иногда они вложены в морены ранней стадии на глубину до 50—70 м или «накатываются» на них, образуя конечные валы высотой до 80 м, или отделяются от них озерными ваннами, заканчиваясь несколько выше по долине. В некоторых районах аналогичные морены являются непосредственным продолжением ранних. В Киргизском хребте морены средней стадии позднплейстоценового оледенения прослежены вниз по долинам до высоты 2200 м, Таласском — 2500 м, Чаткальском — 2600 м, Куйлю — 2800 м, Борколдое — 3000 м. В расширениях долин на продолжении морен прослеживаются флювиогляциальные гравийно-галечные накопления, сменяющиеся песчано-гравийными, а затем суглинистыми осадками, а в Южном Присонкулье, на северном склоне Борколдой и др. — лёссовыми породами.

Пролювиальные лёссовидные паттузные суглинки и супеси среднего подкомплекса верхнего плейстоцена широко распространены во многих впадинах, слагая до 70% площади Чуйской и около 50% — Таласской депрессий. Они содержат ископаемые криотурбации и вмещают прослойки песков, гравийно-галечников, озерных суглинков, «ленточных лёссов», конкреционных известняков и погребенных почв и обладают мощностью от 1—5 м в горах и предгорьях до 7—8 м в Сусамырской впадине, 10—11 м — в Таласской и 56 м — в Чуйской. В пачке погребенных почв, озерно-болотных супесей и глин из средней части упомянутых лёссов Чуйской депрессии выявлена устойчивая ассоциация из 13 видов 7 родов пресноводных остракод, характерная для небольших проточных и застойных бассейнов типа луж, озерков и болот с температурой воды иногда более высокой, чем нынешняя. Это указывает на значительное потепление (хунханская фаза) в середине позднего плейстоцена. В лёссах среднего подкомплекса верхнего плейстоцена на левобережье Чу у совхоза «Васильевский» Л. И. Турбиным в 1963 г. обнаружена верхнепалеолитическая (?) стоянка с остатками *Equus caballus fossilis*. В осадках соответствующей террасы Джергалана В. Е. Матыченковым указаны остатки *Mammothus primigenius* В l u m., *Cervus elaphus fossilis*, по Б. С. Кожамкуловой, позднего плейстоцена.

Принадлежность рассмотренного подкомплекса середине позднего плейстоцена надежно определяется прослеживанием 20—40-метровой региональной террасы р. Чаткал к Ташкенту, где в ее лёссовом чехле найдены каменные орудия позднего палеолита (по А. П. Окладникову) и кости *Equus hemionus fossilis*, абсолютный возраст которых определен В. В. Чердынцевым в 38 000 лет (Исламов, 1960).

Необходимо оговорить, что геологи Узбекистана предпочитают выделять верхнечетвертичные отложения в виде единого голодностепского комплекса, который коррелируется в целом с кассанским — аламединым комплексом киргизского Тянь-Шаня. На окраинах Ферганской впадины наблюдается двучленное строение голодностепского комплекса, а в примыкающих к основной депрессии серии «впадин 40-й параллели», где преобладает плохо отсортированный материал с примесью щебня, комплекс представляет единую толщу мощностью 40—50 м. В долине р. Сох к голодностепскому комплексу отнесена выполняющая ее толща галечников мощностью 25—30 м, и вторая толща, сохранившаяся обрывками на высотах от 80 м, в низовье до 100—150 м в устьях его притоков Кштут, Аугул и др.; по притокам удаётся проследить связь галечников с двумя моренами последнего оледенения Алая (Юрьев).

В низовье Кассанся в Северной Фергане отмечаются две серии террас, образующих два верхнечетвертичных конуса выноса; А. М. Обут в долине Бол. Утака — правый приток р. Кугарт — нашел зуб слона, определенного Е. И. Беляевой как *Elephas primigenius* Blum.

Верхний подкомплекс верхнего плейстоцена выделен и прослежен в северных и восточных районах Киргиз. ССР. Он с размывом залегает на отложениях среднего комплекса и включает: морены третьей поздней стадии киргизского оледенения, низкие (0,5—6,0 м), обычно 6—12 м) террасы и конусы выноса II этажа, озерно-болотные и склоновые накопления.

Отложения, отнесенные к нижним горизонтам подкомплекса, отвечают межледниковью — второму значительному сокращению киргизского оледенения. Они представлены аллювиально-дельтовыми валунно-галечниковыми образованиями, составляющими нижние части чехлов террас и крупных конусов выноса; мощность их колеблется от I до 98 м. В них Б. И. Ильиным в 1961 г. на правом берегу р. Иссык-Ата в Киргизском хребте найдены остатки *Capreolus* sp., по В. С. Бажанову, «более фосильные», чем бывает в отложениях голоцена. В прибрежной зоне Иссык-Куля дельтовая фация замещается озерными суглинками, мергелями и песками нижней части чехла 15—25-метровой региональной террасы с устойчивой ассоциацией 12 видов из 8 родов слабо солоноватых и эвригалинных остракод. Более молодые отложения подкомплекса сформированы в позднюю стадию оледенения и представлены моренами и коррелятными им лёссовыми породами чехлов соответствующих террас и конусов выноса. Морены принадлежат долинному или каровому типу, сложены щебнево-глыбовыми нагромождениями мощностью до 100 м, полузадернованы и обладают свежим рельефом. В Таласском хребте они прослеживаются вниз по долинам до высоты 2300 м, Чаткальском — 2800 м, Иньльчекском — 2900 м, Сонкультау, Сарыджазе, Куйлю и Кокшаальском хребте — 3200—3300 м, Акшийряке-восточном и Борколдое — 3600—3700 м.

Проллювиальные, иногда озерные лёссовые породы — широко распространены во впадинах Тянь-Шаня, слагают чехлы террас и конусов выноса и имеют мощность 0,5—20 м. Многочисленные ископаемые криотурбации свидетельствуют о достаточно суровом холодном климате эпохи лёссонакопления. На это же указывает резкое обеднение (9 видов) «лёссовой» ассоциации остракод. В начале и конце лёссонакопления климат был несколько более умеренным и влажным, что фиксируется появлением озерных лёссовых пород и расширением ассоциации остракод, дополнявшейся еще 10 видами. Значительное потепление и увлажнение климата, названное тюлекской фазой (Турбин, 1967), отмечено и в середине накопления камышановских лёссов и вызвало формирование горизонта погребенной почвы мощностью 0,2—1,1 м, торфяников и прослоев озерно-болотных суглинков с остракодами. Интересно появление в низовьях р. Чу эндемичной для бассейна Иссык-Куля *Candona keiseri*, свидетельствующее о связи между этими бассейнами.

Голоценовые отложения. Наиболее молодые образования, принадлежащие голоцену, составляют комплекс, которому присвоены многие местные наименования. По берегам Сырдарьи в Фергане он именуется сырдарьинским (Скворцов Ю. А.), в северном обрамлении Ферганы, в Чаткальском хребте отложения того же возраста именуется терекским комплексом (Турбин, 1960б), в Северной Киргизии выделен токмакский комплекс и т. д.

Голоценовый комплекс с размывом залегает на осадках различных членов кассанского комплекса (аламединского) и представлен морена-

ми четвертой — заключительной стадии киргизского оледенения, отложениями низких (0,2—20 м), обычно 0,5—5,0 м речных и озерных террас и конусов выноса первого этажа, болотными, золовыми и склоновыми накоплениями.

Нижнеголоценовые отложения обычно сложены валунно-галечным аллюво-пролювием нижней части чехла более древней террасы I этажа, имеющей в Чуйской депрессии высоту 4,75—5,25 м. В котловине оз. Иссык-Куль осадки нижней части голоценового комплекса представлены песками и галечниками, иногда сцементированными, слагающими озерную террасу высотой до 10—15 м. В юго-восточной части впадины Сонкуля межстадиальные отложения представлены озерными илами мощностью 3—5 м, слагающими мерзлотно-пучинные береговые бугры и булгуны, а также до 20 островков аналогичного происхождения. Выявленная в илах ассоциация пресноводных озерных остракод характеризует условия неглубокого проточного озера.

Верхнеголоценовые осадки рассматриваемого комплекса сформировались в течение времени заключительного оледенения, отступления ледников и продолжают накапливаться в наши дни. Они представлены, в частности, незадернованными щебнево-глыбовыми каровыми и длинными моренами двух — трех фаз, имеющими мощность до 50—70 м и залегающими выше 3000—3500 м. У окончаний ледников и новейших морен в Центральном Тянь-Шане широко развиты зандровые поля валунно-галечников и песков. Ниже по долинам отложения талых вод сменяются валунно-галечным аллювием пойм и низких террас I этажа, а по выходе из гор — галечно-песчаным и суглинистым аллюво-пролювием сухих дельт.

Пролувиальные верхнеголоценовые лёссовидные суглинки и супеси мощностью до 3—5 м имеют несколько генераций, по-видимому, отвечают фазовым колебаниям ледников заключительной стадии оледенения и перекрывают нижнеголоценовые аллювиально-пролювиальные валуно-галечники и пески наиболее высокой террасы I этажа, а также аллювий некоторых более низких верхнеголоценовых террас. Встреченные в них ископаемые криотурбации — свидетели более сурового, морозного климата недавнего прошлого. На приозерных равнинах Сонкуля и Чатыркуля, в долинах рек Арабельсу, Карасай, Бельтепши, Султансары и других распространены иловато-торфянистые озерно-болотные верхнеголоценовые образования, формирующиеся в условиях высокогорной тундры. В береговой зоне Иссык-Куля происходит отложение извести в виде корок, пленок и цемента песков и галечников пляжа, переходящих в песчаники и конгломераты.

В Западном Прииссыккулье, в Чуйской и Тарагайской впадинах незначительно распространены золовые пески, образующие кустовые бугры, невысокие гряды и дюны. Аналогичные золовые образования в форме бугров высотой от 1—2 до 6—8 м отмечены в Алайской долине.

На крутых склонах гор в голоцене образуются мощные шлейфы осыпей, в перигляциальной зоне формируются курумы и натечные террасы, а на более пологих склонах предгорий идет накопление делювиальных лёссовидных суглинков мощностью до 7—8 м с линзами песка и гравия. В обрамлении Новороссийской котловины у северного подножья Кунгей-Алатау известен обвал, возникший при землетрясении 4. I. 1911 г. (Богданович и др., 1914).

Принадлежность комплекса голоцену определяется находками остатков культуры эпохи неолита, ранней бронзы и средневековья. В делювиальных лёссах юго-западного окончания Атбашинского хребта (пер. Акбиит) А. Г. Черняховским указывается находка *Gamelus bactrianus* L., по Э. А. Вангенгейм, голоценового возраста.

СО Д Е Р Ж А Н И Е

	Стр.
Введение. <i>К. Д. Помазков</i>	7
Физико-географический очерк. <i>Д. Н. Елютин, В. Д. Рязанцева</i>	9
История геологического изучения. <i>Д. Н. Елютин</i>	18
Основные черты геологического строения. <i>В. И. Кнауф и Д. П. Резвой</i>	23
Стратиграфия	38
→ Докембрий. <i>В. Г. Королев</i>	38
Палеозой	74
Кембрийская система. <i>В. И. Гончарова</i>	74
Ордовикская система. <i>Е. И. Зубцов</i>	84
Силурийская система. <i>Р. Е. Риненберг, А. Е. Довжиков</i>	107
Девонская система. <i>А. А. Малыгина, Т. А. Додонова</i>	126
Каменноугольная система	149
Нижний отдел. <i>Б. В. Полярков</i>	149
Средний отдел. <i>Л. А. Эктова, Г. Л. Бельговский</i>	170
Верхний отдел. <i>Г. Л. Бельговский</i>	183
Пермская система. <i>Г. Л. Бельговский</i>	190
Мезозой	200
Триасовая система. <i>Т. Н. Сикстель</i>	200
Юрская система. <i>Ю. М. Кузичкина</i>	208
Меловая система. <i>З. Н. Пояркова</i>	224
Кайнозой	236
Палеоген Южной Киргизии. <i>Г. П. Крейденков, В. А. Распопин</i>	237
Неоген Южной Киргизии. <i>Д. Н. Елютин, Л. С. Лукина</i>	250
Палеоген и неоген Северо-Восточной Киргизии. <i>Л. И. Турбин, Н. В. Александрова, А. Г. Конюхов</i>	256
Четвертичная система. <i>Л. И. Турбин, Н. В. Александрова, А. Г. Конюхов</i>	268
Приложения — вкладки таблиц: 4, 5, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 13, 14, 18, 21, 23, 24, 25	

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XXV

Киргизская ССР

Геологическое описание

Книга 1

Редактор издательства *М. Д. Мирзоева*

Технический редактор *А. Г. Иванова*

Корректор *Л. В. Сметанина*

Сдано в набор 22/VII 1971 г.

Подписано в печать 1/III 1972 г.

Формат 70×108^{1/16}.

Печ. л. 28,9 с 16 вкл.

Усл. печ. л. 40,46.

Т-04168.

Бумага № 1 и офсетная.

Индекс 3—4—1.

Уч.-изд. л. 39,29.
Заказ 762/11231—1.

Тираж 1500 экз.

Цена 4 р. 51 к. с прилож.

Издательство «Недра». Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.

Ленинградская картфабрика ВАГТ

