

**СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ
И ИНТРУЗИВНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИЗКИ**

1

ФРУНЗЕ 1982

ОТ РЕДАКТОРА

XXVI съезд КНДС поставил перед геологами страны задачу усилить поиски и разведку месторождений полезных ископаемых, обеспечить в одиннадцатой пятилетке ускоренное развитие работ по геологическому изучению территории СССР, увеличению разведанных запасов минерально-сырьевых ресурсов. В Основных направлениях экономического и социального развития СССР, утвержденных съездом, в Киргизии предусмотрено проведение научно-исследовательских и проектно-испытательских работ по комплексному исследованию минерально-сырьевых, земельных, водных и энергетических ресурсов в Иссык-Кульской области и в районах Чуйской долины.

Для эффективного проведения геолого-поисковых, научно-исследовательских и проектно-испытательских работ Управлением геологии Киргизской ССР создана Геологическая карта Киргизии масштаба 1:500000 (главный редактор карты С.А.Игембердиев, ответственный редактор К.О.Осмонбетов, 1982 г.), отвечающая современному уровню геологической изученности территории республики. При составлении карты и легенды к ней наряду с подразделениями общей стратиграфической шкалы были в основном использованы местные подразделения - серии и свиты для стратифицированных образований, комплексы и фазы - для интрузивных. Это позволило отразить на карте достаточно мелкие и конкретные единицы, легко устанавливаемые и прослеживаемые при полевых геолого-съёмочных работах. Поэтому легенда может быть использована при составлении легенд к картам более крупного масштаба, а геологическая карта может служить основой для создания специализированных карт (полезных ископаемых, металлогенических, тектонических формаций, геофизических и др.), а также для прогнозно-металлогенических и других обобщений, обеспечивающих научно обоснованное направление поисковых работ.

В настоящей работе изложены результаты обобщения обширной информации по стратиграфии и магматизму территории республики, накопленной к настоящему времени многими геологическими организациями, главным образом Управлением геологии Киргизской ССР.

Дано систематическое описание всех местных подразделений осадочных, эффузивных, интрузивных и метаморфизованных образований

Киргизии. Работа представляет современную, наиболее полную сводку по основным вопросам стратиграфии и магматизма Киргизии и является справочным руководством.

Основная геологическая информация, приведенная в предлагаемой объяснительной записке, взята из геологосъемочных и тематических работ геологов Киргизии, нами использованы сведения из XXV тома "Геологии СССР" (Киргизская ССР), а также из литературы, приведенной в конце книги.

Фамилии геологов, изучавших стратиграфию, органические остатки и магматизм, указаны в соответствующих разделах при описании серий, свит и комплексов. Там же приведены фамилии палеонтологов, определявших органические остатки. Ссылки отсутствуют в случаях, когда сведения заимствованы из опубликованных работ. Нами использованы в основном результаты исследований следующих авторов:

В.Б.Аверьянов, А.С.Аделунг, М.М.Адышев, М.А.Акматов, В.В.Аксененко, И.В.Александров, Ю.К.Алексеев, А.В.Алексеев, В.М.Андреев, Н.А.Аносова, В.Н.Апполонов, Ю.А.Арапов, А.В.Артемов, З.П.Артемова, Б.А.Асаналиев, В.П.Астраханцев, А.Бадемилов, Г.Н.Баженова, Э.Б.Байбулатов, А.Б.Бакиров, С.Н.Баногин, Г.Л.Бельговский, Л.Н.Белькова, Ф.Р.Бенш, Г.С.Биске, А.В.Березанский, О.И.Богущ, Б.Д.Болгарь, Н.И.Бондарь, В.Ф.Бородаенко, М.И.Брик, В.Г.Буров, В.С.Буртман, Л.В.Василенко, А.К.Васильев, И.П.Васильковский, В.А.Вахрамеев, Я.С.Висъневский, Г.И.Вишун, И.И.Войтович, В.И.Волгин, А.А.Волкова, А.Г.Вологдин, А.Б.Вонгаз, Р.Д.Гаврилин, И.В.Галицкая, Р.З.Генкина, М.Д.Гесь, А.И.Гончаров, Е.Н.Горецкая, В.Б.Горянов, В.Е.Глубоковских, О.М.Григина, П.Г.Григоренко, В.А.Грищенко, О.Н.Грязнов, Ф.Г.Гуламов, А.В.Дженчураева, А.Е.Довжиков, Т.А.Додонова, В.Н.Долматов, Н.И.Дорошенко, М.Ф.Доронкин, Н.В.Дренов, А.В.Ждан, А.Г.Жильцов, Н.В.Житков, В.П.Жук, Ю.В.Жуков, П.В.Зайд, Е.П.Зайченко, Т.С.Замалетдинов, В.М.Захарова, Л.И.Захаров, А.Д.Захаров, М.Б.Зима, Б.И.Злобин, Е.Н.Зубцов, Е.Н.Зубцова, М.Б.Иванов, Г.В.Иванов, Г.Е.Игнатов, Р.М.Израилева, В.А.Иордан, В.С.Казначеев, Г.Б.Казмин, Д.А.Казимиров, Г.А.Каледа, Е.И.Карпович, Э.К.Карымшаков, Н.С.Каткова, А.Х.Кафарский, Ш.К.Качаганов, Н.В.Кегель, О.И.Ким, В.В.Киселев, В.И.Киселев, В.Ф.Климов, В.Л.Клишевич, В.Я.Клипенштейн, В.И.Кнауф, В.В.Козлов, В.Ф.Козицкий, М.Т.Козицкая, Г.Н.Кокарев, В.И.Колесников, В.А.Колесников,

Н.С.Комишан, А.А.Конюк, А.Г.Конюхов, В.Г.Королев, О.С.Корнев, Н.Н.Костенко, В.И.Котельников, Н.М.Кривичина, А.Я.Крылов, И.Н.Крылов, Л.Н.Кугураков, Е.Н.Кудлей, Ю.Е.Кудрявцев, М.П.Кузнецов, К.В.Курдюков, М.М.Кухтиков, Л.В.Кушнарь, А.Г.Ласовский, В.Ф.Левченко, В.Л.Лелешус, С.А.Лесков, Л.С.Либрович, С.В.Литовчак, А.Ф.Лопин, А.А.Луик, В.П.Лунев, Э.М.Ляшкевич, А.М.Ляченко, А.С.Макаров, В.А.Макаров, Г.И.Макарычев, Э.Макашев, Р.А.Максумова, Э.И.А.Марушкин, В.Е.Матыченков, И.Е.Медведева, В.Я.Медведев, И.А.Мезгин, Е.Б.Мерлич, А.Д.Миклухо-Маклай, П.П.Мисюс, А.С.Михайлов, Л.Н.Мозолов, А. Недовизин, А.В.Нефедов, В.М.Новосельцев, Э.Ф.Ногаев, В.В.Овчинников, В.Н.Огнев, Л.Н.Орлов, А.Е.Осетров, К.О.Осмонбетов, В.Н.Охотников, М.М.Парфенюк, Л.Л.Перчук, П.И.Петрикин, В.П.Петров, В.А.Платонов, К.Д.Помазков, А.В.Попов, Г.С.Портняков, Б.В.Поярков, М.М.Пуркин, И.В.Пыжьянов, А.Г.Разбойников, А.В.Разваляев, Д.П.Резвой, Р.Е.Риненберг, В.М.Рожанец, В.И.Рубцов, М.Л.Рыбкин, Ш.Ш.Сабдошев, В.И.Савельева, И.Садыхаасов, К.К.Сагындыков, В.М.Сасов, В.С.Сафин, Л.П.Свиренко, В.А.Северцов, Б.В.Семенов, Г.И.Семенов, Д.К.Семилетов, Т.А.Сикстель, С.Н.Симаков, Н.М.Синицын, В.П.Скворцов, И.И.Солошенко, Ю.А.Сорокин, Д.А.Старшинин, Л.А.Статина, М.А.Степаненко, Е.А.Степанов, И.Ю.Стрельцов, К.И.Суликаев, Н.Ю.Суюнбаев, Ю.А.Талашманов, А.Ф.Тарасов, С.А.Тарасов, И.Л.Тесленко, А.Н.Тихомиров, А.К.Трифонов, В.И.Тольский, Л.И.Турбин, В.П.Турчинский, Ю.М.Тюленев, Р.С.Узбеков, Ю.М.Феоктистов, Б.Г.Фокин, Л.В.Фомиченко, Н.Л.Халтурин, Ю.Н.Хмельев, В.Ф.Храмков, Е.В.Христов, М.П.Христова, Н.М.Чабдаров, О.К.Чадия, А.А.Черепанов, Г.М.Черкасов, В.П.Чернышук, Р.Я.Шабаев, К.С.Шашкин, Д.М.Шендерович, В.И.Шванов, Г.Г.Шилов, Н.Ф.Шинкарев, Г.М.Шупленков, Л.М.Эктова, А.В.Яговкин, В.М.Язовский, Г.А.Ярушевский, Б.В.Яскович и др.

Характеристика стратифицированных подразделений и интрузивных комплексов дана в порядке перечисления их в легенде к геологической карте. При описании геологических образований после перечисления мест распространения цифрой в скобке обозначены номера геолого-географических районов, в которых развиты данные образования. Районы показаны на схеме расположения геолого-географических районов и интрузивных массивов, приложенной к Геологической

карте. Многие из выделенных районов соответствуют структурно-формационным зонам. Они объединяются в группы, окрашенные различными оттенками одного цвета и соответствующие основным геолого-структурным регионам Киргизии: Северному, Срединному и Южному Тянь-Шаню. В условных обозначениях к схеме районирования приведены номера и названия районов и интрузивных массивов.

Работа выполнена Управлением геологии Киргизской ССР совместно с Всесоюзным ордена Ленина Научно-исследовательским геологическим институтом (ВСГЕИ), Академией наук Киргизской ССР и Ленинградским ордена Ленина и ордена Трудового Красного знамени Государственным университетом имени А.А.Уданова, Организационная работа по составлению монографии выполнена Ю.В.Луковым и Р.М.Израйлевой. Редактирование работы осуществлено редакционной коллегией под руководством К.О.Осмонбетова.

КРАТКИЙ ОЧЕРК ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ КИРГИЗИИ

Одной из самых характерных черт геологического строения Киргизского Тянь-Шаня, на которую обратили внимание еще первые исследователи, является наличие двух мегакомплексов слагающих его горных пород. Нижний из них представлен интенсивно дислоцированными разнообразными осадочными, магматическими и метаморфическими породами допалеозойского и палеозойского возрастов, а верхний — слабо метаморфизованными и просто дислоцированными преимущественно континентальными осадочными толщами мезозоя и кайнозоя. Толщи нижнего мегакомплекса слагают многочисленные хребты Тянь-Шаня и фундамент межгорных впадин, а мезокайнозойские отложения выполняют межгорные и предгорные впадины. Некоторые отступления от этого общего плана размещения разновозрастных образований имеются только на востоке Ферганского и в Заалайском хребтах, где мезокайнозойские толщи дислоцированы и образуют внутреннюю структуру названных хребтов. Еще в довоенные годы С.С.Шульцем было показано, что пространственное размещение упомянутых разновозрастных мегакомплексов обусловлено неотектоническими движениями, сформировавшими крупные антиклинального типа поднятия-хребты и синклиналильные структуры-впадины. Таким образом, хребты и впадины являются типичными морфоструктурами, т.е. выраженными в рельефе тектоническими структурами.

Латеральная изменчивость осадков верхнего мегакомплекса была отмечена в начале текущего века ранними исследователями геологии Тянь-Шаня (И.В.Мушкетов, Д.И.Мушкетов, В.Н.Вебер и др.). Наиболее наглядно она проявилась в наличии на юге Киргизии, в Ферганской впадине и ее горном обрамлении, осадков с остатками морских организмов, свидетельствующих об их поздне меловом и палеогеновом возрасте, и полном отсутствии морских отложений в мезокайнозойских разрезах на севере республики.

Значительно большего труда и времени потребовало выявление глубоких различий в геологическом строении (типах разрезов, возрасте толщ, характере и возрасте складчатости и магматизма) районов развития допалеозойских и палеозойских образований нижнего

мегакомплекса. Впервые на эти различия и их значение для понимания истории геологического развития Средней Азии обратил внимание Д.В.Наливкин, указавший на присутствие в пределах Тянь-Шаня и Памира разновозрастных складчатых сооружений ("складчатых дуг"), занимающих закономерное положение в региональной структуре. Тем самым им было положено начало тектоническому районированию среднеазиатского региона.

Идея о тектонической зональности в довоенные годы была развита и всесторонне обоснована в трудах В.А.Николаева, В.И.Попова, А.В.Пейве, заложивших основы структурно-формационного подхода к тектоническому районированию. В результате этих работ возникло представление о каледонидах Северного Тянь-Шаня и герцинидах Южного Тянь-Шаня. В.И.Попов показал необходимость выделения складчатой системы Среднего Тянь-Шаня, лежащей между каледонидами и герцинидами и отличающейся от них историей своего развития. В последующие годы представление о необходимости обособления Среднего Тянь-Шаня от герцинид Южного Тянь-Шаня и выделения его в ранге самостоятельной складчатой системы было подтверждено работами Е.И.Зубцова и В.Г.Королева. В довоенные и в первые послевоенные годы названными и другими исследователями (Н.М.Синицын, Д.П.Резвой, В.Н.Огнев, А.В.Пейве) была показана тектоническая природа границ между разновозрастными складчатыми системами и обоснованы понятия о глубинных и краевых разломах.

Накопление знаний по геологии Тянь-Шаня позволило выявить разновозрастность элементов его структуры. Наряду со структурными элементами, сформировавшимися при складчатости и инверсии частных геосинклинальных прогибов, были выделены различных размеров глыбы древних пород фундамента, которые испытывали длительное воздымание. Разновозрастные тектонические подразделения получили наименования складчатых или тектонических зон и подзон.

Схемы тектонической зональности и разработка принципов их построения были даны Н.М.Синицыным, В.Н.Огневым. Дальнейшая теоретическая разработка этой проблемы и создание схем тектонического районирования территории всей Киргизии или значительных ее частей выполнены Д.П.Резвым, А.Е.Довжиковым, Е.И.Зубцовым, В.Г.Королевым, В.И.Кнауфом, Л.В.Вонгазом, А.Б.Бакировым, В.В.Киселевым,

Ю.В.Жуковым, Г.С.Поршняковым, Е.В.Христовым, И.И.Войтовичем и другими геологами.

Для обобщенной характеристики основных черт геологического строения Киргизии представляется целесообразным воспользоваться наиболее общей схемой тектоники этой территории и дать описание геологии складчатых систем Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня.

Складчатые сооружения Северного Тянь-Шаня слагают территорию северной части республики, отличающуюся широким развитием допалеозойских и нижнепалеозойских магматических и осадочно-вулкано-генных образований. Подчиненная роль принадлежит средне- и верхнепалеозойским отложениям, которые несогласно залегают на древних толщах. Основная складчатость каледонская.

Южная граница каледонид Северного Тянь-Шаня тектоническая. Она была намечена В.А.Николаевым и получила от него наименование Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня ("линия" Николаева). На севере северо-тянь-шаньские каледониды выходят за пределы административной границы республики и также тектонически соприкасаются с сооружениями Ерменьтау-Зайлийской системы Казахстана (В.Ф.Беспалов).

Наиболее древними породами в пределах Северного Тянь-Шаня являются архейские (?) гнейсы, слюдяные сланцы, мраморы с линзовидными телами амфиболитов и эклогитов актюэской свиты, радиогенный возраст которых 2,8 млрд. лет. Более высокое положение в разрезах метаморфических толщ принадлежит многочисленным свитам, которые по ряду прямых и косвенных данных относят к нижнему протерозою (радиогенные определения, геологические взаимоотношения, наличие характерных для них пород в гальках вытекающих рифейских толщ). Далеко не всегда рассматриваемые свиты слагают непрерывные серии с достоверно устанавливаемой последовательностью в разрезах. Часто нижнепротерозойские свиты тектонически и территориально обособлены, что препятствует их уверенной корреляции между собой.

В составе нижнепротерозойских свит отмечаются, с одной стороны, продукты метаморфизма пород основного состава (амфиболиты, амфиболовые, амфибол-биотитовые сланцы), а с другой – широко развиты регионально метаморфизованные осадочные породы (графитистые

сланцы, мраморы, кварциты), нередко содержащие зерна обломочного кварца, циркона и других минералов.

К нижнему протерозою на геологической карте отнесен ряд массивов основных, ультраосновных и гранитоидных пород. Учитывая эти факты, можно полагать, что в течение рассматриваемого промежутка времени происходила неоднократная смена эпох тектоно-магматической активизации, эпох деструкции, стабилизации и размыва возникшей сиалической коры. Существующий материал пока не позволяет восстановить палеотектонические обстановки и решить вопрос о том, были ли связаны эти эпохи с собственно геосинклинальными условиями развития или образованием рифтовых комплексов на древних платформе. Нет ясности и в установлении количества таких эпох.

Широкое распространение в Северном Тянь-Шане имеют нижне- и среднерифейские толщи. К нижнему рифею условно относят толщу порфириров. Выше лежащие мощные кварцито-известково-сланцевые толщи содержат строматолиты среднерифейского возраста. Терригенно-карбонатные отложения среднего рифея характеризуются низкой степенью метаморфизма (филлиты) и устойчивым в целом формационным обликом, хотя мощности их и конкретные наборы свит в частных разрезах заметно различны. В нижних горизонтах среднерифейских отложений нередко обнаруживаются продукты размыва метаморфических пород нижнего протерозоя.

Среднерифейские отложения, в отличие от более древних, занимают большие площади, в пределах которых слагают крупные структуры, простирающиеся в общетянь-шаньские - они образуют субширотную слабо выпуклую к югу дугу. Стиль дислоцированности различен: в Киргизском и Терскойском хребтах он более прост (моноклиналия, крупные куполовидные структуры), а в Таласском отмечены сложные, вплоть до веерообразных, складки.

Большинство исследователей геологии Тянь-Шаня считают, что нижнерифейская (?) порфиритовая формация относится к числу орогенных. Ее образование связывают с активизацией эпикарельской платформы. Меньше единодушия в вопросе о характере тектонического режима среднерифейского времени, который одними геологами определяется как режим подвижной платформы, другими - как многоосинклинальный или парагеосинклинальный. Бесспорно только, что ни в ран-

нем, ни в среднем рифее не происходило существенной деструкции эпикарельской платформы, в пользу чего говорит отсутствие сколь-ко-нибудь значительных следов базальтоидного магматизма.

Анализ формаций верхнерифейских и вендских отложений указывает на значительную дифференциацию тектонических движений в это время. Намечаются районы развития различных типов разрезов верхнерифейско-вендских толщ. В Таласском районе практически весь их разрез представлен свитами терригенных и терригенно-карбонатных пород, а в районах Киргизского, Терскойкой хребтов, бассейне Чонкемина в низах разрезов верхнего рифея залегают мощные толщи основных эффузивов, пирокластов, кремней (ашутурукская, терекская, терская, ичесуйская свиты и их возрастные аналоги). Для образований рассматриваемого промежутка времени характерно не только появление спилито-диабазовых толщ начальных этапов развития эвгеосинклиналей, но и первых для Северного Тянь-Шаня молассоидных формаций - терригенных и вулканогенно-терригенных (кызылбельская, курганская свиты). Важно также подчеркнуть, что в позднем рифее-венде неоднократно проявлялась интрузивная деятельность. На геологической карте отражена широкая гамма интрузий, начиная от глубинных основных и ультраосновных, а также их кислых дифференциатов плагиогранитного ряда до типично внутрикоровых анатектических гранитоидов. Таким образом, в позднем рифее-венде на территории Северного Тянь-Шаня устанавливался геосинклинальный режим, характеризовавшийся высокой дифференцированностью движений, различиями в ходе осадконакопления и вулканизма, свойственными различным тектоническим зонам. Замыкание геосинклинальных прогибов связано с байкальской эпохой складчатости и приходилось на вендское время.

Из сказанного следует, что при выборе перспективных поисковых площадей в пределах развития верхнерифейско-вендских толщ следует учитывать закономерности размещения месторождений, установленные наукой и практикой для геосинклинальных складчатых областей. В районах же развития более древних толщ использование таких закономерностей очевидно будет не оправданным.

Каледонский этап формирования структуры Северного Тянь-Шаня начался в раннем кембрии. План размещения раннепалеозойских бас-

сейнов осадконакопления, областей поднятия и размыва в главных чертах сохранился от предыдущего, байкальского этапа.

В раннем палеозое формирование главной массы осадочных и осадочно-вулканогенных толщ происходило в Таласском, Киргизско-Терскойском, Кара-Балтинском, Заилийском районах. Нижнепалеозойские разрезы названных районов резко различны. В Таласском районе весь разрез нижнего палеозоя (бешташская свита кембрия-среднего ордовика) представлен толщей известняков мощностью около 2 км, несогласно залегающей на дислоцированных верхнепротерозойских отложениях. Более сложные разрезы нижнего палеозоя в Киргизско-Терскойском и Кеминском районах. Нижним членом их являются толщи в общем слабо дифференцированных основных эффузивов (спилиты, диабазы, андезиты-базальты), их туфов, хрешней, редких песчаников и известняков. В них известны редкие находки нижнекембрийских водорослей и радиолярий. Мощность вулканогенной толщи нижнего кембрия изменчива и достигает 2000-3000 м. На ней со следами размыва в основании лежит своеобразная толща граувакковых песчаников, туфов, конгломератов, местами включающая покровы порфириров и мощные рифы известняков, содержащих органические остатки среднего кембрия - нижнего ордовика. Мощность граувакковой формации в среднем около 2000-2500 м.

Более высокое положение в разрезах занимает флише-молассовая серия, в типичном случае состоящая из двух членов: нижнего, представленного зелено-серыми песчаниками и сланцами, иногда ритмично слоистыми, и верхнего - пестроцветных и красноцветных гравелитов, песчаников, алевролитов, венчаемых грубыми конгломератами (чонкаиндинская, карасайская, карамойнокская свиты и их аналоги). Возраст нижнего члена серии - средний ордовик, а верхнего - верхний ордовик. Мощности соответственно составляют до 2000 и 1500-2000 м.

Из приведенного описания видно, что нижнепалеозойские толщи указанных районов представляют типичный ряд эвгеосинклинальных формаций, характерных для участков интенсивного прогибания и раздробления допалеозойского основания. Однако в районах Актоза, Кендыктаса, горного обрамления Иссык-Куля встречаются и заметно отличные разрезы нижнего палеозоя, характеризующие районы древних поднятий. В хребтах Кунгей и Терской Алатоо известны разрезы, в

которых флише-мочассовый комплекс среднего- верхнего ордовика за-
легал непосредственно на дислоцированных докембрийских образова-
ниях и имеет суммарную мощность примерно в два раза меньшую, чем
в районах интенсивного прогибания. Аналогичные соотношения между
нижнепалеозойскими и докембрийскими отложениями предполагаются в
Заилийском районе. Особенностью нижнепалеозойских отложений в пре-
делах раннепалеозойских поднятий, кроме указанных, является обога-
щение ордовикских разрезов продуктами андезитового вулканизма,
вплоть до появления существенно вулканогенных свит (шыргыйская,
коксуйская, токайлинская). Ордовикские вулканы возникли, видимо,
не только на древних поднятиях, сложенных преимущественно докем-
брийскими образованиями, но и на раннекаледонских (предсреднеор-
довикских) внутригеосинклинальных поднятиях (утмекская толща).

Отмеченные особенности строения и залегания нижнепалеозой-
ских толщ позволяют воссоздать в общих чертах палеотектоническую
обстановку формирования каледонской структуры Северного Тянь-Шаня.

В раннем палеозое Северный Тянь-Шань являлся сложной геосин-
клинальной системой, включающей ряд прогибов и поднятий. На севе-
ре рассматриваемая система отделялась от Бременьтау-Заилийской
геосинклинали глыбовыми поднятиями, внутренняя структура которых
была создана в допалеозое. Система глыб, слагающих это поднятие,
большинством геологов рассматривается в ранге каледонского сре-
днего массива. Разными авторами в качестве самостоятельных сре-
дних массивов с собственными наименованиями выделяются либо от-
дельные глыбы: Муңкумский, Чуйский, Заилийский, Иссык-Кульский
частные массивы, - либо вся система названных глыб рассматривает-
ся в качестве единого Муңкумо-Наратского массива. Применение
последнего наименования мотивируется тем, что Иссык-Кульская глы-
ба выходит на восток за пределы нашей страны и находит продолже-
ние в хр. Нарат (китайский Тянь-Шань). Средний массив в раннем
палеозое подвергся переработке с образованием наложных прогибов,
в которых формировались покровные вулканогенно-осадочные толщи
изменчивой мощности и стратиграфического объема.

К югу от среднего массива располагался Киргизско-Терской-
ский эвгеосинклинальный прогиб, имевший, по-видимому, рифтовую
природу. На юго-западе (Таласский район) на относительно поднятом

байкальском складчатом основании развивался своеобразный карбонатный прогиб.

В начале аргонизма в центральных частях Киргизско-Терской складчатости появились морфологически выраженные раннекаледонские складчато-глыбовые поднятия Манбалынского и Бурханского антиклинориев. Накопление ордовикских флише-молассовых комплексов происходило в частных прогибах, сместившихся к периферии от ногообразованных поднятий и частично охвативших прилегающие части срединного массива (Кара-Балтинский, Джергаланский частные прогибы) и краевые геосинклинальные поднятия (Сусамыро-Долонский прогиб). Флише-молассовые толщи частных прогибов образуют простые, в общем, крупные необраченные синклиналильные структуры.

Генеральные простирания каледонид Северного Тянь-Шаня образуют полого выпуклую к югу дугу, облегающую южный край срединного массива. В соответствии с этим на западе республики простирания их северо-западные, в центральной части - субширотные, а на востоке - восток-северо-восточные.

В Северном Тянь-Шане широко представлены интрузии каледонского этапа тектогенеза, среди которых наибольшее значение имеют гранитоиды.

В качестве древних (кембрийских) выделены ультраосновные и основные интрузии каракаттинского и таштамбекторского комплексов. К первому из них относятся небольшие тела апонеридотитовых серпентинитов и габбро, тяготеющие к полям развития кембрийских основных эффузивов. Контакты серпентинитовых тел обычно несут следы тектонических подвижек и могут относиться к числу протрузий или тектонических отторженцев. Габбро, габбро-нориты, габбро-диориты и диориты таштамбекторского комплекса, как правило, образуют дайковидные тела, но интрузивная природа некоторых массивов ставится под сомнение.

Следующую возрастную группу представляют массивы нижнеордовикских кварцевых диоритов, гранодиоритов, плагиогранитов, тоналитов, монзонитов, сиенито-диоритов. Массивы этой группы невелики: наиболее крупные из них занимают площадь до 300-600 км², в большинстве же случаев не превышают нескольких десятков квадратных километров.

По распространенности и размерам массивов ведущее значение принадлежит интрузиям позднеордовикских гранитоидов. Интрузии этого возраста многофазные. В качестве первой фазы выделяются диориты и габбро-диориты, затем следуют гранодиориты и граниты, слагающие основную массу плутонов и, наконец, лейкократовые (иногда щелочные) граниты. Последние по возрасту относятся уже к силуру.

Из приведенных данных следует, что интрузивная деятельность в Северном Тянь-Шане достаточно четко увязывается с основными этапами становления каледонид. На этапе заложения и развития рифтовых прогибов формировались небольшие основные и ультраосновные интрузии (и протрузии). Этап становления раннекаледонских поднятий сопровождался внедрением плагиогранит-гранодиорит-монцонитовых интрузий, образующих тела малых и средних размеров и, наконец, орогенный этап - формированием огромных плутонов гранитоидов. В соответствии с этим отмечается и преимущественная приуроченность интрузий среднего и позднего этапов к структурно-выраженным конседиментационным поднятиям.

Следует обратить внимание на эволюционную сторону в развитии магматизма от глубинных мантийных основных магм с их производными дифференциатами (плагиограниты, монцониты) к гранитоидному корово-му магматизму. Развитие последнего обусловлено интенсивным прогревом и плавлением сформировавшегося к этому времени вещества мощного осадочно-вулканогенного слоя земной коры.

Вещественным выражением средне-позднепалеозойской стадии развития каледонид Северного Тянь-Шаня являются толщи эпикаледонского орогенного структурного этажа. От каледонского складчатого основания он отделен поверхностью регионального несогласия и залегает на нем различными своими горизонтами. Наиболее полные разрезы этого этажа сохранились в депрессиях, где мощность слагающих его осадков достигает 6000-7000 м (Шамсинский район). На прилегающих к депрессиям конседиментационных поднятиях отмечаются стратиграфически неполные разрезы среднего-верхнего палеозоя мощностью в первые десятки и сотни метров; нередко осадки этого возраста здесь отсутствуют. Наблюдения за изменчивостью мощностей и фаций осадочных толщ описываемого структурного этажа показывает, что возникновение депрессий и поднятий связано с дифференциальными подвижками

блоков каледонского основания.

Сводный разрез эпикаледонского структурного этажа включает осадочные и вулканогенные свиты, занимающие возрастной интервал от девона до нижней перми. Нижний подэтаж (нижний- низы верхнего девона) сложен вулканогенными свитами, среди которых по составу различают преимущественно липаритовые, андезитовые, андезит-базальтовые. В толще эффузивов присутствуют не выдержанные по простиранию пачки песчаников, гравелитов, конгломератов, иногда обособляющиеся в самостоятельные литостратиграфические подразделения (каракольская свита). Непрерывные разрезы с полным набором свит редки. Вулканогенно-осадочные образования нижнего подэтажа формировались в наземных условиях, о чем свидетельствуют преимущественно красноцветная окраска осадочных пород, характер косой слоистости и наличие флористических остатков, по которым и определяется геологический возраст.

Средний подэтаж (верхи верхнего девона - башкирский ярус) представлен преимущественно терригенными континентальными и морскими отложениями. Известняки с остатками морской фауны фамена, визе и нижнего башкира присутствуют в виде относительно маломощных горизонтов, занимающих непостоянный стратиграфический уровень и входящих в состав карбонатно-терригенных пестроцветных иногда гипсоносных пачек и свит. В Шамсинском и Топском районах среди карбонатно-терригенных пачек встречается туфы, туффиты. Основную массу отложений среднего подэтажа составляют конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты, при этом в разрезах доминируют песчаники и алевролиты. Преобладающая окраска пород красноцветная, но в "глубоких" депрессиях (Шамсинская, Терекская), где широко представлены осадки древних дельт, породы сероцветные и зеленовато-серые, часто с остатками растений. Полные и непрерывные разрезы рассматриваемого подэтажа типичны для "глубоких" депрессий и приразломочных прогибов. В краевых частях депрессий и на прилегающих поднятиях они стратиграфически неполные с сокращенными мощностями отложений. На размытой поверхности поднятий каледонского основания в разных местах обнаруживаются породы различных стратиграфических уровней: верхнего девона, среднего или верхнего визе, нижнего башкира.

Верхний подэтаж образуют отложения среднего карбона - нижней перми. В их составе преобладают красноцветные песчаники и конгломераты, а в Шамкинском районе - озерно-болотные сероцветные песчаники, черные углисто-глинистые сланцы и алевролиты с остатками лопатоногих и отпечатками растений (ортокская свита). В ортоксской свите отмечаются покровы порфиров, липаритовых порфиров и их туфы. Верхним членом разрезов верхнего подэтажа является ашукольторская свита трахибазальтовых и дацитовых порфиров, липаритовых порфиров с подчиненными горизонтами песчаников и алевролитов, содержащих споро-пыльцевые комплексы перми.

Интрузивные образования эпикаледонского этапа слагают сравнительно небольшие массивы и дайкообразные тела. Часть из них отчетливо связана с эпохами излияний и входит в состав вулканоплутонических комплексов. Так, с девонскими вулканитами ассоциируют граносиениты, сиенито-диориты, граниты и гранодиорит-порфиры субинтрузивных фаций. Субинтрузивную фацию ашукольторской свиты представляют небольшие тела габбро и габбро-диоритов. Наиболее значительные по размеру массивы (до первых сотен км² в горах Кызыл-Омпул и Сандык образуют многофазные интрузии пермского возраста, сложенные монцититами, сиенитами, граносиенитами и гранитами.

В Северном Тянь-Шане известны многочисленные рудопроявления и месторождения полиметаллов, меди, олова и редких металлов. Большинство рудных проявлений связывается с позднепалеозойским магматизмом, хотя известны проявления каледонской и более древней металлогении (медь, олово, золото, молибден), которые изучены пока недостаточно. Наличие этих проявлений еще не получило и достаточной научной оценки. Следует упомянуть также залежи арсениопирита и серного колчедана в древних толщах горного обрамления Таласской впадины. Из нерудных полезных ископаемых в Северном Тянь-Шане эксплуатируются месторождения строительных и облицовочных материалов. Термальные и минеральные воды используются пока в основном в бальнеологических целях, но перспектива их как источников тепла оценивается высоко.

Складчатая система Среднего Тянь-Шаня в территориальном отношении занимает место между каледонидами Северного и герцинидами Южного Тянь-Шаня. К ней относятся Нарынский, Сонкульский и Чаткальский районы, принятой в настоящей работе схе-

мы геолого-географического районирования. Геологическими границами Срединного Тянь-Шаня на севере являются разломы "линии" Николаева, на востоке и юге - Атбаш-Иштылекский разлом и Ферганское звено Таласо-Ферганского разлома, на западе - Атойнакский и Западнo-Карасуйский разломы.

Срединный Тянь-Шань характеризуется относительно неглубоким залеганием древнего догеосинклинального гранито-гнейсового основания и устойчивым в целом строением позднедокембрийских и палеозойских разрезов на значительных площадях.

Видимое основание срединно-тянь-шаньских разрезов слагают гнейсы, слюдяные сланцы, амфиболиты, мраморы нижнего протерозоя (толщи Куйло, Малого Нарына) или, наиболее распространенные, непотерозойские (?) гранитоиды бешторского и сарыджазского комплексов. На них несогласно, со следами размыва покоится мощный комплекс рифей-вендских образований. Комплекс включает две разделенные поверхностью размыва серии: рифейскую порфиридов и метаосадочных пород Большого Нарына и верхнюю - вендскую - тиллитов, тиллитоподобных конгломератов, сланцев и песчаников с горизонтами и пачками железистых сланцев. Порфиновый комплекс нижней серии рассматривается большинством геологов в качестве субплатформенного или геосинклинального орогенного чехла, а вендский - как молассовый, синхронный формированию байкалид в Северном Тянь-Шане.

Залегающие выше нижнепалеозойские отложения имеют переменную мощность: 3000-4000 м. В подошве нижнепалеозойских отложений обнаруживаются следы перерыва в осадконакоплении и, хотя, как правило, они лежат непосредственно на вендском комплексе и дислоцированы конформно с ним, известны случаи непосредственного налегания верхнеордовикских осадков непосредственно на вендские и даже нижнепротерозойские образования (бассейн р.Сарыджаз). Кембро-ордовикские отложения представлены углеродисто-кремнистыми, глинистыми сланцами, известняками. В бассейнах Сарыджаза и Нарына их датируют в пределах кембрий-нижний ордовик, а в бассейне Чаткала - кембрий - средний ордовик (саңдалашская свита). В последнем случае мощность кембро-ордовикского разреза достигает 1000-1500 м, что почти в два раза больше, чем на востоке.

Средний и верхний ордовик представлены преимущественно зеле-

но-серыми и темно-серыми песчано-сланцевыми породами, согласно залегающими на кембро-ордовикских. Только в долине р. Чаткал среди образований этого возраста заметное место занимают диабазы, андезиты и их туфы (чаткальская и авторская свиты). Местами в верхах верхнеордовикских отложений появляются горизонты красноцветных песчаников и алевролитов, а в хр. Байдамтал - мелкогалечных конгломератов (каначуйская свита).

Нижнесилурийские отложения в рассматриваемом регионе выявлены только в Чаткальском хребте, где представлены мощной терригенной толщей с линзами известняков, покровами андезитовых и диабазовых порфиритов. К нижнему-среднему девону относятся андезиты, дациты, липариты, щелочные базальтоиды, образующие небольшие разрозненные поля на востоке региона и в Чаткальском хребте.

Весьма характерными для Срединного Тянь-Шаня являются континентальные красноцветные гравелиты, песчаники и алевролиты толщ кубашской свиты среднего-верхнего девона. Свита залегает на ордовикских толщах со следами перерыва, но с видимым согласием. Региональное несогласие выявляется только при прослеживании контактной поверхности на значительных расстояниях. Более четко несогласие проявлено на древних поднятиях (Сарыджаз, Сандалам). Мощность свиты на поднятиях не превышает нескольких сотен метров, а в прогибах достигает 2000 м.

Более высокой и также весьма характерной для Срединного Тянь-Шаня частью разреза является мощная карбонатная толща фанена-нижнего карбона (местами включающая низы башкирского яруса), согласно лежащая на толщ кубашской свиты. Толща начинается нестрими сланцами, глинистыми комковатыми известняками верхнего фанена, которые сменяются турнейскими доломитами и известняками с кремнями, выше которых лежат разнообразные, богатые органическими остатками известняки. Местами, вблизи конседиментационных поднятий, среди известняков появляются известковые брекчии, песчаники, известково-глинистые сланцы и линзы гипсов. Мощность карбонатной толщи изменяется от нескольких сотен до 3000-4000 м. Минимальные мощности отмечаются на конседиментационных поднятиях (Сарыджаз, Каратерек), максимальные - в прогибах (Присонкулье, Чаткальский хребет). На границе Срединного Тянь-Шаня с каледонидами Северного Тянь-Шаня (Сонкульский район) отмечается обогащение разрезов де-

вон-нижнекаменноугольных отложений терригенным материалом, вплоть до появления преимущественно терригенных толщ (толщи верхнего девона-турне, верхнего турне - нижнего визе, карачаулинская и мустырская свиты нижнего карбона) и свит, содержащих красноцветные песчаники (дунгурминская).

К верхнему палеозою в Срединном Тянь-Шане относятся флише-молассовые толщи позднегерцинских прогибов. Наиболее полно они представлены в хребтах левобережья среднего течения р.Нарын. Суммарная максимальная мощность верхнепалеозойских осадков достигает 3000 м. Верхний палеозой начинается повсеместно присутствующей свитой андезитов, туфов, туфопесчаников нижней части среднего карбона (шаркратминская свита), а в хр.Молдо-Тоо - толщиной пестроцветных песчаников, алевролитов, известняков. На левобережье Нарына залегающие выше отложения (верхнемосковский подъярус - верхний карбон) представлены прибрежно-морскими карбонатно-терригенными фациями. В ряде мест они трансгрессивно залегают на известняках нижнего карбона. В хр.Акшибрияк среди верхнекаменноугольных отложений присутствуют покровы андезитовых порфиритов и их туфов. Вышележащая арпинская свита имеет мощность до 2000 м и сложена флишеподобным чередованием гравелитов, слюдястых песчаников, алевролитов. В ней содержатся прослои известняков с фораминиферами нижней перми. Заканчивается разрез верхнего палеозоя либо грубой обломочной красноцветной толщей, либо вулканогенной молассой, включающей туфы и покровы андезитов, андезито-базальтов.

В Сонкульском районе на пестроцветных отложениях башкирского яруса лежит свита грубых красноцветных песчаников и конгломератов, а венчают разрез пермо-карбонные андезиты и их туфы. В Чаткальском хребте пермские, преимущественно красноцветные отложения залегают на различных горизонтах нижнего карбона.

Приведенное описание срединно-тянь-шаньских разрезов палеозоя и допалеозоя не касалось Кассанского геолого-географического района, принадлежность которого к Срединному Тянь-Шаню не является общепризнанной. Основание видимого разреза здесь образуют амфиболиты, метациабы, слюдяные сланцы, мраморы, условно относимые к нижнему протерозою. Кембро-ордовикских отложений в пределах этого района на территории Киргизии не установлено. Среднеордо-

викский возраст имеют зелено-серые и бурные песчаники, алевриты с редкими покровами порфиринов. Более высокое место в стратиграфической колонке занимает нижнесилурийская песчано-сланцевая толща, включающая горизонты известняков и покровы эффузивов. Выше со следами перерыва в основании располагается толща андезитодацитов, трахиандезитов, туфов и песчаников нижнего-среднего девона. Отложения живетского яруса – верхнего девона, являющиеся возрастным аналогом тьякубашской свиты, залегают трансгрессивно. Основную часть их разреза слагают пестроцветные терригенно-карбонатные отложения, включающие стратиформные залежи полиметаллических руд. Нижний карбон целиком карбонатный и представлен всеми своими ярусами.

Очень специфичны верхнепалеозойские образования рассматриваемого района. Для них характерны большая суммарная мощность, достигающая в пределах Киргизии 5000 м, и вулканогенный состав. Осадочные же образования, преимущественно терригенные с горизонтами известняков, имеют подчиненную роль. Вулканогенная толща расчленена на свиты, занимающие возрастной интервал от среднего карбона до верхней перми включительно (по некоторым авторам, до нижнего триаса). На территории Киргизии эффузивы верхнего карбона не известны, а пермские эффузивно-осадочные образования имеют трансгрессивный характер залегания. По составу эффузивы преимущественно андезитовые и липаритовые. Осадочные отложения, местами обособляющиеся в самостоятельные свиты, характерны главным образом для нижней перми. Они распространены преимущественно в горах Вобзутау и на юге Чаткальского хребта, где залегают трансгрессивно на более древних породах. В долине р.Кассан можно наблюдать частичное замещение пермской осадочной толщи вулканитами.

Сравнение охарактеризованных выше разрезов позднекембрийских и палеозойских отложений из типичных для Среднего Тянь-Шаня Нарынского и Чаткальского районов с разрезами Кассанского района показывает, что они заметно различаются как по стратиграфической полноте, так и по литофациальному набору слагающих их свит. Указанные различия представляются достаточно вескими аргументами в пользу обособления Кассанского района и отнесения его к самостоятельному тектоническому подразделению.

Интрузивная деятельность в Среднем Тянь-Шане имела сравнительно ограниченные масштабы. В допалеозойском фундаменте, вскрытом в бассейне р. Сарыджаз, в верховьях рек Нарын и Чаткал довольно широко развиты раннепротерозойские (?) гранитоиды бешторского и сарыджазского комплексов. К верхнему рифею и венду относят небольшие массивы серпентинитов, диоритов и габбро-диоритов, а предположительно вендскими считаются гранитоиды зексайского комплекса, массивы которых тяготеют к сложной тектонической зоне на стыке Чаткальского и Кассанского районов и скорее принадлежат последнему из них.

Наиболее многообразны герцинские интрузии. Среди них преимущественным распространением пользуются массивы средне-позднекаменноугольных и пермских гранитов, гранодиоритов, сиенитов, сиенито-диоритов. Менее распространены диориты и габбро. Нередко интрузии образуют сложные многофазные комплексы, в которых габбро и диориты слагают тела наиболее ранних фаз, а граниты или сиениты — поздние. К востоку от Таласо-Ферганского разлома, в верховьях рек Чаткал и Садалаш особенностью описываемых интрузивных массивов являются их дайковидные, резко удлиненные формы и явная приуроченность к крупным разломам ("линии" Николаева, Атбаша-Иштычекскому, Ферганскому звену Таласо-Ферганского разлома). В некоторых массивах нарушение дайковидной формы связано с проникновением и растеканием интродуцированной массы вдоль поверхностей межэтажного несогласия (Сонкульский массив).

Масштаб интрузивной деятельности был заметно выше на юге Чаткальского района, где граниты, гранодиориты среднего-позднекарбонového и пермского возрастов занимают значительные площади. Здесь, наряду с приразломными дайковидными интрузиями, широко распространены массивы изометричной и неправильной форм. Характерно появление небольших протрузивных (?) тел серпентинитов и серпентинизированных ультрабазитов.

Еще более значительны масштабы проявления гранитоидных интрузий тех же возрастов в Кассанском районе, где они занимают до половины обнаженной площади. В этом районе заметно расширяется и возрастной диапазон интрузивных проявлений за счет появления тел, представляющих субинтрузивные фации девонских, а особенно перм-

ских и пермско-карбонных вулканитов. Большой размах интрузивной деятельности в Кассанском районе еще раз подчеркивает его специфику и свидетельствует в пользу обособления его при историко-тектоническом районировании.

В бассейне Нарына позднедокембрийские и палеозойские отложения образуют крупные складчатые структуры. На востоке - в верховьях Нарына и в долине Сарыджаза - располагается антиклинорий Большого Нарына, имеющий общее восток-северо-восточное простирание. Примерно на меридиане г.Нарына ось его погружается под молодые осадки Нарынской впадины. Крупное субширотное антиклинальное поднятие располагается в горах Кокирим-Тоо. Толща ордовика, девона и нижнего карбона среднего течения р.Нарын участвует в строении Ачекташского синклинория, который протягивается от гор Нура на востоке до южных склонов Кокирим-Тоо. Внутреннее строение синклинория осложнено многочисленными складками своеобразного "линейно-брахиформного" типа и разломами. По северному его крылу прослеживается серия субширотных надвигов, дающих начало покровам и экзотическим останцам на западе хр.Молдо-Тоо. Покровные структуры рассматриваются как гравитационно-тектонические образования, связанные с деформацией пластичных гипсоносных и мергелистых отложений. Крупный синклинорий, ядерную часть которого слагают флише-молассовые отложения верхнего палеозоя, вскрыт в хр.Диамандаван. Большая часть его погружена под молодые отложения, выполняющие Атбашинскую и Алабутинскую впадины. Простирание осевой линии синклинория на востоке восток-северо-восточное, а на западе - субширотное.

Обращаясь к характеристике общего структурного плана Нарынской части Срединного Тянь-Шаня, следует отметить, что на крайнем востоке вся складчатая система образует неширокую полосу, совпадающую с осевой зоной антиклинория Большого Нарына. К западу от меридиана г.Нарына площадь, занятая герцинидами, значительно расширяется за счет их виргации и появления новых структурных единиц.

В Чаткальском районе складчатые структуры имеют общее северо-восточное простирание, но близ разломов Таласского звена "линии" Николаева испытывают поворот к юго-востоку. Главными структурами Чаткальского района являются Сандалашский антиклинорий и

Афлатунский синклиниорий. Осевая линия Сандалашского антиклинория погружается к юго-западу и вследствие этого на севере обнажены древние толщи его ядра, которые на юге облекаются сложно дислоцированными отложениями среднего палеозоя. В своде антиклинория и в районе резкого погружения его осевой линии располагаются многие интрузии этого района. Афлатунский синклиниорий занимает большую часть Чаткальского хребта. Его наиболее прогнутая часть сложена мощными толщами известняков нижнего карбона. Юго-восточное крыло синклинория образуют песчаники толькубашской свиты, которые по Атойнакскому разлому соприкасаются с одновозрастными пестроцветными терригенно-карбонатными отложениями Кассанского района. На юго-западе синклиниорий сопряжен с брахиформным Каратерекским конседиментационным поднятием.

Структура Кассанского района складчато-глыбовая. В районе выявлены многочисленные относительно небольшие грабен-синклинали и горст-антиклинали. Одним из наиболее ярких представителей этого типа структур является Кассанская грабен-синклиналь.

Проявления рудных полезных ископаемых в Срединном Тянь-Шане разнообразны и многочисленны. С вендскими тиллитовыми толщами связаны железные руды, с углеродисто-кремнистыми сланцами нижнего палеозоя – молибден-ванадиевые. Карбонатные и терригенно-карбонатные толщи девона – нижнего карбона включают стратиформные залежи полиметаллов. В зонах дробления и окварцевания в терригенных толщах верхнего палеозоя располагаются рудопроявления киновари. В зонах окварцевания и ореолах скарнирования обнаружены руды молибдена, вольфрама, золота, меди. В Кассанском районе, помимо упомянутых стратиформных полиметаллических руд, известны проявления олова и месторождения сурьмы.

Герцинская складчатая система Южного Тянь-Шаня располагается южнее складчатых сооружений Срединного Тянь-Шаня. К ней относятся 13–20 районы принятой в настоящей работе схемы геолого-географического районирования. Геологической границей между Срединным и Южным Тянь-Шанем является система региональных глубинных разломов, включающая Атбаши-Иныльчекский на северо-востоке, Ферганское звено Таласо-Ферганского разлома и Карасуйский разлом – в средней части и Южно-Ферганский – на юго-

западе. По периферии Ферганской впадины южно-тянь-шаньские герциниды перекрыты мезокайнозойскими отложениями. Почти повсеместно южно-тянь-шаньские герциниды распространяются за пределы южных границ республики. На юго-востоке они уходят в пределы КНР, на территории которой тектонически граничат с Таримской древней платформой. На крайнем юге по системе Предзаалайских (Дарваз-Каракульских) разломов они соприкасаются с северо-памирскими структурами.

Главная роль в строении Южно-Тянь-Шаньской складчатой системы принадлежит осадочным и вулканогенным толщам среднего и верхнего палеозоя. Нижнепалеозойские и докембрийские породы, составляющие основание герцинских складчатых комплексов, распространены спорадически и слагают небольшие, обычно тектонически обособленные, выходы.

Условно к протерозою в разных районах Южного Тянь-Шаня относят канскую и сугутскую серии, тогузбулакскую толщу, метаморфические породы Атбашинского хребта. В их составе присутствуют в различной степени метаморфизованные породы: гнейсы, слюдяные сланцы, метазэффузивы, кварциты, метапесчаники, зеленые аловулканогенные сланцы, серпентинитовые, эпидот-хлоритовые, кварцево-хлоритовые, серицитовые и кремнистые сланцы, амфиболиты, мраморы. Определения радиогенного возраста пород из зеленокаменных толщ крайне противоречивы; полученные цифры указывают на возраст от рифея до конца палеозоя. Очевидно, дальнейшее изучение условно протерозойских метапород Южного Тянь-Шаня является одной из актуальных задач геологов Киргизии.

Большинство по размерам выходы нижнепалеозойских отложений известны только в Туркестано-Алайском регионе (районы Северных предгорий Алая и Восточно-Алайский). В большинстве выходов нижнепалеозойские отложения представлены известняками, кремнями, глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, песчаниками, содержащими органические остатки кембрия и ордовика. Изредка в них присутствуют прослои порфиритов. Мощность описываемых отложений измеряется первыми сотнями метров. В Улуг-Тоо обнажается почти полутораклометровой мощности толща дифференцированных эффузивов спилит-кератофировой формации, содержащая линзы и прослои доломитов, известня-

ков, углеродисто-кремнистых, глинисто-кремнистых сланцев, песчаников, в которых обнаружены остатки археоциат и трилобитов нижнего и среднего кембрия.

В большинстве районов силурийские отложения представлены толщами различных, в том числе граптолитовых, сланцев, алевролитов, тонкозернистых песчаников с линзами и прослоями известняков, кремней, кремнистых сланцев и порфиритов. Иногда в верхних частях разрезов появляются массивные известняки, содержащие окаменелости верхнего силура - нижнего девона (испатауская, матчайская, талдыбулакская и другие свиты). Переход от силура к девону может наблюдаться и внутри песчано-сланцевых отложений, а в отдельных случаях стратиграфическая граница силура и девона устанавливается внутри грубообломочной песчано-конгломератовой серии осадков (даудинская толща). Мощность песчано-сланцевых силурийских отложений колеблется от 2000 до 4000 м, при этом большие их значения отмечаются преимущественно в Баубашатинском и Джанджарском районах.

Сложнее построены силурийские отложения в Восточном Алае, где наряду с терригенными выделяются и разрезы вулканогенно-осадочного типа, в которых существенное значение приобретают основные эффузивы и их туфы. Наконец, следует указать на присутствие осадков верхнего силура в составе кремнисто-терригенных разрезов, отличающихся очень небольшой мощностью (от десятков до нескольких сотен м) и большим стратиграфическим интервалом (шаланская серия верхнего силура - среднего карбона, тамалинская свита верхнего силура - верхнего девона). Такие разрезы в литературе именуются сокращенными или конденсированными.

Опираясь на приведенные сведения, можно сделать некоторые выводы об особенностях развития Южного Тянь-Шаня в силуре. В течение большей части силурийского периода происходило слабо дифференцированное прогибание всего геосинклинального ложа и накопление преимущественно терригенных тонкозернистых отложений. Присутствие в разрезах граптолитовых сланцев, наличие градационной слоистости, практическое отсутствие остатков бентонных организмов и некоторые другие признаки скорее всего свидетельствуют о глубоководных условиях седиментации.

Обстановка осадконакопления существенно меняется в позднем

силуре. Происходит дифференциация тектонического рельефа, возникают относительные поднятия и прогибы, в которых формируются различные типы осадков. Размах рельефа видимо был значительным - от глубоководных некомпенсированных осадконакоплением впадин, где отлагались существенно кремнистые осадки, до поднятий с рифовыми известняками и размывающихся отмелей. Таким образом, в конце силура - начале девона в Южном Тянь-Шане появилась тектонически обусловленная зональность осадконакопления. Более молодые девонские и нижне-среднекаменноугольные отложения существенно дифференцированы по типам разрезов, различающихся литологией слагающих их пород, стратиграфической полнотой, мощностями.

В Кокшаальском секторе уже давно отмечено наличие двух структурно-фациальных зон, которые на принятой схеме районирования отнесены к Кокшаальскому и Джанджерскому районам. В Кокшаальском районе отложения девона - нижнего-среднего карбона представлены мощными (до 5000-6000 м) терригенными толщами, среди которых преобладают сероцветные кварцево-полевошпатовые песчаники, гравелиты, алевролитовые сланцы. В верхней части толщи терригенных пород отмечаются маломощные пачки и сравнительно выдержанные горизонты, обогащенные прослоями известняков с фораминиферами и кремней. Терригенная толща характеризуется градиционной слоистостью, наличием флюористических остатков плохой сохранности. Песчаники местами сливные, кварцитовидные.

В Джанджерском районе разновозрастные образования слагают сложно построенные и изменчивые разрезы, которые в общем могут быть отнесены к двум основным типам: вулканогенно-карбонатному и карбонатно-кремнисто-терригенному. В вулканогенно-карбонатных разрезах обнаруживается сложное чередование вулканогенных и карбонатных пород, которые то образуют самостоятельные преимущественно вулканогенные или карбонатные свиты, то слагают пачки, прослои или линзы вулканитов в известняках или известняков среди вулканитов. Карбонатные свиты или толщи сложены рифогенными известняками с кораллами, брахиоподами, амфиорами; реже встречаются доломиты. Вулканогенные породы представляют базальтовые порфириты, трахибазальты, спилиты, туфы, которые ассоциируют со сланцами, кремнями, известняками. Особенностью является повышенная щелочность базаль-

тоидов, среди которых встречаются псевдолейцитовые порфириды. Суммарная мощность вулканогенно-карбонатных разрезов около 3000-4000, но местами достигает 5000-7000 (Уланский хребет). Вулканогенные толщи занимают стратиграфический интервал от верхов нижнего девона по фамен, но в основном имеют живетский возраст. Отдельные же покровы и маломощные пачки эффузивов и пирокластических пород встречаются значительно шире (от силура по средний карбон).

Карбонатно-кремнисто-терригенные разрезы в целом тяготеют к периферии области развития разрезов вулканогенно-карбонатного типа. Мощности их измеряются первыми сотнями метров, редко достигая 1000-2000 м. В них помимо характерных кремнистых и карбонатно-терригенных отложений нередко встречаются порфириды и их туфы. Малая мощность описываемых разрезов отложений девона - нижнего карбона, наличие в них заметного количества кремнистых пород, отсутствие остатков бентонных организмов, бедность остатками планктонных форм позволяют рассматривать их в качестве глубоководных образований. Глубина отложения осадков, вероятно, была близка нижнему пределу карбонатакопления, а временами и превышала его.

Существенные различия в строении разрезов среднепалеозойских отложений Кокшаальского сектора послужили основанием для выделения здесь эвгеосинклинальной и терригенной миогеосинклинальной зон. К эвгеосинклинальной относятся рассмотренные выше разрезы вулканогенно-карбонатного и карбонатно-кремнисто-терригенного типов, а к миогеосинклинальной - терригенные. В отношении расположенной южнее Таримской платформы эти зоны занимают вполне законное место: вдоль ее внешнего края протягивается терригенная миогеосинклинальная зона (Кокшаальский и Муздукский районы), а севернее - эвгеосинклинальная (Джанджерский район). Граница между эв- и миогеосинклинальными зонами повсеместно тектоническая, выраженная кулясной серией надвигов, по которым эвгеосинклинальные складчатые комплексы надвинуты к югу на миогеосинклинальные. Южная направленность движения горных масс в сторону Таримской платформы местами хорошо выражена в структуре миогеосинклинальной зоны. Примером может служить сложная складчато-чешуйчатая структура Майдантага, где складки и чешуи повсеместно опрокинуты на юг.

Герциниды Ферганского хребта по главным особенностям своего строения напоминают герциниды Кокшаальского сектора. Здесь также выделяются зоны развития эв- и миогеосинклинальных структурно-формационных комплексов. При этом эвгеосинклинальные слагают Баубашатинский район, а миогеосинклинальные - Яссинский. Нетрудно заметить, что относительное расположение эв- и миогеосинклинальных зон и Таримской платформы в целом остается тем же, что и в Кокшаальском секторе: к Сулутерекскому блоку Таримской платформы примыкает Яссинский миогеосинклинальный комплекс, а Баубашатинский эвгеосинклинальный удален к северу. Отсюда кажется весьма правдоподобным предположение А.В.Яговкина (1973) о наличии в основании палеозойд Яссинского района древних толщ, слагающих фундамент Таримской платформы.

Яссинские и баубашатинские разрезы среднепалеозойских геосинклинальных толщ в основных чертах своего строения, в литофациальном отношении и по мощностям очень близки разрезам соответственно кокшаальским и джанджерским. Некоторые отличия заключаются в отмеченном Г.С.Поршняковым присутствии кислых эффузивов (дацитов) в составе сидурийских отложений (арпатынская толща). Для нижнесидурийских отложений Баубашатинского района отмечена тенденция к погрубению терригенного материала в направлении с юга на север, в сторону к границе со Средним Тянь-Шанем, а также смена карбонатных и карбонатно-сланцевых верхнесидурийских отложений из разрезов района г.Баубашата пестроцветными песчано-сланцевыми и известково-сланцевыми толщами, содержащими невидержанные горизонты известняковых брекчий и линзы гипсов (среднее течение р.Касу Восточная, район пер.Кокбель, Кудусай).

Очень существенной особенностью Баубашатинского района является наличие значительных по площади выходов гипербазитов и зеленокаменных пород майлисуьской свиты, на которые со следами перерыва ложится терригенная манубаддинская свита силура- среднего девона. Аповулканогенные породы майлисуьской свиты обладают высокими значениями плотности (до $3,09 \text{ г/см}^3$, а в среднем около $2,9 \text{ г/см}^3$) и переменными значениями магнитной восприимчивости (от первых десятков до $3000 \cdot 10^{-6}$ ед.СГС). Еще более плотными (в среднем около $3,0 \text{ г/см}^3$) являются заключенные в майлисуьской свите

гипербазиты и "полосчатый комплекс" габбро-амфиболитов. Плотностные характеристики майлисуйского меланократового комплекса укладываются в тот диапазон значений, который общепризнан для пород "базальтового" слоя земной коры. В то же время широко развитые здесь серпентиниты имеют низкую плотность ($2,62 \text{ г/см}^3$) и высокую магнитность (около $2000 \cdot 10^{-6}$ ед. СГС). Из приведенных данных становится понятным характер геофизических полей рассматриваемого района. Баубашатинский район отличается общим очень высоким положительным аномальным гравитационным полем, на фоне которого наблюдаются еще более высокие положительные аномалии. Магнитное поле знакопеременное, в целом низкое.

Крайняя бедность Баубашатинского района интрузивными проявлениями гранитного ряда, наличие многочисленных мелких протрузивных серпентинитовых тел, заключенных среди палеозойских складчатых комплексов, и данные геофизических съемок позволяют считать, что в этом районе непосредственно под геосинклинальными толщами залегает меланократовое основание. Последнее по своему составу и геофизическим характеристикам отвечает "базальтовому" слою земной коры. Таким образом, имеются достаточно веские основания предполагать, что в Баубашатинском районе гранито-гнейсовый слой отсутствует. Причины его отсутствия требуют специального изучения, но скорее всего они связаны с разрывом, раздвигом и раздроблением (в раннем палеозое?) докембрийского смалического фундамента. В пользу этого предположения свидетельствует наличие крупных глыб гнейсов среди меланократовых пород майлисуйской свиты в устье р. Тамгатарек (правого притока р. Нарын). Есть некоторые предпосылки к предположению о том, что смалическое догеосинклинальное основание подверглось деструкции и частично отсутствует и под герцинидами Атбашинского и Дзанджирского хребтов, где сравнительно широко распространены гипербазитовые протрузии, габбро-амфиболиты и зеленые сланцы протерозоя (?), а характер гравитационного и магнитного полей напоминает таковой в Баубашатинском районе. Однако степень деструкции этого основания в Дзанджирском районе, особенно в восточной его половине, меньше, чем в Баубашатинском.

Эвгеосинклинальные складчатые комплексы Баубашатинского района по серии чешуйчатых надвигов смещены и надвинуты на терриген-

ные миогеосинклинальные образования Яссинского района. В широкой полосе сопряжения структур этих районов (верховья Кугарта и правых притоков р. Яссы) чешуи и складки запрокинуты к югу - юго-востоку. Далее же и юго-востоку складчатые структуры становятся проще. Таким образом, структурные взаимоотношения между миозоныями в Ферганском хребте напоминают те, что были указаны выше для Кокшаальского сектора.

Заканчивая характеристику дофлишевых структурно-формационных комплексов герцинид Кокшаальского сектора и Ферганского хребта, еще раз отметим наличие многих черт сходства между ними. Оно проявляется прежде всего в четком разделении на эв- и миогеосинклинальные зоны, в их закономерном положении в отношении Таримской платформы, наборе однотипных разновидностей эвгеосинклинальных разрезов, вероятном отсутствии гранитогнейсового догеосинклинального основания на значительных пространствах.

Ожно-тянь-шаньские герциниды слагают также обширный Туркестано-Алайский регион, в состав которого, согласно принятой схеме районирования, входят районы Северных предгорий Алая (18), Туркестано-Сурметашский (19), Восточно-Алайский (20). Общее простирание Туркестано-Алайских герцинид субширотное и только на востоке региона оно испытывает поворот к северу, северо-востоку. На крайнем востоке герцинические структуры слагают крутую, выпуклую к северу Восточно-Алайскую дугу. Восточная составляющая дуги протягивается параллельно краю Сулутерекского массива метаморфических пород, а на юге обрывается разломами, скрытыми под молодыми осадками Алайской долины.

Непосредственное соприкосновение герцинических складчатых комплексов Туркестано-Алая и Ферганского хребта можно видеть только в долине р. Тар. Здесь толщи, слагающие Восточно-Алайскую дугу, надвинуты на дислоцированные в ином плане и формационно резко отличные от них складчатые сооружения Яссинского района. Тектонический обусловленный стык этих сооружений имеет вид типичного торцового сочленения.

Значительно менее ясны структурные взаимоотношения герцинид рассматриваемого региона с ферганскими в более западных его частях, где туркестано-алайские и ферганские герциниды разобщены жи-

роким поем молодых отложений Ферганской впадины. Многие исследователи считают, что алайские структуры в районе г.Ош испытывают резкий поворот к северо-западу и в фундаменте впадины протягиваются в северо-западную часть Ферганского хребта. Такое решение проблемы по существу было дано Д.И.Мушкетовым, трактовавшим интересующие нас сочленения в виде горизонтальной флексуры, так называемой "ферганской сигмоиды".

Возможны и равно вероятны и другие решения. В частности, намечающийся в районе г.Ош и в горах Алдыяр петлеобразный поворот простираний геологических структур и геофизические данные позволяют предполагать, что несколько севернее названных пунктов, под осадками долин Карадарьи и Яссы, палеозойские толщи района Северных предгорий Алая образуют Западно-Алайскую дугу, сходную с Восточно-Алайской. Эта предполагаемая складчатая дуга, так же как и Восточно-Алайская, своей вершиной торцево приключается к ясинским герцинидам. На северо-западе, в фундаменте Ферганской впадины, Западно-Алайская дуга срезается глубокими разломами, оконтуривавшими с юго-востока поднятые блоки древнего основания Андижанских адыров, от которых этот разлом протягивается на северо-восток в долину р.Кутарт.

Показывая возможность различных трактовок имеющихся фактов, можно полагать, что до получения нового геолого-геофизического материала и уверенного решения всей проблемы в целом нельзя безоговорочно протягивать структуры Туркестано-Алая непосредственно в Ферганский хребет.

Разрезы девонских и нижнекаменноугольных отложений в Туркестано-Алайском регионе характеризуются высокой степенью дифференцированности. Авторами тематических и геолого-съёмочных работ на этой территории установлены многочисленные типы, подтипы и разновидности разрезов. Типы разрезов различаются по литофациальным признакам, мощностям и стратиграфическим объемам конкретных свит и серий. Следуя Н.М.Синицыну, А.Е.Довжикову, Г.С.Поршнякову, В.Л.Клишевичу, В.И.Котельникову, А.В.Яговкину и другим авторам, в Туркестано-Алае можно различить три основных типа разрезов девонских и нижнекаменноугольных образований: карбонатный, известково-кремнисто-терригенный и вулканогенный. Вулканогенные разре-

зы представлены основными эффузивами, туфами, кремнями с редкими линзами известняков, имеют суммарную мощность от нескольких сотен до 2000–3000 м. Возраст их от верхнего силура до среднего девона включительно. В северных предгорьях Алая и в Восточно-Алайском районе вулканогенные разрезы обычно занимают центральные части складчатых зон, а другие типы их слагают периферические части. Карбонатные разрезы характеризуются, как правило, большими мощностями от нескольких сотен до 2000–3000 м. Карбонатно-кремнисто-терригенные обычно маломощны. В разных подтипах их мощность колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров, достигая 1000–1500 м в терригенных разновидностях разрезов (караджегачская серия нижнего девона). Обилие различных свит, часто имеющих очень ограниченное площадное распространение, неустойчивость возрастных границ, литологического состава и мощностей свидетельствуют о наличии частых и быстрых переходов между названными основными типами разрезов. Иногда разные типы разрезов связаны присутствием общих хорошо датированных свит и горизонтов.

Различные типы и разновидности среднепалеозойских разрезов нередко находятся в тектонических взаимоотношениях. Местами соотношения таковы, что для своего объяснения требуют привлечения представлений о надвигах и шарьяжах (Тегермачский покров). Отсюда возникла развиваемая Г.С.Поршняковым, Г.С.Бискэ, В.С.Буртманом, В.А.Клишевичем и некоторыми другими исследователями идея о многослойной покровной структуре герцинид Туркестано-Алая и всего Южного Тянь-Шаня. По мнению Г.С.Поршнякова, В.С.Буртмана, многослойные шарьяжи возникли в конце раннего – начале среднего карбона, а затем испытали складчатость при закрытии гипотетического Южно-Тянь-Шаньского океана, т.е. они являются следствием больших горизонтальных перемещений.

Иное объяснение наблюдаемым соотношениям между различными типами разрезов было дано Н.М.Синицыным (1960). Впоследствии его идеи были развиты в работах В.И.Котельникова (1976), А.Е.Довжикова (1977), Д.П.Резвого и других геологов, проводивших детальные геологические съемки. Согласно представлениям Н.М.Синицына, осадконакопление проходило в условиях тектонически расчлененного рельефа морского дна. При этом обособились местные частично подверг-

шился размыву поднятия "антиклинальные отлаи" и сопровождающие их прогибы - "седиментационные мулды", в которых накапливались осадки. Дифференциация условий осадконакопления была причиной появления различных типов разрезоз. Поднятия и прогибы разделялись конседиментационными краевыми разломами. Перемещения толщ по этим разломам в эпоху поднятия и складчатости привели к тектоническому соприкосновению, а местами и частичному перекрытию различных типов разрезоз. А.Е.Довжиков и В.И.Котельников показали, что чешуячато-надвиговые, иногда переходящие в покровные, структуры развивались длительно и в тесной связи с процессом становления разрастающихся инверсионных поднятий. Поэтому надвиги наблюдаются на крыльях антивергентных антиклинорий, а по мере удаления от свода антиклинория в строении чешуи участвуют все более молодые отложения. Предлагаемые упомянутыми авторами палеотектонические реконструкции объясняют не только наблюдаемые структурные взаимоотношения между разными типами разрезоз геосинклинальных толщ, но учитывают и данные о характере и условиях формирования самих разрезоз (включая переходные разновидности их). При учете подобных палеотектонических реконструкций отпадает необходимость в привлечении труднодоказуемых предположений об очень больших горизонтальных перемещениях горных масс.

Заканчивая краткое рассмотрение строения и размещения разрезоз геосинклинальных толщ Туркестано-Алайского региона, следует отметить некоторые отличия их от соответствующих разрезоз Ферганского хребта. В Туркестано-Алае вулканогенные и карбонатные типы разрезоз представлены в более чистом виде и четко обособлены. В Ферганском же хребте значительное распространение имеют смешанные известняково-эффузивные разрезоз. Как отмечалось выше, в герцинидах Кокшаальского сектора и Ферганского хребта хорошо выражена крупномасштабная зональность в размещении эвгеосинклинальных и терригенных многоэосинклинальных разрезоз. Герцинидам Туркестано-Алая такая четкая зональность не свойственна. Терригенные разрезоз здесь как бы вкраплены внутрь полей развития эвгеосинклинальных комплексов. Их, видимо, нельзя рассматривать как в Фергано-Кокшаальском регионе в качестве заполнителя обширного перикратонного прогиба.

Для района Северных предгорий Алая имеются такие же геологические и геофизические данные, которые послужили основанием для предположения о меланократовом составе догеосинклинального фундамента в Баубашатинском и Джанджержерском районах. Намечающаяся в предгорьях Алая область развития меланократового фундамента охватывает площадь распространения гипербазитов и офиолитовых комплексов так называемой канской серии, девонских вулканогенных и сокращенных по мощности известняково-кремнисто-терригенных типов разрезов. Область практически лишена гранитоидных интрузий, которые широко представлены в южном ее обрамлении, где догеосинклинальный фундамент предполагается гранито-гнейсовым. В пользу последнего предположения, помимо обильных проявлений гранитоидного магматизма, свидетельствует широкое развитие здесь отрицательных значений гравитационного и магнитного полей.

Суммируя изложенные сведения о строении и расположении разрезов геосинклинального комплекса герцинской складчатой системы Южного Тянь-Шаня, можно отметить, что в целом разные районы этой системы имеют много общего. Общность заключается в наличии одинаковых или близких типов разрезов и сходстве их комбинаций, присутствии гранито-гнейсового и меланократового догеосинклинального фундамента. Практически одновременны этапы активно геосинклинального прогибания и замыкания прогибов. Общность в строении и истории геологического развития указанных регионов позволяет относить их к единой Южно-Тянь-Шаньской системе. В то же время заслуживает внимания предложение А.Е.Довжикова и В.И.Кнауфа о необходимости различать в пределах Южного Тянь-Шаня две системы складчатых зон: Туркестано-Алайскую и Ферганско-Кокшаальскую. Учет его позволит подчеркнуть отмеченные выше особенности этих регионов.

Верхнепалеозойские отложения Южного Тянь-Шаня отличаются преимущественно терригенным составом. Верхнепалеозойские толщи представляют флише-молассовую серию осадков, характеризующую орогенную стадию развития герцинид. Нижние части их разрезов обычно сложены серыми и зеленовато-серыми ритмично чередующимися слоями гравелитов, песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, иногда известняков, которые образуют в совокупности флишевую серию. Мощность серии достигает первых тысяч метров. Верхние части флише-

молассовых толщ характеризуются присутствием заметного количества разногалечных конгломератов, иногда наличием кислых эффузивов и их туфов. Окраска пород нередко красноцветная. Мощность грубообломочной, собственно молассовой, серии от нескольких сотен до тысячи или несколько более метров.

Осадки флише-молассовой серии накапливались как в остаточных, так и в наложенных прогибах. В остаточных прогибах (Кокшаальский, Яссинский, Туркестано-Сурметашский районы) несогласия в подошве описываемого комплекса выражены слабо. В наложенных прогибах (Нарачатырский в районе Северных предгорий Алая, Турдужский в Баубашатинском районе) несогласия в подошве верхнепалеозойских толщ значительное, и они залегают на различных по возрасту свитах среднего палеозоя. Следы размыва и несогласное налегание здесь отмечаются и в основании верхней молассы. Начало формирования флише-молассового комплекса в Фергано-Кокшаальском регионе приходится на позднебашкирское-раннемосковское время, а в Туркестано-Алайском - на позднемосковское. Замыкание флишевых прогибов и формирование грубых моласс относится к ранней перми.

Тектонические движения, вызвавшие структурные новообразования в герцинской геосинклинали Южного Тянь-Шаня, проявлялись неоднократно. Первые их проявления относятся к концу силура - раннему девону. Они вызвали тектоническую дифференциацию рельефа и привели к появлению разнообразия в строении разрезов толщ соответствующего возраста. Раннегерцинские движения затронули глубокие горизонты коры и подкоровую область и вызвали обильные излияния базальтовых магм. Вероятно, они сопровождались раздвигом блоков сиалической коры и поднятием базальтового субстрата. К концу раннего девона появились первые устойчивые, относительно просто построенные складчатые поднятия в Джанджержерском и Баубашатинском районах, остатки которых можно видеть на территориях современных Иньльчекского и Атбашинского хребтов, в области развития майлисуйской свиты и других местах. С этими движениями следует связывать и наблюдающееся в ряде мест предкавказское несогласие. В Туркестано-Алайском регионе раннегерцинские движения предопределили заложение новых (позднедевонских прогибов), обособление прогибов с терригенным и вулканогенным заполнением.

Следующий весьма важный этап тектонической активности приходится на вторую половину башкирского – первую половину московского веков. Раньше он начался в Фергано-Кокшаальском регионе и несколько позднее проявился в Туркестано-Алае. В это время формируются основные складчатые структуры Южного Тянь-Шаня. Среди них в первую очередь необходимо отметить возникновение крупных структурных форм: инверсионных поднятий антиклинориев и синклиналильных прогибов. Эти крупные структуры в позднем палеозое выступали как сопряженные конседиментационные системы: поднятие – прогиб.

Внутренняя структура поднятий при сохранении общей антиклинорной формы отличается сложностью и большим разнообразием морфологии складчатых и разрывных форм. В ряде случаев, где дислокациям подвергались главным образом мощные карбонатные толщи, можно наблюдать сравнительно простые складчатые структуры. Таковы, например, синклиналь в хр. Борколдой, антиклинальные складки в Джангджирском хребте, Испатауская и Кызкурганская (Таматерекская) и др. Антиклинальную структуру слагают сланцевые толщи Иньльчекского хребта. В то же время для антиклинориев Атбашинского, Восточно-Алайского и других отмечается очень сложная внутренняя структура, включающая складчато-чешуйчатые, надвиговые и покровные формы дислокаций. Обычно такие формы присущи периферическим частям антиклинориев. Отмечаются они и на стыках разных типов разрезов.

Выше упоминалось о различиях авторских трактовок, объясняющих генезис складчато-надвиговых структур. Одни из них представляют структуру Южного Тянь-Шаня в виде многослойного пакета шарьяжных пластин, испытавшего затем "сकुчивание" и складчатость при раздавливании геосинклинальной системы во время закрытия гипотетического океана под воздействием приложенных извне горизонтальных сил (В.С. Буртман, В.А. Клишевич и др.). Г.С. Поршняков полагает, что покровы-шарьяжи возникли при раздавливании вулканогенных синклинориев – Охинско-Талдыкского, Восточно-Алайского. ^{х)} В ра-

х)

А.Е. Довжиков, Д.П. Резвой и др. полагают, что названные вулканогенные структуры являются антиклинориями.

ботах А.Е.Довжикова, В.И.Котельникова и других, где развивается идея Н.М.Синицына, показано, что чешуйчато-надвиговые структуры возникли при инверсии геосинклинальных прогибов на крыльях конседиментационных складчатых поднятий, в процессе миграции складчатости от центральных частей к периферии поднятий. Сложность и трудность решения затронутой проблемы очевидны, так же как и необходимость дальнейшего ее изучения. При этом представляется необходимым обратить внимание на то, что многие покровы отмечаются в районах развития меланократового догеосинклинального основания, в составе которого широко представлены серпентиниты. Последние, в силу своей пластичности, легко проникают вдоль зон разломов и поверхностей межслоевых срывов, образуя своеобразную "смазку", существенно облегчающую смещение и деформацию крупных геологических тел.

Третий этап активизации тектонических движений приходится на конец позднего палеозоя. В это время складкообразование охватывает флише-молассовые прогибы. Многими авторами отмечается миграция складчатости от краевых частей прогибов к их центру при одновременном надвигании толщ, слагавших среднегерцинские поднятия, на флиш позднепалеозойских прогибов (Кокшаальский сектор, Туркестано-Алай). Заключительные фазы позднепалеозойской складчатости вызвали усиление движений по краевым разломам на границах поднятий и прогибов и формирование на их базе надвигов. В.И.Котельников полагает, что молодые складчато-чешуйчатые образования пододвинуты под более ранние поднятия.

Обращают на себя внимание различия в степени дислоцированности толщ из разных позднепалеозойских прогибов. В некоторых из них наблюдаются простые крупные складчатые формы, только местами осложненные мелкими складками высоких порядков (восток Кокшаальского района, Баубашатинский район, Карачатырский прогиб и др.). В других случаях верхнепалеозойские толщи образуют сложную складчато-чешуйчатую моновергентную структуру (Майдантар, Кугарт).

Согласно широко известным представлениям, в конце перми - начале триаса возник многокилометровый сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому (до 250 км, по В.С.Буртману). Таласо-Ферганский разлом является одной из наиболее крупных и ярко выраженных разрывных

структур Киргизского Тянь-Шаня. Дискуссия о его сдвиговой природе и величине амплитуды смещения ведется уже много лет. Специально произведенными исследованиями В.С.Буртмана, А.И.Суворова в начале 60-х годов была подтверждена точка зрения В.Н.Огнева о крупном правостороннем сдвиге по этому разлому. Однако материалы последних лет заставляют вновь вернуться к некоторым аспектам проблемы Таласо-Ферганского разлома.

Выполненное разными исследователями дешифрирование космических снимков показало, что в палеозойской структуре Таласо-Ферганский разлом не представляет единой линии, а скорее распадается на два самостоятельных звена: Таласское и Ферганское. Первое из них принадлежит к системе разломов "линии Николаева", а Ферганское звено находит свое продолжение в Атойнокском разломе, разделяющем герциниды Срединного и Южного Тянь-Шаня на стыке Чаткальского и Баубабатынского районов. Разломы обоих звеньев сближены в средней части Ферганского хребта, в районе оз.Карасу, а заключенная между ними узкая полоса срединно-тянь-шаньских палеозоид протягивается на северо-запад и скрывается под молодыми осадками, выполняющими Токтогульскую впадину. Соединение Таласского и Ферганского звеньев в единый Таласо-Ферганский разлом произошло вероятно уже в новейшее время.

С учетом описанной выше ситуации определение амплитуды сдвига заметно усложняется. Положение усугубляется тем, что лежащие по обе стороны разлома зоны, казалось бы, одинакового геологического строения, разрыв и смещение которых позволили названным авторам доказывать наличие сдвига и измерять его амплитуду, при более детальном исследовании оказались не идентичными. Так, верхнепалеозойские отложения Турдукского и Нарынского (хребты Байбиче-Тоо, Джамандаван) прогибов, находящиеся на разных крыльях разлома, существенно различны. В Турдукском прогибе отсутствуют возрастные и литологические аналоги кодлагульской и арпинской свит, развитых в Нарыньском прогибе и занимающих возрастной интервал - учбулакский горизонт верхнего карбона - карачатырский горизонт нижней перми. В том же Турдукском прогибе широко развиты отложения верхнемосковского подъяруса - достарского горизонта, которые отсутствуют в Нарыньском прогибе, где на соответствующее время приходился

перерыв в осадконакоплении. Если, следуя В.С.Буртману, считать, что сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому произошел в пермо-триасе, то объяснить указанные различия невозможно.

Н.М.Синицын убедительно показал, что к концу заполнения "красных мульд" молассовыми толщами, т.е. практически к концу ранней перми, на территории Тянь-Шаня установился режим эпигерцинской платформы. Кажется мало вероятным, чтобы в пермо-триасе в условиях спокойного платформенного режима произошло такое значительное тектоническое событие, каким представляется крупнейший сдвиг по Таласо-Ферганскому разлому.

Сказанное показывает, что имеет смысл на базе современного фактического материала вновь вернуться к проблеме Таласо-Ферганского разлома, определению амплитуды и времени возможного сдвигового смещения, активности и глубины заложения различных его звеньев.

Интрузивная деятельность в Южном Тянь-Шане в целом не отличается большими масштабами. Массивы ультраосновных и основных пород приурочены к прогибам, заполненным мощными вулканогенными толщами. Часть из них расположена среди девон-нижнекарбонových отложений, вследствие чего они несколько условно датированы средним палеозоем. Контакты гипербазитовых тел часто несут следы тектонических подвижек, что дает основание многим геологам считать эти тела протрузиями. Гипербазиты нередко ассоциируют с полосчатыми габбро-амфиболитами и основными метаэффузивами, поэтому некоторые исследователи этот комплекс пород рассматривают в качестве отторженцев глубинного догеосинклинального меланократового комплекса. С девонскими эффузивами связаны силлы, дайки и небольшие штоки пикритов, диабазов и габбро-диабазов.

Следующее место в возрастном ряду интрузивных проявлений занимает гранитоиды. Они образуют интрузивный пояс, несогласно секущий генеральные простирания герцинид, хотя многие частные тела пояса ориентированы согласно структурам. Расположение интрузивных цепочек отражает, очевидно, глыбовую структуру древнего догеосинклинального основания, в пределах которого возникла породившая интрузии магма. Ассоциации гранитных тел, представляющие многофазные интрузивные комплексы, получили местные географические назва-

ния. Начало формирования гранитоидов, по мнению Т.А.Додоновой и Е.Н.Горецкой (ХХУ т. "Геология СССР", 1972), относится к средне-позднему карбону, а завершение гранитообразования произошло в начале пермского периода. В данной работе для гранитоидных комплексов Южного Тянь-Шаня принят пермский возраст на основании того, что целый ряд массивов Кичикалайский, Актюбекский, Сарымо-гольский и др. в Туркестано-Алайском регионе, а также Акшийряк-ский и Джангартский в Кокшаальском регионе, - прорывают нижнепермские терригенные отложения.

Завершается интрузивная деятельность в Южном Тянь-Шане внедрением многофазных плутонов щелочных пород - сиенитов, щелочных сиенитов, нефелиновых сиенитов и др. Время их внедрения пермо-триас.

Из полезных ископаемых в пределах Южного Тянь-Шаня основную ценность представляют руды сурьмы, ртути и олова. Кроме того, в Южном Тянь-Шане известны многочисленные рудопоявления золота, вольфрама, свинца, мышьяка и других металлов. Оловянная, вольфрамовая и золотая минерализация связана с массивами гранитоидов и встречается как в скарновых залежах, так и в гидротермальных и пегматитовых жилах. Проявления ртутно-сурьмяной минерализации, в том числе все промышленные месторождения, связаны с гидротермально измененными породами и жилами. Залежи их часто контролируются покрывающими породами экранов, непроницаемых для восходящих рудных растворов.

Особое место среди палеозойских Киргизии занимают позднегерцинские складчатые комплексы Заалайского района. В их строении преобладают мощные толщи эффузивов преимущественно основного состава. Заметную роль в разрезах играют также терригенные отложения, содержащие рифогенные известняки. Венчаются разрезы мощными пестроцветными терригенно-вулканогенными толщами, отличающимися от нижележащих составом вулканитов (дациты, андезиты). Возраст нижней серии вулканогенно-осадочных образований от турнейского яруса нижнего карбона до нижней перми. Верхние свиты датируются средним-верхним триасом. Суммарная мощность вулканогенно-осадочных толщ определяется в 12-15 км, что, вероятно, сильно преувеличено. Поздние герциниды Заалайского рай-

она по особенностям строения разрезов и времени становления не имеет аналогов среди Тянь-шаньских палеозойд. Они являются частью палеозойской складчатой системы Северного Памира.

Приведенные сведения, касающиеся строения и истории развития палеозойд Тянь-Шаня, показывают, что к середине пермского периода интенсивные тектонические движения на его территории прекратились. С этого времени территория Киргизии входит в состав обширной эпигерцинской платформы, которую Б.А.Петрушевский предложил именовать Урало-Сибирской. Платформенный режим на территории Киргизии сохранялся до олигоцена, начиная с которого он сменился режимом эпиплатформенного орогенеза.

Говоря о платформенном режиме рассматриваемой территории, будет точнее определить его как режим подвижной платформы. Одновременно следует заметить, что подвижность тех частей эпигерцинской платформы, которые относятся к поздним герцинидам, заметно выше, чем у тех, где платформенное основание слагают более древние складчатые сооружения. Этим обстоятельством в значительной мере определяются особенности распространения морских и континентальных осадков мезокайнозоя, а также положение обширных "глубоких" молодых впадин (Ферганской, Нарынской, Атбашинской), наследующих позднепалеозойские прогибы.

В конце триаса - начале юры началась тектоническая дифференциация равнинных пространств эпигерцинской платформы. Появились обширные пологие поднятия и прогибы, заполнявшиеся в течение юрского периода озерно-болотными и аллювиальными осадками. Накопившиеся во впадинах торфяники в дальнейшем были преобразованы в пласты углей. Мощность триасо-юрских и юрских отложений колеблется от нескольких сотен до 5000 м. Наибольшие мощности имеют отложения в "глубоких" приразломных прогибах (типа авлакогенов). Самым "глубоким" прогибом является Суякский, располагавшийся в юго-восточной части современного Ферганского хребта. Прогиб возник на основе одностороннего грабена, примыкавшего к Ферганскому звену Таласо-Ферганского разлома. Триасовые и юрские отложения Суякского прогиба дислоцированы, мощности и градиенты их изменения здесь сопоставимы с геосинклинальными. Юрские прогибы, в том числе и развивавшиеся на основе грабенов, известны в пределах почти всего

Киргизского Тянь-Шаня. Самые же значительные площади юрского осадконакопления располагались в районе Ферганской впадины и, вероятно, во впадинах среднего течения р. Нарын.

Меловые отложения достоверно установлены только на юге Киргизии. На севере республики меловой возраст иногда предполагается для маломощных образований типа коры выветривания, залегающих местами в основании кайнозойских толщ. На юге республики распространены отложения нижнего и верхнего мела. Отложения нижнего мела представлены красноцветными песчаниками, алевролитами, среди которых встречаются стволы окаменевших деревьев. Песчано-глинистые отложения верхнего мела содержат пласты известняков с окаменелостями морских организмов. Мощность меловых отложений в среднем составляет первые сотни метров.

Особое положение занимают мощные (более 5000 м) красноцветные и пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты, мергели, известняки и гипсы мелового возраста, выполняющие "глубокий" Заалайский прогиб. Континентально-морские осадки мела, совместно с подстилающими аналогичными по составу отложениями верхней юры и покрываемыми толщами палеоцена-эоцена, в этом прогибе интенсивно дислоцированы, вплоть до образования покровных структур. Мощность осадков верхней юры-эоцена в Заалайском прогибе достигает 7000 м. По мнению Д.П. Резвого, этот своеобразный прогиб, подобно Суякскому, генетически связан с грабеном в палеозойском основании.

Разрезы чехла подвижной платформы заканчиваются осадками палеоцена-эоцена. На юге Киргизии толщи указанного возраста представляют пестроцветные и красноцветные глинистые и песчанниковые породы, гипсы, мергели и известняки, отложившиеся в лагунах и мелководном эпиконтинентальном море. В своем распространении они тесно связаны с аналогичными по генезису и составу отложениями верхнемелового возраста. По периферии Ферганской впадины палеоцен-эоценовые отложения трансгрессивно залегают на палеозойских, но далеко в пределы окружающих впадину хребтов-поднятий они не проникают. Мощность осадков этого возраста от десятков до одной-двух сотен метров. На севере Киргизии возрастным аналогом верхней части рассмотренных толщ выступает маломощная (до 100-120 м) коктурпакская свита известковистых, глинистых и песчанистых пород, состоящих из

продуктов перемыва предшествующей коры выветривания. Среди них имеются небольшие залежи трахибазальтов и мелкие тела лимбургитов, авгититов, присутствие которых рассматривается как показатель деструкции земной коры, знаменующей начало орогенических движений.

В олигоцене начинается принципиально новый этап в развитии молодых структур Тянь-Шаня – этап эпиплатформенного орогенеза. Высокой интенсивности эпиплатформенный орогенез достигает в неоген-четвертичное время. Основным результатом рассматриваемого этапа является возникновение выраженных в рельефе тектонических структур: хребтов-поднятий и впадин-прогибов. Амплитуда неотектонических движений на территории Киргизии достигает 10 и даже более км. Вся территория республики испытывает общее поднятие, а имевшиеся различия в степени подвижности между севером и югом в значительной мере нивелируются. В то же время в расположении крупных молодых структур отчетливо проступают признаки унаследованности от позднепалеозойского структурного плана.

На фоне общего поднятия области новейшего орогенеза в ее пределах обособлялись участки прогибания – впадины, заполнявшиеся продуктами разрушения растущих по соседству поднятий – хребтов. Континентальные толщи, выполняющие впадины, обнаруживают большое разнообразие в окраске, составе, мощности. По предложению С.С.Шульца, в составе толщи континентальных моласс различают два комплекса: киргизский красноцветный и тянь-шаньский орогенический.

Во впадинах севера Киргизии наиболее древними являются красноцветные песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты киргизского красноцветного комплекса, датированного олигоцен-миоценом. Аналогом этого комплекса на юге служит массагетская свита. Мощность комплекса колеблется от десятков до тысяч и более метров, а изменения ее происходят параллельно с изменениями фаций, что обусловлено бывшим расположением растущих морфоструктур. Красноцветная толща нередко залегает непосредственно на палеозойском субстрате. Находки окаменелостей в ней крайне редки.

Отложения плиоцена, слагающие нижнюю часть тянь-шаньского орогенического комплекса, формировались во впадинах уже существенно расчлененного рельефа, в условиях относительно влажного клима-

та. Породы этого возраста изменчивы по литофациальному составу – от соленосных глинистых озерных до грубых песчано-конгломератовых и брекчий подножий горных склонов. Господствующая окраска пород серая, палевая, светло-бурая. Мощность плиоценовых отложений колеблется от сотен до 1000–2000 м.

Следующим членом разреза континентальной молассовой серии является толща серых конгломератов верхнеплиоценового – нижнечетвертичного возраста. Конгломераты в удалении от гор замещаются более мелкообломочными осадками. Мощность серых конгломератов – первые сотни метров. Появление конгломератов обусловлено значительным усилением поднятий, приведших к созданию основных черт современного рельефа. В отложениях Тянь-шаньского орогенического комплекса встречаются довольно многочисленные органические остатки.

Среднечетвертичные и более молодые отложения представлены рыхлыми галечниками, песками, суглинками и другими обломочными накоплениями аллювиального, пролювиального, ледникового, делювиального происхождения. Наиболее значительные скопления рыхлых толщ имеются во впадинах. В горах присутствуют преимущественно склоновые и ледниковые накопления.

Наблюдениями над дислокациями доорогенной поверхности денудации выявлено, что во впадинах она синклинально изогнута, а в хребтах изгиб ее обратный – антиклинальный. Складки, образуемые изгибами доорогенной денудационной поверхности, имеют большой радиус кривизны. С.С.Шульц назвал их "складками основания" и показал конседиментационную их природу. Дислокации осадочных толщ во впадинах ("складки покрова") во многом автономны, но в общих чертах конформны синклинальному изгибу доорогенной поверхности основания впадин. Складки основания, особенно их крылья, очень часто осложнены разломами, что позволяет определять общий характер новейших структур как складчато-глыбовый.

На Тянь-Шане многочисленны признаки интенсивных современных тектонических движений, приводящих к дислокациям самых молодых осадков, образованию сейсмодислокаций, обуславливающих высокую сейсмическую активность. Современные тектонические движения отчетливо устанавливаются и при периодических геодезических наблю-

дениях.

Мезокайнозойские отложения межгорных впадин вмещают промышленные месторождения полезных ископаемых: бурские угли, нефтяные и газовые залежи мелового и палеогенового возраста. В них открыты и частично эксплуатируются месторождения поваренной соли, гипса, глауберита, минеральных красок, стекольных песков, строительных материалов, термальных вод.

ЧАСТЬ I

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В соответствии с принятым в 1977 г. решением Всесоюзного совещания по общим вопросам расчленения докембрия СССР (г.Уфа), утвержденным в 1978 г. МСК СССР, на карте выделены два крупных подразделения докембрия - архей и протерозой с границей 2600 ± 100 млн.лет.

АРХЕЙСКАЯ ГРУППА

Архейские образования обособлены лишь в Северном Тянь-Шане, где к ним с некоторой условностью отнесена актызская свита.

А к т ы з с к а я с в и т а - AR? ак. Развита в западной части Заилийского хребта. Выделена и названа в 1938 г. А.А.Лавровым. Особенно подробно изучена в 1962 г. Н.И.Дорошенко и В.И.Киселёвым, а ее метаморфизм - А.В.Бакировым (1978), Л.Н.Белькова (1978) к архею относил также ряд блоков в районе Боорду-Джилъ-Арык.

Свита сложена гранат-калишпатовыми двухслюдяными и мусковитовыми гнейсами, амфиболитами и амфиболовыми гнейсами с редкими линзами мраморов. В ней встречаются тела эклогитов и гранатовых амфиболитов. Породы подверглись интенсивной гранитизации; широко развиты мигматиты. Мощность вскрытой эрозией части свиты 3000 м.

Породы свиты испытали неоднократные преобразования. Наиболее ранний этап метаморфизма, приведший к формированию эклогитов, происходил в условиях низких температур и высоких давлений, свойственных кадеит-глаукофановой фациальной серии А.Мияширо или эклогит-спилитовому ряду А.А.Маракушева (Бакиров, 1978). На втором этапе формировались гранатовые мигматиты, разнообразные гнейсы; эклогиты были превращены в амфиболиты и гранатовые амфиболиты. Этот этап происходил в условиях дистен-силлиманитовой фациальной серии А.Мияширо. Минеральные парагенезисы указывают на амфиболитовую группу фаций. Во время третьего этапа метаморфические породы подверглись интенсивному диафторезу в фациях эпидотовых амфиболитов и зеленых сланцев, породы были интенсивно расслаиваны.

На четвертом этапе образовались инъекционные гнейсомигматиты, широко развилась фельдшпатизация.

Представления о первичном субстрате актюэской свиты противоречивы. Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1964) полагали, что все породы свиты являются первичноосадочными и подвергались метаморфизму и гранитизации. Н.И.Дорошенко и В.М.Киселев же считали, что гранатосодержащие слюдяные и амфибол-слюдяные сланцы, мусковитовые гнейсы первоначально были песчано-глинистыми породами, некоторые амфиболиты - мергелистыми осадками, другие - жильными породами основного состава, амфиболовые сланцы возникли по эффузивно-пирокластическим породам. Т.А.Додонова в 1974 г. высказала мнение о том, что актюэские гнейсы возникли по липаритам, дацитам и андезитам. Г.И.Макарычев рассматривал породы свиты как гранитизированную океаническую кору первично базит-ультрабазитового состава.

Подстилающие актюэскую свиту образования на поверхности не обнажаются. Верхний контакт неясен. Соотношения с более молодой куперлисайской свитой оцениваются большинством исследователей как тектонические. Предполагается также, что зона интенсивного расщепления, вскрытая долиной р.Туктугур-Булак на границе актюэской и куперлисайской свит, развита вдоль первоначально трансгрессивного контакта, а резкое изменение формационного состава и характера метаморфизма на этом рубеже рассматривается как свидетельство значительного структурного несогласия. Д.Н.Елутин считал, что актюэская и куперлисайская свиты связаны постепенными переходами.

О раннепротерозойском (дрифейском) возрасте актюэской свиты свидетельствует наличие галек и валунов гнейсов актюэского типа в конгломератах Дзалилькюля в основании чонкеминской свиты рифея. Датировки по цирконам альфа-свинцовым методом были получены в лаборатории А.А.Краснобаева в г.Свердловске. В наиболее сохранившихся гранатосодержащих калишпат-плагиоклаз-кварцевых гнейсах циркон дал цифру 2780±300 млн.лет, а этот же минерал из диафторированных гнейсов - 1820±180 млн.лет (Бакиров, Королев, 1979). Калий-аргоновые датировки дают значительно более молодой возраст: позднебайкальский и каледонский. Альфа-свинцовый метод рассматривается как ориентировочный. Датировки пород актюэской свиты этим методом пока единичны. До получения радиогеохронологических данных более

информативными методами архейский возраст актызской свиты принимается условно.

ПРОТЕРОЗОЙСКАЯ ГРУППА

На карте принято двучленное деление протерозоя. В соответствии с решениями Уфимского совещания 1977 г. и МСК СССР 1978 г. границей нижнего и верхнего протерозоя принят рубеж 1650±50 млн. лет, верхняя граница проводится по подошве кембрийской системы с наиболее древними беспозвоночными скелетообразующими организмами, т.е. в интервале 570±20 млн.лет. Вследствие малого числа достоверных датировок радиогеохронологическими методами и очень слабой изученности органических остатков в пределах Киргизии отнесение конкретных толщ к тому или иному подразделению протерозоя во многих случаях является условным. Лишь средне- и верхнерифейские, а также вендские образования выделяются в основных районах их распространения более достоверно.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ (?)

Условно к нижнему протерозою относятся два комплекса толщ, широко распространенных в Северном и Среднем Тянь-Шане. Один комплекс отличается сильной гранитизацией субстрата. Это куперлисайская, онарыкская и тегерментинская свиты, объединяемые во многих работах в кеминскую серию (Геология СССР, т.ХХУ, 1972), кошбулакская и сенкельтейская свиты кочкорской серии и турагаинская толща в Северном Тянь-Шане, толщи Куйлю и Каргым в Среднем Тянь-Шане. Второй комплекс практически не гранитизирован, сложен главным образом первичноосадочными породами, хорошо сохранившими первичные текстурные особенности. Это - макбальская, нельдинская, ачикташская и кандинская свиты в западной части Киргизского хребта, объединяемые в киргизскую серию; атдайдыуская, байсорунская, атамкульская, турасуйская толщи в хребтах, обрамляющих Иссыккульскую впадину; терексайская и семизсайская свиты Кассанского района; толща Малого Нарына. Предполагается, что первый комплекс древнее второго, но убедительных доводов нет.

Куперлисайская свита - P₁? кр. Распространена в западной части Зайлийского хребта, в бассейне р.Кичи-

Кемин, а также на востоке Киргизского хребта, в районе Боорду. В 1933 г. Ю.П.Ивсенсен обособил ее под названием "свита зеленых метаморфических сланцев", которую А.А.Лавров в 1938 г. включил в "малокебинскую свиту зеленых метаморфических сланцев". Принятое название на карте для геологических образований, соответствующее современному пониманию объема свиты, предложено в начале 50-х годов Д.Н.Елутиним.

Свита сложена метаморфизованными в фаши зеленых сланцев вулканическими породами основного состава. Преобладают альбит-актинолитовые амфиболиты и амфиболовые сланцы, альбит-эпидот-хлоритовые, карбонатно-хлоритовые сланцы с силловыми залежами метагаббро и метадиабазов.

Н.И.Дорошенко и В.И.Киселев куперлисайскую свиту подразделили на три подсвиты: нижнюю - альбит-актинолитовых сланцев, среднюю - зеленокаменно измененных метадиабазов и верхнюю - зеленых сланцев.

В средней и верхней подсвитах породы сохранились реликты микроролитовой, диабазовой и кластической структур. Химические анализы амфиболовых сланцев показывают, что они возникли в результате преобразования основных изверженных пород. Л.И.Белькова (1978) полагала, что свита сформировалась в результате преобразования глинистых и глинисто-карбонатных пород.

Видимая мощность куперлисайской свиты оценивается в 3800 м.

В общей антиклинальной структуре района куперлисайская свита как бы облекает актозскую, но разница в углах падения пород в приконтактных частях достигает десяти градусов. Непосредственно контакт свит на обнаженных участках осложнен разрывными нарушениями и природа его не ясна. Исходя из различий в степени метаморфизма пород этих свит, А.Б.Бакиров, Б.А.Бутакова, А.А.Лавров, В.М.Сергиевский предполагают несогласие между ними и крупный перерыв в осадконакоплении. Д.Н.Елутин, Р.Ш.Раджабов, Н.Д.Тихомиров, исходя из наличия прослоев амфиболовых сланцев среди гнейсов актозской свиты вблизи контакта ее с куперлисайской, высказывали мнение о постепенном переходе между ними. Характер контакта со считающейся вышележащей онарыкской свитой не ясен.

Возраст свиты условно принимается раннепротерозойским. Высказывалось мнение о позднепротерозойском возрасте (Геология СССР,

Т.А.Додонова и И.Л.Захаров (1971) помещали эту свиту в нижний рифей. Таким же он был представлен на схеме (под ред.Е.И.Горещкой), которая демонстрировалась на Первом Среднеазиатском петрографическом совещании в 1966 г. Л.Н.Белькова (1978), исходя из особенностей первичного состава куперлисайской свиты, также полагала, что она является рифейской. А.Б.Бакиров считает возможным относить свиту к верхнему архею, основываясь на альфа-свинцовых датировках палеосомы мигматитов кеминской серии в 2,5 млрд. лет (Бакиров, Королев, 1979). Таким образом, стратиграфическое положение куперлисайской свиты в стратиграфической колонке протерозоя является весьма спорным.

Онарыкская свита - PR₁? on. Распространена в западной части Заилийского хребта, где образует небольшие тектонические блоки в бассейнах рек Онарык, Бейшеке и Кара-Булак, а также в Таса-Кеминском хребте, в верхнем течении р.Тегерменты и в северо-восточных отрогах Киргизского хребта (I). Выделена В.В.Овчинниковым в 1964 г. Он же дал ее описание.

Онарыкская свита сложена разнообразными слюдястыми сланцами и гнейсами с линзовидными телами амфиболитов и амфиболитовых сланцев. В бассейнах рек Онарык-Бейшеке и Кара-Булак преобладают серые с зеленоватым оттенком полосчатые сланцы, сложенные кварцем, мусковитом, хлоритом, эпидотом с реликтами биотита и граната. Подчиненными являются актинолит-эпидотовые сланцы, возникшие, видимо, за счет диафореза амфиболовых гнейсов, гранатовых амфиболитов и эглогитов. Среди них встречаются линзовидные тела гнейсов и амфиболитов с высокотемпературными минеральными ассоциациями (кальцевый полевой шпат, гранат, кварц; роговая обманка, гранат). В долине р.Тегерменты, правого притока р.Чон-Кемин, онарыкская свита сложена серпигит-хлоритовыми и кварц-биотит-мусковитовыми сланцами, являющимися скорее всего диафоритами. В нижнем течении р.Чон-Кемин, к северу от пос.Новороссийска и в районе Капчигая к онарыкской свите отнесены разнообразные мигматиты с амфиболитовым субстратом. Амфиболиты иногда образуют крупные линзовидные тела от нескольких до первых десятков метров в поперечнике. Среди них участками удается наблюдать реликты габбро. Непрерывные разрезы

свиты нигде не отмечаются. Ориентировочно мощность ее оценивается в 2000 м.

Взаимоотношения онарыкской свиты с перекрывающими и подстилающими толщами достоверно не установлены. В долинах рек Онарча-Бейшеке она, по данным В.В.Овчинникова, без несогласия залегает на куперлисайской свите. Однако полной уверенности в этом нет, так как на контакте этих свит залегают серия даек порфиритов и тело гипербазитов, маркирующих крупную зону разлома.

В долине р.Тегерменты под слюдяными сланцами онарыкской свиты обнажается блок амфиболовых сланцев мощностью 200 м, которое, по мнению В.В.Овчинникова, следует относить к верхам куперлисайской свиты. Несогласия между этими породами не видно. Не исключено, что амфиболовые сланцы являются здесь одним из горизонтов онарыкской свиты.

По циркону из мигматитов в бассейнах рек Онарк-Бейшеке-Карабулак и Боомского ущелья альфа-свинцовым методом возраст свиты определен в 2550 млн.лет (Бакиров, Королев, 1979), что соответствует раннему протерозою или позднему архею. А.Б.Бакиров (1978) считает, что онарыкская свита представляет собой диафторизованную актозскую свиту. Такое же мнение было высказано и ранее (Геология СССР, т.ХХУ, 1972).

Тегерментинская свита - PR₁? tg. Распространена в западной части Заилийского хребта в долине р.Чон-Кемин (I). Под таким названием она была выделена Д.Н.Елотиным в 1952 г. В 1964-1966 гг. свита подробно изучалась В.В.Овчинниковым, В.А.Иорданом, В.А.Макаровым, В.М.Новосельцевым и др.

Свита сложена главным образом гнейсами, мигматитами и в меньшей мере кристаллическими и графитовыми сланцами, амфиболитами и мраморами. Тегерментинская свита тесно связана с нижележащей онарыкской и отделяется от нее условно, по появлению среди гнейсов и мигматитов прослоев мраморов.

По составу тегерментинская свита может быть разделена на три части. В нижней развиты в основном биотит-роговообманковые гнейсы и мигматиты с редкими прослоями биотит-амфиболовых сланцев, амфиболитов и мраморов. В средней наряду с гнейсами широко распространены форстеритовые и серпентинизированные мраморы, амфиболиты и

слоистые, часто графитовые, сланцы. Верхняя часть свиты сложена гнейсами и кристаллическими сланцами. Мощность свиты около 4000 м.

Возраст тегерментинской свиты принят как раннепротерозойский (?) на основании тесной литолого-стратиграфической связи с онарынской свитой, вместе с которой она подверглась метаморфизму и мигматизации. Но если верно предположение о том, что онарынская и актозская свиты являются разновозрастными образованиями, то тегерментинская свита, будучи тесно связанной с онарынской, должна иметь более древний - архейский возраст (Геология СССР, т.ХХУ, 1972). Этому не противоречат альфа-свинцовые датировки цирконов из мигматитов в онарынской свите, т.е. наиболее поздних в данном тектоно-магматическом цикле образований.

Кошкбулакская свита - рп, гкб. Распространена в северо-восточном обрамлении Кочкорской долины и в горах Кара-Коо (8). Как геологическое тело выделена К.Д.Помазковым и И.Л.Захаровым в горах Кара-Коо. Название предложено З.Бейшеевым и Е.И.Кудлеем в 1964 г. Они же изучили ее наиболее детально.

Кошкбулакская свита в нижней части разреза сложена массивными и грубополосчатыми очковыми гнейсами, содержащими редкие прослои аплитовидных и тонкополосчатых гнейсов, а в верхней - преимущественно развиты тонкополосчатые биотитовые гнейсы с линзовидными телами аплитовидных гнейсов. Видимая мощность свиты более 3000 м. Основание ее не обнажается. Кверху гнейсы постепенно сменяются гранитизированными кварцито-сланцево-карбонатными породами сенкельтейской свиты.

По циркону из гнейсов альфа-свинцовым методом определен радиологический возраст 930 ± 100 ; 1630 ± 150 и 1730 ± 170 млн.лет. Первая проба взята из крупного ксенолита пород кошкбулакской свиты среди гранитоидов верхнего (?) ордовика, вторая - из мелкозернистых гнейсов на правом борту долины р.Чу у шоссеиной дороги. Эти породы испытали наложенную перекристаллизацию. Третья проба взята из крупнокристаллических очковых гнейсов правого борта долины р.Чу. Возраст 1730 млн.лет, видимо, более близок к истинной дате магматического процесса, наложенного на субстрат более древнего возраста (А.Бакиров, 1978).

Возраст кошкбулакской свиты условно определяется как ранне-

протерозойский по аналогии с онарксской свитой, с которой она имеет много общего как в составе, так и по положению в структуре гнейсового фундамента Северного Тянь-Шаня, а также по ориентировочному возрасту наиболее поздних тектоно-магматических процессов, полученному по циркону из гнейсов. Д.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1964) считали, что метаморфические толщи гор Кара-Коо возникли за счет контактового метаморфизма терригенных и карбонатных толщ турасуйской и улахольской свит верхнего синия - нижнего кембрия. Но очковые гнейсы в районе Кочкорки по р.Кошкбулак они относили к архею.

Сенкельтейская свита - PR₁? вп. Распространена на северном склоне Кочкорской долины и в горах Кара-Коо, а также восточнее в Алабаш-Конурленской долине. Название предложено З.Бейшеевым и Е.И.Кудлеем в 1964 г. Ранее К.Д.Помазковым она выделялась как средняя часть Кочкорского комплекса раннепротерозойского возраста.

Сенкельтейская свита состоит из двух существенно карбонатных толщ, разделенных толщей кристаллических сланцев. Нижняя, мощностью 900 м, сложена массивными и полосчатыми мраморами с прослоями и горизонтами биотитовых и двуслюдяных сланцев и слюдястых кварцитов. Сланцевая толща начинается темно-серыми биотит-мусковитовыми сланцами, которые выше по разрезу сменяются темно-серыми и черными кристаллическими сланцами с линзами и маломощными прослоями мраморов. Мощность 700 м. Верхняя карбонатная толща мощностью, достигающей 700 м, сложена массивными и полосчатыми мраморами с прослоями и горизонтами слюдястых сланцев и кварцитов.

Мраморы часто магнезиальные, графитистые, местами серпентинизированные. Вблизи интрузий они превращены в диопсид-форстеритовые скарны. Породы свиты испытали два этапа метаморфизма. Первый этап был зональным андалузит-силлиманитовым с проявлением амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Второй этап проявился как монофациальный зеленосланцевый (Бакиров, 1978).

Видимая мощность свиты 2300 м. Если учесть, что породы сильно деформированы с образованием изоклинальных складок, с признаками течения вещества, будинирования и пр., то приведенная цифра мощности сильно завышена.

Сенкельтейская свита согласно с постепенными переходами сменяет гнейсы кошокбулакской свиты. Перекрыта она с резким структурным несогласием верхним девонем – нижним карбоном.

Возраст сенкельтейской свиты принимается как раннепротерозойский. Основанием для этого служит тесная связь с кошокбулацкими гнейсами, датированными как раннепротерозойские. Столь интенсивная гранитизация, которая проявлена в сенкельтейской свите, нигде в Тянь-Шане толщам верхнего протерозоя не свойственна.

Т о л щ а К а р г ы ш – Pr_1 ? kg. Распространена в Тахта-лыкской гряде, в районе озер Карасу и Капкаташ, в северо-восточном крыле Таласо-Ферганского разлома. Впервые на развитие здесь древнейших метаморфических пород было указано в 1932–1937 гг. В.Н.Огнев (1940). К.С.Сагындыков (1961, 1964) обособил их в толщу Каргыш.

Эта толща состоит из мелано-мезократовых биотитовых, двуслюдяных и амфибол-биотитовых гнейсов, амфиболитов, биотитовых и биотит-амфиболовых сланцев, мраморов, кварцитов (по данным Л.Н.Бельковой (1978) встречаются железистые кварциты). Широко распространены мигматиты, пегматитовые жилы. В породах развит гранат пиропальмандинового состава (Белькова, 1978). Метаморфизм соответствует фации альмандиновых амфиболитов (Сагындыков, 1964). Мощность от 500 (Сагындыков, 1964) до 4000 м (Белькова, 1978).

Основание толщи не вскрыто, нижняя ее часть проплавлена гранитоидной магмой. Перекрыта с резким несогласием кварцевыми порфирами Большого Нарына или базальными конгломератами джакболотской свиты, относящимися к верхнему протерозою. В.Н.Огнев и Л.Н.Белькова на Новосибирском совещании по докембрию фанерозойских складчатых поясов в 1979 г. сообщили, что свинцово-свинцовая изохрона по цирконам из пород толщи Каргыш датирует ее около 2.5 млрд. лет. Это отвечает низам нижнего протерозоя, но не исключает и архейский возраст. Л.Н.Орлов считал эту толщу сильно метаморфизованной джакболотской свитой венда.

Т о л щ а К у й л у – Pr_1 ? kl. Развита в хребтах Куйлу, Сарыджазском и Теректинском, на востоке Киргизии. Выделена П.А.Гроше (1940) под названием свиты Куйлу. Свита изучалась Л.Н.Бельковой и В.Н.Огнев (1964), а также Т.А.Додоновой и др.

(1971). В наиболее полных разрезах по р.Сарыджаз нижняя часть толщи Куילו сложена преимущественно биотит-роговообманковыми плагиогнейсами, переслаивающимися амфиболитами. Местами присутствуют прослои биотит-роговообманковых сланцев, мраморов и кальцифиров. Мощность достигает 1500 м. Средняя часть толщи, мощностью около 1000 м, сложена главным образом амфиболитами и меланократовыми биотит-роговообманковыми, реже биотит-пироксеновыми гнейсами с подчиненными прослоями биотитовых, гранат-биотитовых и биотит-роговообманковых сланцев. Вверх по разрезу меланократовые гнейсы постепенно уступают место лейкократовым гнейсам и уменьшается мощность амфиболитовых слоев. В верхней части толщи мощностью около 2400 м преобладают лейкократовые гнейсы с тонкими прослоями амфиболитов и кристаллических сланцев. Местами встречаются слюдяные кварциты. Суммарная мощность толщи Куילו около 5000 м.

Характерно развитие среди гнейсов широких мигматитовых полей. Интенсивно проявился диафторез в условиях фации зеленых сланцев.

По данным М.М.Пуркина, на прорывающих толщу Куילו гранитоидах залегают кварцевые порфиры свиты Большого Нарына и тиллитоподобные конгломераты верхнего протерозоя. Анализ пробы измененного (хлоритизированного) биотита, отобранной А.Д.Захаровым из гнейсов толщи Куילו, показал калий-аргоновое отношение, соответствующее возрасту 886 ± 20 млн. лет (Геология СССР, т. XXV, 1979). Несомненно, возраст толщи Куילו более древний и условно принимается как раннепротерозойский. Не исключена возможность архейского возраста толщи (Белькова, 1978, с.49).

Т о л щ а М а л о г о Н а р ы н а - $PR_1?$ мп. Распространена в западной части хр.Джетым-Тау у коленообразного изгиба р.Малый Нарын (10). Ряд выходов прослеживается по южному склону хр.Джетымбель. Выделена С.С.Шульцем (1938). Изучалась В.Н.Гавриловой, Ю.Н.Хмелевым и Ю.В.Жуковым, Б.Асаналиевым, В.А.Гриценко.

Нижняя часть толщи, мощностью около 700 м, сложена внизу амфиболитами, чередующимися с амфиболовыми, слюдяными и карбонатными сланцами. Выше по разрезу развиты преимущественно карбонатно-слюдяные сланцы и в меньшей мере слюдяно-кварцевые и кар-

диеритовые сланцы (400 м). Верхняя часть толщи (1400 м) образована главным образом мраморами с прослоями известково-силикатных диопсид-тремолитовых роговиков, кварцитов. Видимая мощность толщи 2500 м.

С окружающими породами контакты ее тектонические. В разрезе Срединного Тянь-Шаня толща Малого Нарына, видимо, занимает промежуточное положение между нижнепротерозойским гнейсовым комплексом основания (толща Куйлю) и рифейскими орогенными образованиями. Нижневизейские отложения залегают на ней резко несогласно, но контакты осложнены тектоническими подвижками. Возраст толщи, скорее всего, раннепротерозойский (Жуков, 1978).

Т е р е к с а й с к а я с в и т а - Pr₁? tr. Распространена в центральной части Кассанского района, где обнажается в ядрах брахиантиклинальных структур в долинах рек Иштамберды южная, Кассансай, Терексай (12). Свита выделена Л.И.Турбинным (1962), назвавшим ее терекской. Ранее входила в состав кассанской свиты Н.М.Синицына (Аделунг, Иванов, Синицын, 1940), который помещал мраморы в кровлю разреза. Нижняя часть терексайской свиты представлена двуслюдяными гранат-кварц-плагиоклазовыми сланцами с прослоями (3-5 м) амфиболитов и амфибол-биотит-полевошпатовых гнейсов. Подстилающие породы неизвестны. Верхняя часть свиты сложена массивными мраморами мощностью 140-500 м. Контакт между сланцевой и карбонатной частями свиты согласный, резкий, без переходных разновидностей пород, в большинстве случаев осложнен тектоническими подвижками, а на южном крыле Большой Кассанской антиклинали вдоль контакта расположено sillоподобное тело амфиболитов (горнблендитов). Видимая мощность свиты около 1000 м. Основание свиты не вскрыто. Вверх по разрезу мраморы постепенно сменяются кристаллическими сланцами семизсайской свиты. Переходный горизонт мощностью 2-40 м сложен чередующимися карбонатно-биотитовыми, кварцево-биотитовыми сланцами и песчанистыми мраморами.

Органических остатков в породах свиты не обнаружено. Нижнепротерозойский возраст свиты принят условно, на основании ее положения в разрезе и степени метаморфизма. Породы свиты претерпели многостадийный региональный метаморфизм амфиболитовой фации, мигматизацию и фельдшпатизацию. По мнению Г.И.Макарычева и

Т.Г.Павловой (1967) и М.Д.Геся, галька мраморов терексайской свиты встречается в базальных конгломератах иштамбердинской толщи рифея (по Г.И.Макарычеву - паннего палеозоя). Л.Н.Белькова (1978) считала кристаллические толщи бассейна р.Кассан архейскими. Определения радиологического возраста аргоновым методом дают следующие цифры: по мусковиту из гранато-слодяных сланцев - 295 млн. лет; по биотиту из биотитовых сланцев - 395 млн.лет; по породе (биотитовый сланец) - 502 млн.лет (Каталог..., 1972).

Семизсайская свита - р₁? вл. Распространена там же, где терексайская. Как геологическое тело обособлена В.С.Малыгиным и Н.М.Синицыным (Аделунг и др., 1940). Названа Л.И.Турбиным (1962). Детально изучалась Л.И.Турбиным (1962), В.Ф.Храмковым и М.М.Парфеновым в 1963-1967 гг., Г.И.Макарычевым и Т.Г.Павловой (1967), М.Д.Гесем в начале 70-х годов.

В нижней части семизсайской свиты преобладают двуслодяные плагиоклазово-кварцевые сланцы с гранатом или ставролитом, встречаются прослои (3-170 м) слоистых мраморов с силлоподобными телами амфиболитов, прослои серпентинитов (офикальцитов), амфиболовых и гранатосодержащих сланцев. Верхняя часть начинается линзообразным прослоем (15-20 м) песчанистых слоистых мраморов, на которых залегают двуслодяные полевошпат-кварцевые и амфиболовые сланцы, амфиболово-плагиоклазовые гнейсы, нередко мигматизированные, а также биотит-полевошпатовые очковые гнейсы, диорито-гнейсы, амфиболиты. Амфиболсодержащие породы занимают до 70% мощности разреза верхней части свиты. Самые верхи ее сложены кварц-полевошпат-биотитовыми микросланцами с прослоями амфиболовых сланцев и полевошпат-амфиболовых гнейсов (10-70 м). Мощность свиты оценивается в 2500 м.

Семизсайская свита согласно, с постепенными переходами залегает на терексайской свите и несогласно перекрывается иштамбердинской толщей рифейского возраста. Этот контакт является трансгрессивным. Галька пород семизсайской свиты содержится в конгломератах иштамбердинской толщи. Органических остатков в породах свиты не обнаружено. Раннепротерозойский возраст принят условно, по положению в разрезе и по степени метаморфизма. Семизсайская свита рассматривается как верхняя часть кассанской серии - древнего

кристаллического фундамента, обнаженного в своде Кассанского антиклинория. Породы свиты претерпели региональный метаморфизм, мигматизацию и фельдшпатизацию. Г.И.Макарычев (1978) полагает, что в Кассанском блоке в ядрах антиклиналей из-под рифейских метаморфических толщ выходят породы офиолитовой ассоциации, представленные базит-гипербазитами.

Тегерекская толща - $Pr_1, ? tgr$. Распространена в горах Тегерек, на южном побережье оз.Иссык-Куль (8). Выделена в 1977 г. Д.В.Жуковым, Р.М.Израиловой и В.Г.Королевым из состава кеминской свиты, к которой К.Д.Помазковым относились метаморфические породы этого района. Строение толщи не изучено, так как она образует ряд тектонически обособленных выходов или крупных ксенолитов.

Толща сложена в основном массивными мелкоочковыми, местами слабополосчатыми гнейсами и порфиробластовыми меланократовыми сланцами. В гнейсах встречаются горизонты амфиболитов и амфибол-слюдяных гнейсов. Гнейсы и кристаллические сланцы преимущественно амфиболовые, реже слюдяно-амфиболовые. Характерно интенсивное проявление диафтореза, развитие альбитовой фельдшпатизации и почти полное замещение первичных минералов серицитом, эпидотом и карбонатом. Неполная мощность толщи 1500 м.

Основание толщи не вскрыто. Она перекрывается с резким угловым несогласием конгломератами верхнего девона - нижнего карбона. По характеру метаморфизма занимает промежуточное положение между интенсивно гранитизированными свитами "кочкорского комплекса" и менее метаморфизованной турасуйской свитой. С последней - контакт неясен, скорее всего - тектонический. Предполагается, что тегерекская толща вместе с турасуйской формирует единый комплекс раннепротерозойского возраста. В.Н.Огнев и Л.Н.Белькова (1964) высказали мнение о том, что эти толщи являются полиметаморфическими образованиями, возникшими в результате контактового метаморфизма толщ верхнего протерозоя.

Турасуйская толща - $Pr_1, ? ts$. Развита в горах Тегерек и нижнем течении р.Турасу (8). К.Д.Помазков в 1971 г. включал эту толщу в состав среднекеминской подсвиты нижнего протерозоя. Под названием турасуйской выделена в 1954 г. Д.В.Жуковым.

В нижней части толщи выходят биотит-кварцевые, эпидот-биотит-кварцевые и карбонат-биотит-кварцевые сланцы, а в верхней - мраморы, которые в зоне перехода чередуются со сланцами. Мощность около 1000 м.

Турасуйская толща в геологическом разрезе лежит выше тегерекской толщи условно раннепротерозойского возраста, но характер контакта между ними не ясен. Скорее всего он тектонический. В мраморах найдены обособления желваковых строматолитов.

Возраст турасуйской толщи условно принимается как раннепротерозойский. Совместно с тегерекской толщей она образует единый комплекс, занимающий промежуточное положение между гнейсовыми толщами нижнего протерозоя и слабо метаморфизованными осадками рифея, входящими уже в состав чехла Иссык-Кульского срединного массива.

Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1964) под названием "турасуйской" описывали слабометаморфизованную, преимущественно песчаниковую толщу, развитую в верховьях р.Улахол, согласно подстилающую улахольскую свиту карбонатных пород. Эти толщи в 1954 г. описывались Ю.В.Жуковым под названием улахольского комплекса и всеми киргизскими геологами относились к верхнему протерозою. Они описываются в соответствующем разделе настоящей работы.

А т д ж а й л а у с к а я т о л щ а - Pr_1 ? at. Распространена на северном склоне хр.Терской Алатау в отдельных крупных ксенолитах и останцах кровли среди гранитоидных интрузий. Толща выделена и названа в 1953-1954 гг. В.Г.Королевым.

В долине р.Атджайлау (левый приток р.Джеты-Огуз) толща в нижней части видимого разреза представлена биотитовыми, актинолитовыми и пироксеновыми роговиками, чередующимися с биотитовыми и биотит-мусковитовыми сланцами и гнейсами (460 м). Выше залегает горизонт мощностью около 340 м кварцево-карбонатных слюдистых сланцев и мраморов с прослоями слюдистых роговников. Заканчивается разрез слюдистыми кварцитами (200 м). Неполная мощность толщи 1000 м.

Аналогичный состав атджайлауская толща имеет и в других выходах, кроме урочища Керегеташ, где развиты более высокие части разреза. Здесь выше сланцев и мраморов сначала залегают кварциты

(300–500 м), а затем метаморфизованные порфириды, сланцеватые амфиболиты, туфы порфиритов и серицит-кварцевые сланцы, которые, по мнению В.Г.Королева, образовались за счет кварцевых порфиритов и фельзит-порфиритов. Эти метавулканические образования, вероятно, должны быть обособлены от атджайлауской толщи и относиться к аналогам урюктинской толщи Кунгей Алатау, на карте выделенной условно в нижний рифей.

Для атджайлауской толщи не известны подстилающие образования. Она прорывается протерозойскими гранитоидами и перекрывается отложениями карбона. Идентичная по составу и характеру метаморфизма толща слагает ядро Сарыбулакского антиклинория в долине р.Каракуджур. Здесь она залегает под экургенкольской свитой кварцевых порфиритов, нижнего рифея (?) и отнесена на этом основании к раннему протерозою.

Таким же, скорее всего, является возраст атджайлауской толщи, так как развитые в этом районе верхнепротерозойские толщи представлены слабо метаморфизованными терригенными и карбонатными осадками, залегающими на кристаллическом фундаменте, куда входят и описанные метаморфические породы. Однако, высказывалось мнение и о раннерифейском возрасте.

Л.Н.Белькова (1978) полагала, что образования, отнесенные к атджайлауской толще, являются контактово-метаморфизованным нижним палеозоем. Это опровергается наблюдениями о залегании атджайлауской толщи и ее аналогов не только заведомо ниже доказанного нижнего палеозоя, но и под верхним протерозоем. К тому же эти образования прорываются гранитоидными интрузиями, возраст которых не моложе раннего палеозоя.

Б а й с о р у н с к а я т о л щ а — РР, ? в. Развита на южном склоне хр.Кунгей Алатау между долинами рек Сютбулак и Орто-Урюкты (4), где слагает разновеликие ксенолиты среди протерозойских и каледонских гранитоидов.

Впервые как самостоятельная местная стратиграфическая единица толща выделена в 1960 г. И.Л.Захаровым под названием кициуруктинской свиты. Под наименованием байсорунской свиты эта толща описана В.А.Гриценко в 1973 г.

Непрерывный и полный разрез толщи неизвестен. Судя по отдельным фрагментам разреза, в нижней ее части развиты преимущест-

венно мраморы с прослоями темно-серых слюдястых сланцев (более 300 м). Средняя часть толщи сложена темно-серыми, почти черными слюдястыми и графитистыми сланцами, местами с прослоями обводистых кварцитов и мраморизованных известняков (600–700 м). Выше согласно залегают светло-серые и темно-серые часто слюдястые кварциты с прослоями темно-серых слюдястых сланцев мощностью около 500 м. Они перекрываются темно-серыми и зеленовато-серыми часто тонкослоистыми биотитовыми сланцами и в меньшей мере амфиболовыми и биотит-серицит-кварцевыми сланцами. В верхних горизонтах присутствуют редкие прослои мраморов. Мощность около 500 м. Общая мощность толщи около 2000 м. На контактах с интрузиями развиты биотит-амфиболовые роговики и гнейсы. Мраморы местами скарнированы или превращены в скарны.

Байсорунская толща является самой древней в хр. Кунгей Алатау. Она несогласно перекрывается нижнекембрийскими (?) вулканитами и дорифейской атамкульской толщей. В то же время толща резко отличается по составу от гнейсовых нижнепротерозойских комплексов Северного Тянь-Шаня и имеет много общих черт с верхним комплексом нижнепротерозойских отложений, особенно с сенкельтейской свитой и атджайлауской толщей, для которых характерно широкое развитие кристаллических сланцев, мраморов и кварцитов.

Атамкульская толща - **Fr, ? ам.** Развита на южном склоне хр. Кунгей Алатау между долинами рек Чот-Байсорун и Чон-Урюкты (4). Впервые выделена В.А. Гриценко в 1973 г. в качестве толщи метаморфизованных отложений кембрийского возраста. Ранее (1960 г.) И.Л. Захаровым она включалась в состав аренигской толщи кремнисто-слюдястых и кремнисто-амфиболовых сланцев, затем (1969 г.) – в состав жайсанской свиты среднего-верхнего кембрия.

Атамкульская толща сложена ороговикованными песчаниками, алевролитами, слюдястыми сланцами, а также амфиболитами, кварцитами и известняками. В основании ее залегает горизонт метаморфизованных мелкогалечных полимиктовых конгломератов, нередко с уплощенной линзобразной формой обломков, представленных кварцем, кварцитами и слюдяными сланцами. Низы разреза сложены преимущественно полосчатыми биотитовыми, амфиболовыми и пироксеновыми роговиками, ороговикованными песчаниками, амфиболитами с линзовид-

ными прослоями кварцитов (400 м). В средней части толща представлена кварц-амфиболовыми, биотит-амфибол-кварцевыми и серицитохлоритовыми сланцами; встречаются амфиболиты и песчаники (1300 м). Заканчивается разрез горизонтом серых мраморов и мраморизованных известняков мощностью около 400 м. Общая видимая мощность толщи около 2100 м.

Атамкульская толща залегает на байсорунской толще протерозоя (?) с угловым и местами азимутальным несогласием. Она прорывается протерозойскими гранитоидами, что дает основание для отнесения ее также к протерозойским образованиям. От верхнепротерозойских отложений этого района толща отличается составом и степенью метаморфизма. По-видимому, ее следует считать раннепротерозойской, однако не исключена возможность и раннерифейского возраста толщи, равно как и атджайлауской толщи Терской Алатау.

М.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1964) считали, что образования, выделенные на карте как байсорунская и атамкульская толщи, представляют собой контактово-метаморфические образования нижнепалеозойских толщ.

Турагаинская свита - $PR_1 ?$ trg. Распространена в Сусамырском хребте (?). Выделена Е.И.Зубовым в 1950 г.

В составе свиты преобладают биотитовые и биотит-амфиболовые гнейсы с очковой структурой. Для гнейсов характерны порфиробласты микроклина размером до 3-4 см. Значительную часть свиты слагают биотитовые сланцы с прослоями амфиболовых и биотит-амфиболовых кристаллических сланцев. Мощность 2000-3000 м. С рифейскими толщами контакт тектонический. По данным А.В.Бакирова и В.Г.Королева (1979 г.), возраст, полученный по цирконам из гнейсов турагаинской свиты альфа-свинцовым методом, составляет 1220 ± 120 млн. лет. Эта дата, по их мнению, соответствует возрасту более позднего, наложенного метаморфизма, связанного с позднепротерозойским гранитоидным магматизмом, а субстрат свиты является более древним, скорее всего раннепротерозойским.

Макбальская свита - $PR_1 ?$ mk. Распространена в западной части Киргизского хребта (?), слагает ядро Макбальского антиклинория. Выделена В.А.Николаевым (1928), подробно изучена И.Е.Медведевой (1959, 1960).

По В.В.Киселеву и В.Г.Королеву (1964), свита состоит из двух частей. Внизу выходят слюдяные, гранато-слюдяно-кварцевые сланцы с прослоями гранатосодержащих слюдистых кварцитов, слюдяных и ди-опсидовых мраморов. Верхняя часть свиты сложена массивными и разноплитчатыми обычно неслоистыми, реже тонкослоисто-полосчатыми, мусковитовыми кварцитами с резко подчиненными прослоями гранато-слюдяно-кварцевых сланцев, силикатных мраморов. Для свиты в целом характерно присутствие линзобразных тел гранатовых амфиболитов и эклогитов. И.Е.Медведева нижнюю часть выделила в самостоятельную тюекаринскую свиту, а Х.Д.Лем и Ю.А.Алекин считали, что верхняя часть отделена от нижней поверхностью размыва. В принятом объеме неполная мощность макбальской свиты составляет 1000 м, некоторые исследователи указывали цифру в 2-2,5 раза более.

Основание свиты неизвестно. Она согласно с постепенным переходом перекрывается нельдинской свитой. Такого мнения придерживаются все исследователи, кроме Г.И.Макарьчева (1978), который полагал, что нельдинская свита залегает на тюекаринских эклогитах, а макбальская свита является более молодой, чем нельдинская.

Свита органических остатков не содержит. Она залегает много ниже заведомо рифейских (верхнепротерозойских) отложений. Первичнообломочные цирконы, значительно переработанные наложенным метаморфизмом амфиболитовой ступени, согласно альфа-свинцовому методу, датируется возрастом 1840 ± 170 и 2270 ± 250 млн.лет (Бакиров, Королев, 1979) ^х). Калий-аргоновые датировки из гранатов кварцево-гранатовых пород и эклогитов нижней части свиты дали такой ряд цифр: 1688 ± 75 , 1678 ± 75 , 1263 ± 50 , 1160 ± 50 и 1059 ± 50 млн.лет (Ефимов, Бурл, 1970).

Исходя из геологического положения, степени метаморфических преобразований и имеющихся радиогеохронологических датировок, макбальская свита располагается ниже возрастного рубежа 1650 ± 50 млн. лет и должна относиться к раннему протерозою.

Н е л ь д и н с к а я с в и т а - PR₁? nd. Распространена в западной части Киргизского хребта. Выделена В.А.Николаевым

^х) Определения проведены в Институте геологии и геохимии, в г.Свердловске, в лаборатории, руководимой А.А.Краснобаевым.

(1928). Более детально исследовалась В.В.Герасимовой и И.Е.Медведевой (1959,1960), В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964).

Сложена преимущественно порфиробластовыми гранато-слюдяно-кварцевыми и слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями и пачками их графитистых разновидностей, тремолитовых и диопсидовых мраморов, слюдяных кварцитов. Включает линзообразные тела амфиболитов, гранатовых амфиболитов и эклогитов. Мощность 1000-1500 м.

Нельдинская свита согласно залегает на макбальской свите, связана с ней переходной пачкой переслаивания слюдяных и гранато-слюдяных сланцев, тремолитовых и диопсидовых мраморов и слюдяных кварцитов.

Органических остатков свита не содержит. Будучи тесно связанной с макбальской свитой, как и последняя, нельдинская свита относится к нижнему протерозою.

Ачикташская свита - PR₁? аб. Развита в западной части Киргизского хребта (?). Выделена И.Е.Медведевой (1959). С подстилающей нельдинской свитой связана постепенным переходом. Ачикташская свита сложена доломитами, мраморами и слюдяными сланцами. В нижней части разреза (500 м) развиты в основном графит-мусковитовые, кварц-мусковитовые, хлорит-альбитовые сланцы с прослоями гранатово-мусковитовых и карбонатно-мусковитовых сланцев. Средняя часть свиты, мощностью около 1000 м, сложена доломитами, мраморами с прослоями мусковитовых и графит-мусковитовых сланцев. Верхняя ее часть (700-900 м) образована мусковит-гранатовыми, кварц-мусковитовыми и двуслюдяными сланцами с прослоями мусковитовых мраморов и кварцитов. Общая мощность 2200-2400 м.

Перекрывается ачикташская свита кайндинской, которая залегает на ней согласно. Ачикташская свита входит в состав непрерывной серии метаморфических пород, подстилающих верхнепротерозойские отложения и условно относится к нижнему протерозою.

Кайндинская свита - PR₁? кп. Слагает периферию ядра Макбальского антиклинория в западной части Киргизского хребта. Название предложено В.А.Николаевым (1928), но для толщ существенно большего объема, чем принято на карте Киргизской ССР. Уменьшение объема кайндинской свиты за счет обособления кар-

бонатной ее части в самостоятельную ачикташскую свиту произведена И.Е.Мадведевой (1960), В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964). Х.Д.Дем и Ю.А.Алехин толщу, которая на карте рассматривается как кайндинская, именовади как карасуйской свитой.

Кайндинская свита сложена серыми и зеленовато-серыми тонко-сланцеватыми тонкочешуйчатыми мусковито-хлорито-кварцевыми филлитами, нередко blastoaleвропсаммитовыми и blastoaleвропсаммитовыми, с подчиненными графитистыми и карбонатными филлитами, линзообразными прослоями мраморизованных известняков. Мощность 1500-2000 м.

Свита залегает согласно на доломитовых мраморах ачикташской свиты по резкому контакту, обычно осложненному тектоникой. Органические остатки не встречены.

Она располагается ниже поверхности несогласия в подошве среднерифейской кенкольской серии и, будучи тесно связанной с ачикташской свитой, должна иметь тот же возраст. На карте он условно принят как раннепротерозойский.

Карасазская свита - R₁? кв. Развита в западной части Терской Алатоо, на южном склоне гор Карагоман. Выделена при унификации легенд к геологическим картам в 1967 г. (Решения ..., 1959). Соответствует нижней толще карагоманской серии (Королев, 1962) и нижней части сарыторской свиты, закартированной в 1960 г. Ю.В.Жуковым, Л.Н.Мозолевым и В.М.Рожанцом.

Основание свиты не вскрыто. Нижняя часть свиты складывается амфиболовыми и гранат-амфиболовыми сланцами (300 м), выше залегают гнейсированные плагиопорфиroidы, слюдяные сланцы с порфиробластными плагиоклаза и граната, гнейсы с реликтовыми структурами кварцевых плагиопорфиоров (до 1000 м). Общая мощность свиты достигает 1300 м.

Толща метаморфизованных кислых эффузивов согласно перекрывается кичикарагоманской свитой осадочных пород. Обе они испытали мигматизацию. От рифейских отложений, начинающихся экургенкольской свитой, отделены поверхностью несогласия, размыва и резкого скачка метаморфизма. На этом основании карасазская свита вместе с перекрывающей ее кичикарагоманской свитой отнесена к раннему протерозою. По своему положению в разрезе и особенностям состава она может сопоставляться с жийдинской серией Улутай в Центральном Казахстане, которая, как и вышележащая майтдинская серия, древнее

1,6 млрд. лет. Л.И.Белькова и В.Н.Огнев (1964) считали толщи гор Карагоман контактово-метаморфизованными образованиями по осадочным толщам верхнего синия - нижнего кембрия.

К и ч и к а р а г о м а н с к а я с в и т а - PR₁? кк. Распространена там же, где карасазская свита, и входит вместе с ней в карагоманскую серию (Королев, 1963). На совещании в г.Ташкенте в 1958 г. эта свита именовалась карагоманской. В связи с тем, что под таким названием выделяется серия пород, редколлегия карты изменила наименование на кичикарагоманскую. Она соответствует средней и верхней толщам карагоманской серии (Королев, 1963) или верхней части сарьторской свиты, по Д.В.Жукову, А.Н.Мозолеву и В.М.Рожанцу, в схеме, предложенной ими в 1960 г.

Нижняя часть свиты сложена слюдяными и амфиболовыми сланцами, иногда с гранатом, с подчиненными прослоями слюдистых кварцитов. Мощность оценивалась в 500 м. Свита венчается толщей силикатно-карбонатных сланцев, диопсидовых и трещелитовых мраморов, кальцитовых и доломитовых мраморов, включающих пачки графитокварцевых и слюдяно-кварцевых сланцев. Мощность 300-500 м. Такая же толща слагает ядро Сарыбулакского антиклинория в долине р.Кара-Куджур (Королев, 1956). Свита напоминает по составу атдайлаускую толщу более восточных районов Терской Алатау.

Кичикарагоманская свита, по данным В.В.Киселева и К.Нурманбитова, несогласно с базальными конгломератами перекрывается экургенкольской свитой предполагаемого нижнего рифея. В некоторых районах на ней залегает бельчийская свита. На этом основании возраст кичикарагоманской свиты принимается раннепротерозойским.

ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОИ

Верхнепротерозойские образования широко распространены в Северном и Среднем Тянь-Шане. Среди них выделены условно нижнерифейские, средне-среднерифейские, среднерифейские и верхнерифейские, рифейские ближе неопределенные толщи. Обособлены промежуточные между рифеем и вендом образования. Часть из них, возможно, синхронна кудаву Динго Урала. Но из-за отсутствия надежных палеонтологических и радиогеохронологических данных аналоги кудава (или R₄) на карте не выделены. В Среднем Тянь-Шане очень широко распрост-

ранены отложения, относимые к венду. Они же достоверно выделены в Таласском хребте.

Р И Ф Е Й

На карте принято трехчленное деление рифей, хотя серьезных доводов для обособления нижнего рифей не имеется.

НИЖНИЙ РИФЕЙ (?)

К предполагаемому нижнему рифею отнесены урюктинская толща и экургенкольская свита, развитые в Северном Тянь-Шане.

Урюктинская толща - R_1 ? ит. Развита на южном склоне хр.Кунгей Алатау в междуречье рек Чон-Урюкты-Байсорун и в долине р.Чолпон-Ата (юж.), а также в Заилийском хребте по правобережью р.Чон-Кемин (I,4). Сложена кислыми и средними вулканогенными породами. Выделена в 1969 г. И.Л.Захаровым. Название предложено редколлегией карты. В междуречье Чон-Урюкты-Байсорун нижняя часть разреза толщи сложена темно-серыми и зелеными порфиритами амфиболитизированными и превращенными в амфиболиты (550 м). Выше по разрезу развиты биотит-кварцевые сланцы мощностью до 250 м. На сланцах согласно залегают серые, зеленовато-серые риолитовые порфиры и их ксено- и кластолавы. Характерна четкая выраженная флюиальность. Мощность 600 м. Общая мощность толщи 1400 м. В низовьях р.Чолпон-Ата (юж.) толща представлена только порфиритами и их туфами, причем преобладают последние. Урюктинская толща в хр.Кунгей Алатау прорвана каледонскими и протерозойскими интрузиями и довольно сильно метаморфизована. В Заилийском хребте к урюктинской толще отнесены рассланцованные лавы, лавобрекчи и туфы дацитов и риолитовых порфиритов с пачками хлорит-глинистых и кремнистых сланцев, песчаников и редко известняков. Мощность 1200-1500 м.

Урюктинская толща не имеет отчетливых стратиграфических контактов со смежными толщами. В междуречье Чон-Урюкты-Байсорун гипсометрически выше выходов кислых эффузивов залегают толща кварцито-песчаников и биотитово-кварцевых сланцев и роговиков, но непосредственный контакт заполнен дайковыми породами. Наиболее близким

аналогом уруктинской толщи можно считать метаморфизованные кислые эффузивы экургенкольской свиты хр. Терской Алатау, которые залегают в основании средне- верхнерифейских толщ и условно считаются нижнерифейскими. Вулканогенные породы, выходящие на северном склоне Терской Алатау в долине р. Керегеташ, включенные в состав атджайлауской толщи, вероятно, могут сопоставляться с уруктинской толщей.

Экургенкольская свита - R₁? эк.

Развита на южном склоне Терской Алатау, прослеживаясь от района оз. Экургенколь на востоке до долины р. Кара-Куджур (?). Выделена В. В. Киселевым и К. Нурманбетовым (Киселев и др., 1965) из состава сарыторской свиты (Жуков, Кнауф, 1962) в восточной части распространения. На западе, в долине р. Кара-Куджур, В. Г. Королевым и М. А. Стронинным в 1948-1949 гг. включалась в "свиту метаморфизованных эффузивов, туфов, песчаников, амфиболитов, амфиболовых и слюдяных сланцев - Ptz C", нижняя часть которой, сложенная порфирами и порфироидами, соответствует экургенкольской свите, а верхняя - порфиритов и порфиритоидов - бельчийской.

Экургенкольская свита имеет двучленное строение. Нижняя часть сложена рассланцованными конгломератами из гальки кристаллических сланцев, гнейсов, слюдяных кварцитов, кварца, а также грубослоистыми кварцито-песчаниками и серицито-кварцевыми сланцами. Мощность от 20 м до 300 м. Верхняя часть вулканогенная, сложена массивными и флюидалными полосчатыми порфироидами по кварцевым порфирам, дацитам и их туфам. Нередко они разгнейсованы. Порфироиды включают горизонты зеленовато-серых метаморфизованных туффитов. Мощность 300-700 м. Общая мощность 300-1000 м.

Контакт экургенкольской свиты с подстилающей кичикарагоманской свитой резкий, со следами размыва и контрастной сменой степени метаморфических преобразований на границе толщ. Свита в разных местах залегают на размывных толщах карагоманской серии. Контакт с вышележащей бельчийской свитой предполагаемого нижне-среднего рифея также четкий, с базальными конгломератами, без ярко выраженного углового несогласия.

Прямые данные о возрасте экургенкольской свиты отсутствуют, и вопрос о ее датировке решается, исходя из положения в основании

разреза рифейских толщ, значительно ниже толщ, охарактеризованных органическими остатками среднего рифея. Возможны и иные решения: 1) свита составляет (вместе с бельчийской) основание среднего рифея, подобно сходной по составу и стратиграфическому положению машакской свите Южного Урала и боздакской серии Улутау (Центральный Казахстан) на уровне 1366-1456 млн.лет; 2) она соответствует части или всей майтобинской серии Улутау, где возраст ее более 1.6 млрд.лет и таким образом должна относиться к раннему протерозою.

Экургенкольская свита с большим основанием сравнивалась В.В.Киселевым и Т.А.Додоновой с серией Большого Нарына или с ее нижней частью (Геология СССР, т. XXV, 1972).

НИЖНИЙ - СРЕДНИЙ РИФЕЙ (?)

К предполагаемому нижнему-среднему рифею отнесены бельчийская и карабуринская свиты, развитые в Северном Тянь-Шане.

Бельчийская свита - $R_{1-2}?$ v1. Распространена на южном склоне Терской Алатау, протягиваясь прерывистой полосой от долины р. Кара-Куджур на западе до оз. Экургенколь на востоке. Как геологическое тело была выделена в 1948 г. В.Г. Королевым и М.А. Стронинным под названием "свита метазэффузивов Pt_2c " (Королев, 1965). Название дано редколлегией по составлению унифицированных легенд к серии геологических карт в 1957 г. и закреплено Решением стратиграфического совещания в г. Ташкенте в 1968 г. (1959 г.). Свита прослежена на правом берегу р. Бурхан в 1956-1958 гг. В.Г. Королевым и В.М. Рожайцом; Д.В. Жуков и Л.Н. Мозолев выявили, что она залегает на нижележащих толщах с размывом. Это было подтверждено наблюдениями в районе оз. Экургенколь (Киселев и др., 1965).

В долине р. Кара-Куджур, где находится стратотип свиты, она сложена чередованием покровов миндалекаменных метабазальтов с прослоями метатUFFов, туффитов. Мощность до 900 м. На востоке, в районе оз. Экургенколь, в нижней части свиты обособливается толща метаморфизованных полимиктовых конгломератов до 250 м мощности.

Бельчийская свита залегает с размывом на различных более древних толщах от экургенкольской до кичикарагоманской. Она сог-

ласно, но с резким контактом перекрывается сарьбулакской свитой среднего рифея. Таким образом, бельчийская свита занимает промежуточное между нижним и средним рифеем положение. Ее аналог в Улутай-белкудукской свите боздакской серии залегает в основании рифейского разреза, выше майтубинской серии нижнего протерозоя. На Урале близкая по составу машакская свита располагается между нижним и средним рифеем, охарактеризованная органическими остатками. Основываясь на этом, принимается ранне-среднерифейский возраст бельчийской свиты. Д.Н.Белькова (1978) считала, что она является вендской, но доказательств не привела. Т.А.Додонова (1967) полагала, что в районе оз.Экургенколь эффузивы отсутствуют, широко развиты пластовые залежи габбро-диабазов верхнепротерозойской трапповой формации, ошибочно выделенные в стратифицированные образования.

К а р а б у р и н с к а я с в и т а - R₁₋₂? kb. Распространена в приводораздельной части северного склона Таласского хребта от долины р.Узун-Ахмат на востоке до верховий рек Бакаир и Бабахан на западе. Толщи, объединенные на карте в карабуринскую свиту, были выделены в 1951 г. А.А.Конюком. Нижняя из них "свита А - доломитовых мраморов", верхняя - "свита Б - фаялитовидных глинистых и карбонатных сланцев". Нижняя свита в 1956-1957 гг. была названа И.В.Воробьевым и А.Ф.Степаненко бакаирской, а верхняя именовалась то кетминьтубинской (Додонова, 1960), то каракульдинской (Петров и др., 1967). Название карабуринская было предложено В.Г.Королевым и Р.А.Максумовой только для верхней толщи, для нижней сохранилось название бакаирская. Редколлегия карты решила на карте обе толщи выделять под общим наименованием карабуринской свиты.

В таком объеме она состоит из двух частей. Нижняя (700-800 м) сложена серыми и темно-серыми мраморизованными известняками и доломитами, включающими пачки зеленых хлорит-карбонатных и черных графитистых сланцев, переслаивающихся тонко с мраморами. Верхняя часть (от 400 до 1500 м) образована чередованием пачек зеленых серицито-хлоритовых и серицит-хлорит-карбонатных сланцев с пачками тонкого чередования тех же сланцев с белыми мраморизованными карбонатными породами.

Общая мощность свиты достигает 2000 м.

Самая нижняя часть свиты срезана крупнейшим Таласо-Ферганским разломом. Свита перекрывается со стратиграфическим несогласием узундахматской свитой среднего рифея.

Органических остатков карабурина свита не содержит. Возраст ее определяется условно как ранне-среднерифейский на основании стратиграфического положения под узундахматской свитой. Она сопоставляется с караджилгинской, ортогауской и кенкольской сланцево-карбонатными сериями Кыргызского хребта, в карбонатных породах которых содержатся строматолиты среднерифейского облика. Некоторые авторы предполагают, что карабурина свита должна сопоставляться с чаткарагайской свитой и относиться к верхнему рифею.

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

К среднему рифею отнесены терригенные и терригенно-карбонатные толщи, развитые в основании палеозойских разрезов Северного Тянь-Шаня. В ряде из них содержатся биогермы строматолитов среднерифейского типа. Среднерифейский возраст принят для ортогауской свиты и кенкольской серии, состоящей из курганташской и теребутахской свит в обрамлении Макбальского антиклинория на западе Кыргызского хребта; кызылгойской и сарысульской свит в Сусамырском хребте по долине р.Кокомерен; сарыбулакской и сукеской свит в западной части Терской Алатау; узундахматской и ичкелетауской свит в долине р.Талас и чонкеминской свиты в долине р.Чон-Кемин, разделяющей Заилийский и Кунгей Ала-Тоо.

Ортогауская свита - R₂ог. Развита в южных предгорьях и в приосевой части Кыргызского хребта, на его западном окончании (7). В.А.Николаевым (1939), В.Я.Медведевым (1960), Л.Н.Бельковой и В.Н.Огневом (1964) она включалась в состав кенкольской свиты. Выделена и названа В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964). Изучалась также в 1963-1965 гг. А.Г.Разбойниковым и А.А.Черепановым.

В горах Кунгей и Ортогау свита состоит из трех подсвит, образующих крупные законченные седиментационные ритмы. Основание нижней подсвиты срезано разломом и проплавлено гранитоидами. Во вскрытом ее разрезе выходят: белые контактово измененные мраморы

(30–50 м), тонкопереслаивающиеся мраморизованные доломиты и орго-
говикованные карбонатно–глинистые сланцы (150–200 м), массивные
доломиты (200 м) с биогермами гигантских конофитонов и столбчато-
ветвистых коллений, черные алевритовые сланцы с прослоями кварци-
то–песчаников (120–200 м). Общая мощность подсвита около 600 м.

Средняя подсвита начинается кварцито–песчаниками (до 120 м);
затем следуют тонкоплитчатые шиферного облика сланцы, внизу тон-
ко переслаивающиеся с известняками, содержащими строматолитовые
биогермы (500 м); сильно окварцованные доломиты (600–750 м); чер-
ные кварцевые алевролиты и песчаники (250–300 м). Мощность под-
свита 1500–1800 м.

Верхняя подсвита начинается аркозовыми и кварцевыми песчани-
ками и гравелитами (50 м), выше залегают алевритовые сланцы с го-
ризонтами кварцевых песчаников и линзами доломитов (600 м); раз-
рез венчается окварцованными доломитами (100 м). Мощность подсви-
ты 750 м.

Общая мощность ортотауской свиты достигает 3000 м.

В горах Кара–Джилга к ортотауской свите отнесена толща, кото-
рая описывалась под названием караджилгинской серии (Геология
СССР, т.ХХУ, 1972). Состоит из двух частей: внизу – мраморизован-
ные известняки так называемой башкисуйской свиты (500–600 м),
вверху – фyllитизированные сланцы, алевролиты, песчаники с подчи-
ненными пачками кварцитов, кварцитовых сланцев, карбонатных пород,
изредка кварцевых конгломератов (батамчальская свита А.Г.Разбой-
никова и А.А.Черепанова – 1200–1500 м).

В приводораздельной части Киргизского хребта, в верховьях
рек Кичи–Каинды и Кара–Арча (лжная), преимущественно карбонатная
толща, выделенная В.Г.Королевым, А.Г.Разбойниковым и В.А.Макаро-
вым под названием канджайлауской толщи, на карте отнесена также
к ортотауской свите. Она залегают с разывом, базальными конгло-
мератами и песчаниками на каиндинской свите (ойдлайлауской толще,
по В.А.Макарову) и состоит из трех частей. Внизу и вверху выходят
доломиты и известняки, в том числе строматолитовые, в середине –
углеродисто–кварцевые сланцы с прослоями доломитов и кварцито–
песчаников. Мощность толщи до 3000 м.

В горах Кара–Джилга и Ортотау–Кунгей основание свиты не
вскрыто, будучи оборвано разломами. В.Я.Медведев (1960),

Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1964) полагают, что в западной части гор Кара-Джидга свита (по их представлениям кенкольская) залегает с резким несогласием на разных горизонтах киргизской серии. Д.В.Жуков, В.В.Киселев и В.Г.Королев считали, что этот контакт - тектонический, типа надвига, плоскость которого согласна с подошвой нижнего карбонатного горизонта. В верховьях рек Кичи-Каинды и Кара-Арча контакт отчетливо трансгрессивный с резким скачком метаморфизма от слюдяно-гранатовых сланцев в подстилающих толщах до филлитов в ортотауской свите. Ортотауская свита на правобережье р.Учкошой, составляющей р.Талас, перекрывается с угловым несогласием толщей кварцитов, кварцевых конгломератов и шиферных сланцев. Эта толща В.В.Киселевым и В.Г.Королевым рассматривается как базальная часть тушашуйской свиты ($R_3^{тш}$). А.Г.Разбойников сравнивает ее с овской (джеральдысуйской) свитой.

Ортотауская свита прорывается гранитоидами, возраст которых, определенный в лаборатории Института геологии АН Киргизской ССР по свинцово-свинцовому изохронному методу, составляет I, I млрд. лет, т.е. допозднерифейский. Свита содержит постройки строматолитов типа *Baicalia baicalica* (Masl.), которые, по заключению определявшего их И.Н.Крылова (1967), характерны для среднего рифея. В.В.Киселев и В.Г.Королев (1964) на основании формационных особенностей полагают, что свита или ее нижняя часть может быть раннерифейской.

С а р ы б у л а к с к а я с в и т а - $R_2^{ар}$. Сарыбулакская свита развита на южном склоне хр.Терской Алатау, в его западной части, в долинах рек Каракуджур, Сарыбулак, Бурхан и верховьях Большого Нарына (?).

В долине р.Каракуджур детально изучалась Н.С.Катковой и Г.Л.Идиным в 1946-1948 гг., в последующие годы - В.Г.Королевым, А.Г.Ласовским и Л.Н.Мозолевым, а в долине р.Бурхан - В.Г.Королевым, В.М.Рожанцом, а затем К.Н.Нурманбетовым (Киселев и др., 1965).

Название принято при утверждении унифицированных легенд в 1957 г. В ряде работ именовалась тарагайской свитой (Совещание..., 1968 г.).

В долинах рек Каракуджур и Сарыбулак свита представлена мощной (до 3000 м) толщей зеленовато-серых серицито-кварцевых и серицито-хлорито-кварцевых филлитов с прослойками графитистых филлитов и мраморизованных известняков. Заканчивается разрез пачкой (300-350 м) тонкопереслаивающихся пестроокрашенных мраморизованных глинистых известняков и известковистых филлитов с линзами известняков. В долине р.Бурхан сарыбулакская свита имеет мощность 1100 м и может быть разделена на три части. Внизу выходят хлорит-серицито-кварцевые сланцы с прослоями кварцевых песчаников (400 м), в средней части наряду со сланцами много полосчатых алевролитов, в верхней (около 400 м) преобладают черные филлитовые сланцы с прослоями известняков.

Сарыбулакская свита по резкому контакту перекрывает бельгийскую свиту (Королев, 1955; Киселев и др., 1965) и с постепенным переходом сменяется суекской свитой (Киселев и др., 1965). Органических остатков не содержит. В согласно перекрывающих карбонатных породах в бассейне р. Каракуджур найдены микрофитолиды среднего рифея. Это послужило основанием для отнесения сарыбулакской свиты к среднему рифею.

Кызыльская свита - R_2 кз. Развита в Су-самырском хребте. Выделена Е.И.Зубцовым в 1951 г. (Королев, 1963) в долине р.Кокомерен (?) из состава кокомеренского комплекса, по В.Н.Козеренко (1948). Во второй половине 50-х годов изучалась А.Г.Ласовским, Л.Н.Мозолевым и Л.Н.Орловым. Сложена серицит-хлорит-кварцевыми сланцами с прослойками серых слабо мраморизованных известняков, главным образом в верхних горизонтах. Мощность 1100-1300 м. От более древней турагаинской толщи отделена разломом. С вышележащей сарисульской свитой контакт стратиграфический, согласный. К среднему рифею свита относится условно, по сопоставлению с курганташской свитой западной части Киргизского хребта и сарыбулакской свитой Терской Алатау.

Узунхматская свита - R_2 уз. Распространена на северном склоне Таласского хребта (?). Выходы свиты имеются также на северном склоне хребта Кокийрим. Свита впервые описана А.А.Конюком (1951) под названием "свита В". Название узунхматская предложено в 1955 г. Т.А.Додоновой (1957). Наиболее под-

робно она изучена в долине р.Узунахмат А.А.Черепановым и А.Г.Разбойниковым в 1974 г., а в более западных районах - В.Г.Королевым и Р.А.Максумовой (1964), Ш.Ш.Сабдушевым (1967), а в последнее время - М.А.Гончаровым и А.Г.Малюженцем.

Узунахматская свита разделяется на две подсвиты. В основании нижней залегает базальная брекчия, состоящая из угловатых обломков подстилающих мраморизованных известняков и филлитовидных сланцев карабуриной свиты. Эта брекчия может рассматриваться как элювий на древней поверхности денудации. Нижняя часть нижней подсвиты (400 м) образована преимущественно кварцевыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками (внизу до гравелитов), включающими пакеты тонкого переслаивания кварц-серицитовых сланцев и тонкозернистых полевошпато-кварцевых песчаников. Верхняя часть (300 м) сложена чередованием пачек по 75-100 м кварцево-серицитовых сланцев и полевошпато-кварцевых песчаников. Верхняя подсвита мощностью более 400 м сложена преимущественно средне- и крупнозернистыми песчаниками, включающими линзовидные горизонты полимиктовых конгломератов, струи и слои гравелитов. В более западных разрезах мощность узунахматской свиты оценивалась до 2500-3000 м, по-видимому, она завышена.

Нижняя граница свиты резкая, в конкретных обнажениях без видимого несогласия, с подстилающей карабуриной свитой. Длительность размыва подстилающих образований подчеркивается тем, что породы, прежде чем попасть в базальные слои в виде обломков, уже претерпели метаморфизм зелено-сланцевой фации. При прослеживании нижней границы по простиранию отчетливо выражено срезание ею верхних частей подстилающей толщи. Свита перекрыта неогеном.

Органические остатки в свите не встречены. Отнесение к среднему рифею основано на сравнении с курганташской свитой Киргизского хребта (Додонова, 1960). Существует точка зрения о синхронности ее с кызылбельской свитой, перекрывающей верхнерифейскую чаткарагайскую свиту.

Ичкелетауская свита - R₁₈; Развита в хр.Ичкелетау (7). Выделена М.Т.Козицкой в 1956-1957 гг. В.П.Петров в 1963 г. описал ее в составе учкошской свиты, разделив на две толщи.

В составе свиты выделяются мощная (около 1000 м) толща массивных известняков и толща до 500–700 м ритмично-переслаивающихся глинистых и известково-глинистых сланцев с прослоями песчаников и известняков. Более высокое положение занимает толща переслаивающихся песчаников и филлитизированных алевролитоглинистых сланцев. Отмечены полимиктовые конгломераты с гранитоидной галькой, несогласно залегающие на сланцево-песчаниковой толще. Общая мощность свиты, по-видимому, не менее 3000 м.

Свита тектонически отграничена от гульджерской толщи и кызылбельской свиты, венчаемой строматолитосодержащим горизонтом с верхнерифейско-вендскими строматолитами.

В составе ичкелетауской свиты, по-видимому, объединены аналоги верхов карабурунской свиты и узунахматской свиты Таласского хребта. На этом основании она отнесена на карте к среднему рифею.

Курганташская свита - R_2 кр. Развита в западной части Кыргызского хребта, в бассейне р.Кенкол (7). Выделена В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964). В.А.Николаевым относилась к кенкольской свите.

Сложена серыми, зеленовато-серыми филлитами, часто карбонатными, и сланцеватыми алевролитами, местами с прослоями мелкозернистых рассланцованных песчаников и редко мраморизованных известняков. Общая мощность 1000–1200 м.

На северном склоне Кыргызского хребта, в долинах рек Сугаты и Каинды, курганташская свита с глубоким размывом залегает на каиндинской свите нижнего протерозоя; в основании ее залегают конгломераты, фациально замещаемые песчаниками и сланцами (Киселев, Королев, 1964) в бассейне р.Макбал (сев.). Курганташская свита постепенными переходами связана с вышележащей терсбутакской свитой, охарактеризованной среднерифейскими строматолитами, и поэтому считается среднерифейской.

Чонкеминская свита - R_2 жк. Развита в бассейне р.Чон-Кемин на южном склоне Зайлийского хребта (I) и северном склоне хр.Кунгей Алатау (4). Выделена В.Н.Охотниковым в 1959 г.

Нормальный стратиграфический контакт свиты с подстилающими толщами нижнего протерозоя не наблюдается. В основании видимого

разреза свиты обнажается горизонт разногалечных конгломератов (150–200 м), состоящих из хорошо окатанных галек гнейсов, кристаллических сланцев, гнейсовидных гранитоидов, широко развитых в архейских и нижнепротерозойских образованиях этого района. Конгломераты переслаиваются с разнозернистыми кварцитовидными песчаниками. Основная (нижняя и средняя) часть разреза свиты сложена полимиктовыми песчаниками зеленовато-серого цвета с филлитовидными сланцами (около 2000 м). Верхняя ее часть образована хлорит-серицитовыми сланцами с прослоями песчаников и мраморизованных известняков (800 м). Общая мощность около 3000 м.

Чонкеминская свита с размывом перекрывается вулканогенной ичкесуйской свитой верхнего рифея. Среднерифейский возраст чонкеминской свиты принимается по сопоставлению со сходными по составу и положению в разрезе толщами среднего рифея западной части Киргизского хребта (курганташская и терсбутацкая свиты), содержащими строматолиты.

Суекская свита – R₂ эк. Развита в приводораздельной части хр. Терской Алатау и на южном его склоне в бассейнах рек Каракулджур, Бурхан, Тарагай (?). Выделена в 1965 г. В.В.Киселевым, В.Г.Королевым и К.Нурманбетовым из состава свиты мраморов M₂ (Шульц, 1958), именованной также улахольской свитой (Королев, 1957). Название "суекский комплекс" применялось в 1954 г. Ю.В.Жуковым и В.И.Кнауфом для всех толщ M, развитых в верховьях р. Нарын. Во второй половине 50-х годов свита изучалась В.М.Роданцом и Л.Н.Мозолевым, а в 1977–1978 гг. – В.В.Киселевым.

Свита имеет трехчленное строение. Нижняя ее часть (300 м) представлена чередованием массивных и грубоплитчатых серых и темно-серых мраморизованных доломитистых известняков. В средней части (200–250 м) развиты черные углеродистые, часто пиритизированные, серицито-глинистые сланцы с подчиненными прослоями черных углеродистых сульфидизированных известняков и пиритсодержащих алевролитов. В верхней части разреза (400 м) свита сложена грубослоистыми доломитистыми известняками с прослоями полосчатых известняков и черных известковистых сланцев. Общая мощность свиты около 900 м.

В бассейне р. Тьлек к суекской свите относится толща извест-

няков и доломитов (около 1000 м), по резкому контакту залегающая на сланцах сарыбулакской свиты. В основании свиты имеется маломощный слой известняковых брекчий, а в верхней части разреза (200–250 м) наблюдается чередование черных графитистых пиритоносных серицито-кварцевых сланцев с серыми и темно-серыми углисто-глинистыми известняками.

Суекская свита согласно залегает на сарыбулакской свите и связана с ней постепенным переходом. Она согласно перекрывается кварцитовидными песчаниками джилусуйской свиты. Контакт между ними резкий (Киселев и др., 1965). Из органических остатков В.Г.Королевым в районе поселка Сарыбулак были собраны онколиты, определенные З.А.Журавлевой как *Ozagia tenuilamellata Reitl.*, входящие в состав второго среднерифейского комплекса микрофитоцитов. В долине р.Куйлю-Восточной В.В.Киселевым и К.Нурмамбетовым из известняков суекской свиты собраны строматолиты, по заключению И.Н.Крылова (1967), ближе всего напоминающие среднерифейские формы. Это послужило основанием для отнесения суекской свиты к среднему рифею. По положению в разрезе и по составу она сопоставляется с теробутакской свитой западной части Киргизского хребта, охарактеризованной среднерифейским комплексом строматолитов.

С а р ы с у й с к а я с в и т а - R₂ св. Развита в Су-самырском хребте по долине р.Кокомерен. В 1951 г. Е.И.Зубцов из верхней части "кокомеренского комплекса" (Козеренко, 1948) выделил четыре свиты, нижняя из которых была названа им сарысуьской. А.Г.Ласовский и Л.Н.Мозолев эти свиты объединили под названием ашуайрыкской свиты. Поскольку в настоящее время доказано, что это название к данным толщам применять нельзя, редколлегия карты приняла название сарысуьская свита.

В таком объеме она в нижней части разреза сложена известняками, часто мраморизованными и доломитизированными, с прослоями и горизонтами известково-глинистых сланцев и темно-серых филлитов (1400 м). Выше по разрезу развиты темно-серые филлиты с тонкими (до 4 м) прослоями известняков (около 2000–3000 м). Вверх по разрезу число прослоев известняков резко возрастает и переходит в частое чередование известняков с филлитами (1200 м). Заканчивается разрез свиты серыми и светло-серыми мраморизованными известня-

ками, местами тонкослоистыми, мощностью до 700–800 м.

Контакт с нижележащей кызылойской свитой согласный, стратиграфический. Сарысуйская свита по резкому контакту перекрывается ириторской свитой верхнего рифея. Возраст условно считается среднерифейским по сопоставлению с терсбутацкой свитой, охарактеризованной строматолитами среднего рифея.

Т е р с б у т а ц к а я с в и т а – R₂ tr. Развита в западной части Киргизского хребта на левобережье р.Кенкол (7). Выделена В.Я.Медведевым в 1956 г. Совместно с подстилающей курганташской свитой В.А.Николаевым относилась к кенкольской свите. В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964) описывалась под названием оввской свиты. В 1963–1971 гг. свита изучалась А.Г.Разбойниковым и А.А.Черепановым.

В наиболее характерном разрезе по р.Овва, левому притоку р.Кенкол, нижняя часть свиты (400 м) сложена зеленовато–серыми тонкослоистыми хлоритово–карбонатными сланцами с тонкими прослоями известняков. Выше залегает мощный (около 1200 м) сланцево–карбонатный флиш, представляющий собой тонкое миллиметровое чередование желтовато–серых, зеленоватых, лиловато– и розовато–серых хлорито–карбонатных сланцев и светло–серых мраморизованных известняков. В самом верху флиша появляются прослои и линзы светло–серых кристаллических известняков, содержащих строматолитовые постройки. Венчается разрез свиты горизонтом (200–250 м) серых и темно–серых тонко– и среднеплитчатых кристаллических известняков и буровато–серых массивных и грубоплитчатых брекчированных доломитов.

Терсбутацкая свита согласно залегает на курганташской и связана с нею постепенными переходами, а перекрывается по резкому контакту кварцито–песчаниками оввской (джельдусуйской) свиты. В кровле свиты на карбонатных породах участками сохранились остатки древней коры выветривания.

Карбонатные породы свиты местами включают строматолитовые биогермы. Первые сборы строматолитов были сделаны В.Я.Медведевым и Н.А.Чекалиной в 1957 г. (Медведев, 1960). И.К.Королюк сделала заключение о их докембрийском возрасте. В последующие годы строматолиты собирались В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964). В ре-

зультате изучения строматолитов И.Н.Крылов (1967) сделал заключение о их среднерифейском возрасте и о близости комплекса строматолитов авзянскому комплексу из рифей Урала.

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Верхнерифейские отложения с возрастом между I, I и 0,7 млрд. лет широко развиты в северных хребтах Тянь-Шаня. Различаются три типа разрезов. В таласо-каратанском типе весь разрез верхнего рифея представлен осадочными толщами карагаинской серии, объединяющей сарыджонскую свиту терригенного флиша и чаткарагайскую свиту терригенно-карбонатного и карбонатного флиша. В киргизско-терской типе разреза внизу выходят толщи преимущественно основных эффузивов: ириторская, аштурукская, терекская, терская, ичкесуйская и предположительно бельтепшинская. В основании вулканогенных толщ местами выделяются толщи кварцито-песчаников и сланцев, примером которых служат овская свита. Верхняя часть сложена несогласно залегающими терригенными и карбонатными свитами: джолколотской и ашуайрынской, чочойской и чежерской, а также предположительно джолджилгинской толщей. В учкош-ортотауском типе разреза карбонатные толщи среднего рифея сменяются верхнерифейскими терригенно-карбонатными образованиями: тушашуйской и айлампатауской, маралсайской и тувьской, кольторской и торайгырской, улахольской и талдысуйской, джигуусуйской и учимчекской свитами. Предположительно к верхнему рифею отнесена карагырская толща в хр. Капкатас.

Овская свита - R₃ св. Выделена в 1964 г. В.Я.Медведевым и А.Ф.Степаненко в западной оконечности Киргизского хребта (7) как свита кварцитовидных песчаников кенкольской серии. Позднее, в 1959-1964 гг. В.В.Киселевым и В.Г.Королевым она была прослежена до верховий р.Талас и описана под названием джельдусуйской свиты.

Свита подразделяется на две части. Нижняя (до 200 м) сложена светлыми мелкозернистыми кварцито-песчаниками и глауконито-кварцевыми песчаниками, содержащими небольшие выклинивающиеся струи и линзы грубозернистых песчаников и гравелитов, прослой ко-срослоистых разностей, а также редкие прослой серых глинистых

сланцев. Верхняя часть свиты (250 м) состоит из тонколистоватых серых и черных глинистых сланцев. Общая мощность оввской свиты достигает 450 м.

Свита трансгрессивно залегает на разных толщах. В бассейнах рек Кенкол и Учкошой она перекрывает карбонатные породы верхней части терсбутацкой свиты и кору выветривания, развитую на них. В крайней западной части Киргизского хребта она лежит на каиндинской свите нижнего протерозоя, имея в основании сильно ненасыщенные кварцевые конгломераты, содержащие дресву каиндинских сланцев. Оввская свита по резкому контакту без видимого несогласия перекрывает терекской свиты верхнего рифея. Этот контакт в ряде мест тектонически осложнен.

Органические остатки не обнаружены. Несогласное налегание на терсбутацкую свиту, охарактеризованную среднерифейскими строматолитами, положение в основании единого разреза, в верхней части которого располагается толща с верхнерифейско-вэндскими фитолитами, формационное сходство и одинаковое положение в разрезе с зильмердокской свитой верхнего рифея Башкирского антиклинория Южного Урала определяет возраст оввской (джельдусуйской) свиты как поздне-рифейский. Это косвенно подтверждается возрастом обломочных цирконов из кварцито-песчаников, который по альфа-свинцовому методу составляет 1250 ± 100 млн. лет, т.е. является среднерифейским. Эти цирконы происходят из гранитоидов караджилгинского комплекса, имеющего возраст I, I млрд. лет (свинцово-свинцовый изохронный метод), что свидетельствует о том, что оввская свита послесреднерифейская.

Д ж и л у с у й с к а я с в и т а - R_3dE , Распространена на южном склоне западной части хр. Терской Алатоо в бассейнах рек Джилусу, Уччимчек и Бурхан (7). Как геологическое тело была обособлена В.М.Режанцом и Л.Н.Мозолевым под названием джолколотской свиты в 1957-1959 гг. Выделена и названа В.В.Киселевым в 1963 г. (Киселев и др., 1965). В основании свиты залегают светло-розовые косослоистые кварцито-песчаники, переслаивающиеся с глинистыми сланцами и редкими прослоями известняков (450 м). Выше выделяются полимиктовые и известняковые конгломераты, гравелисты с прослоями песчаников и линзами доломитов (30-60 м), которые сменяются ритмичным чередованием светло-серых и малиновых кварци-

товидных песчаников и сланцев (60 м), а затем кремнистыми породами (100 м). Общая мощность свиты достигает 620 м.

Свита залегает согласно на карбонатных породах суекской свиты, отделяясь от нее резким контактом, и согласно перекрывается учемчекской свитой.

В карбонатных породах свиты заключены строматолитовые биогермы, пока неизученные. Возраст свиты предположительно считается позднерифейским. Это заключение основывается на ее положении выше среднерифейской суекской свиты и на сопоставлении с овской (джельдусуйской) свитой, недостаточно корректном.

У ч е м ч е к с к а я с в и т а - R_3 ир. Распространена там же, где джилусуйская свита. Выделена в 1963 г. В.В.Киселевым (Киселев и др., 1965) в бассейне р.Бурхан, Терской Алатау (7).

В основании свиты лежат тонкослоистые известняки с пропластками глинисто-карбонатных сланцев, сменяемых темно-серыми массивными известняками с прослоями светлых полосчатых разностей. Мощность учемчекской свиты более 500 м.

Свита залегает согласно на джилусуйской свите и связана с нею постепенными переходами.

Ее контакты с перекрывающей толщей вулканитов терской свиты верхнего рифея в большинстве участков выходов тектонически осложнены. Их относительное положение в структурах предполагает первично стратиграфический характер контакта.

Органические остатки не выявлены. Возраст определяется как позднерифейский на основании положения учемчекской свиты в разрезе.

И р и т о р с к а я с в и т а - R_3 ир. Развита в юго-западных отрогах Джумгальского хребта (7), выделена К.Д.Помазковым в 1957 г.

Представлена свита метаморфизованными диабазами, авгитовыми, плагиоклазовыми, пироксен-плагиоклазовыми порфиридами и их туфами. Отмечается преобладание диабазов в нижней части разреза, а порфиритов и туфов - в верхней. Для низов разреза характерны прослои белых мраморизованных известняков. Мощность свиты около 1200 м.

По данным К.Д.Помазкова и Б.В.Семенова, ириторская свита без видимого углового несогласия по резкому контакту залегает на известняках сарысуйской свиты среднего рифея и резко несогласно перекрывается вулканитами, предположительно раннекембрийскими.

По аналогии с терекской свитой, развитой в западной части Киргизского хребта, имеющей близкий состав и сходное положение в разрезе, ириторская свита относится к позднему рифею. По представлениям ряда авторов, распространена более широко, чем показано на карте. Так, "комплекс Сонкультау" В.Г.Королев (1957) считал позднепротерозойским. Е.И.Зубцов и Л.Н.Орлов как ириторскую позднепротерозойского возраста свиту выделяли вулканогенные толщи в горах Балыкты (Сев.Навактау) и Сонкультау (к северу от оз. Сонкуль). Л.Н.Орлов относил к этой свите вулканогенные толщи в западной части Сусамырского хребта, считал их позднепротерозойскими. На карте они отнесены к караарчинской свите предположительно кембрийского возраста. Основанием для заключений о позднепротерозойском возрасте этих толщ служило сходство состава с терекской свитой и калий-аргоновый возраст рвущих вулканиты гранитоидов (в горах Балыкты) в 540-560 млн. лет.

Ашутурукская свита - R₃at. Развита в восточной части Терской Алатау (9). Выделена, названа и подробно изучена в 1952 г. В.Г.Королевым (1957).

В нижней части разреза свиты преобладают хлоритовые, известково-хлоритовые, актинолитовые и эпидотовые сланцы, переслаивающиеся с туффидами, туфами, туфобрекчиями, а также андезитовыми порфиритами и диабазами. Верхняя часть сложена андезитовыми порфиритами и диабазами, включающими прослои туфов, туфолов и лавобрекчий, туфоконгломераты. Мощность свиты 2000-3000 м.

Основание свиты неизвестно. Она является наиболее древней из вскрывающихся в данном районе позднедокембрийских образований, а перекрывается с глубоким размывом базальными слоями джолколотской свиты верхнего рифея. Свита прорывается гранитоидами, относящимися к минторскому комплексу позднего рифея, а также габброидами с калий-аргоновым возрастом амфиболов 552₊₃₄ млн. лет (данные Т.А.Додоновой). Таким образом, возраст ашутурукской свиты несомненно докембрийский, не моложе позднего рифея. На основании

сопоставления с терекской свитой западной части Киргизского хребта принят позднерифейский возраст аштурукской свиты. В XXV томе Геологии СССР (1972) аштурукская свита помещена в основание верхнего протерозоя, на одном уровне с куперлясайской свитой, более древней, чем бельчийская свита.

Терекская свита - R₃trk. Распространена в западной части Киргизского и на северном склоне Таласского хребтов (6). Выделена и названа В.Я.Медведевым и А.Ф.Степаненко в 1954 г. Ранее В.А.Николаев (1930) включал ее в "спилитовую свиту". Детально изучалась В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964), а затем А.Г.Разбойниковым и В.В.Черепановым.

Терекская свита подразделяется на две части. Нижняя часть состоит из четырех пачек: 1) туфогенно-кремнистые сланцы, туфы, туфопесчаники, прослой гравелитов (200-250 м); 2) афировые и микропорфирные диабазы, авгитовые и плагиоклазовые порфириды (180 м); 3) порфиритоиды по базальтовым лавам (300 м); 4) массивные известняки (до 200-250 м). В основании верхней части залегает пачка туфоконгломератов, туфобрекчий, туфопесчаников (до 200 м), сменяемых переслаиванием покровов миндалекаменных спилитов, вариолитов, афировых порфиритов, авгитовых порфиритов, оливковых диабазов, лавобрекчий, туфов (1200 м). Встречаются пачки, линзы, включения красных, зеленых, белых и черных кремнистых пород. Свита венчается горизонтом массивных мраморизованных известняков (300-400 м), в основании которых выделяется конгломерато-брекчия. А.Г.Разбойников и А.А.Черепанов относили этот горизонт к базальной части чочойской свиты.

Суммарная мощность терекской свиты достигает 3000 м.

Свита по резкому контакту залегает на оввской свите. Местами контакт осложнен тектоническими подвижками. В верховьях р.Учкошой В.А.Макаров наблюдал нормальное перекрытие спилито-диабазовой толщи кварцитовидными песчаниками, составляющими базальную часть чочойской свиты.

Органические остатки в терекской свите не обнаружены. Ее послесреднерифейский возраст доказывается тем, что она залегает на оввской свите, содержащей в кварцито-песчаниках обломочные цирконы среднерифейских гранитоидов. В перекрывающей ченерской свите

содержатся верхнерифейские и верхнерифейско-вендские фитолиды. Это определяет возраст терекской свиты, как позднерифейский.

Бельтепшинская толща - R_3^{76t} . Развита на северном склоне хр.Капкатас (7). Как геологическое тело выделена В.Н.Гавриловой в 1943-1944 гг., относилась к каракаттинской свите капкатасской серии (Криволицкая, Королев, 1960). Названа бельтепшинской Т.А.Додоновой в 1974 г.

Сложена спилитами и диабазами с редкими прослоями туфов. Присутствуют единичные прослои трахибазальтов, кератофиров и кварцевых кератофиров. В стратотипе около пер.Бельтепши начинается крупновалунными агломератами, переходящими выше в миндалекаменные спилиты зелено-серого цвета (200-250 м). На них залегают миндалекаменные диабазы (200-220 м), затем шаровые лавы спилитов (около 300 м). Лавы перекрываются 60-80-метровым горизонтом хлорит-глинистых и карбонатно-глинистых сланцев и затем снова зелено-серыми миндалекаменными спилитами с прослоями диабазов, кератофиров, трахибазальтов с шаровой отдельностью и редко туфов (около 600 м). Общая мощность толщи около 1200 м.

В типовом разрезе основание толщи срезано разломом. Предположительно к этой толще отнесены выходы сильно метаморфизованных основных вулканитов по р.Сокуташ, на южном склоне хр.Кара-Джорга. Они согласно подстилаются толщей кварцито-песчаников и сланцев, которые напоминают оввскую свиту (Королев и Максумова, 1978). В горах Капкатас вулканогенная толща согласно перекрывается горизонтом туфоконгломератов, которые принимаются за основание джолджыгинской толщи.

Органических остатков в бельтепшинской толще не обнаружено. К позднему рифею она отнесена Т.А.Додоновой на основании корреляции с терекской свитой по положению в разрезе и петрографических особенностей. Существует мнение о раннекембрийском возрасте (Криволицкая, Королев, 1960).

Терекская свита - R_3^{tr} . Развита в полосе вдоль Центрально-Терекского разлома по долинам рек Керегеташ, Учечек, Длеруй в хр.Терекской Ала-Тоо (7). Выделена К.Д.Помазковым (Королев, 1958).

В долине р.Учемчек свита разделяется на две части. Нижняя представлена мелкозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками, гравелитами и сланцами, залегающими на известняках учемчекской свиты предполагаемого верхнего рифея. Мощность 80 м. Выше выделяется характерная пачка полосчатых зеленых и лиловатых кремнистых и зеленых туфогенных сланцев (около 250 м), на которой видимо лежат (контакт осложнен разломом) интенсивно зеленокаменно-измененные эффузивы основного состава (диабазы, спилиты и их туфы). Общая мощность свиты 1500 м. Но перекрывающие отложения не выявлены. В долине р.Джеруй свита выходит в тектоническом блоке и сложена спилитами, лавобрекчиями спилитов и авгитовых порфиритов с редкими прослоями полимиктовых песчаников. Мощность 1000 м.

Возраст терской свиты определяется условно, по сопоставлению с близкими по составу вулканогенными образованиями терской и ашутурусской свит Северного Тянь-Шаня.

И ч к е с у й с к а я т о л щ а - R₃18. Распространение толщи ограничивается южными склонами Заилийского хребта и частью северных склонов Кунгей Алатау (I,4). Впервые она была выделена в 1963 г. В.М.Рожанцом. Видимое основание толщи сложено базальными туфоконгломератобрекчиями (30-120 м), выше которых лежат туфы и туфобрекчии андезитов с прослоями спилитов, 220-320 м; спилиты и их туфы с линзами известняков и туфов андезитовых порфиритов, 220-350 м; лавы, туфолавы, туфобрекчии, туфы, туффиты андезитовых и диабазовых порфиритов с прослоями диабазов, 210-225 м; спилиты с прослоями андезитовых порфиритов и линзами известняков, 570-740 м. Общая мощность от 1250 м до 1750 м.

В известных разрезах ичкесуйской толщи в Заилийском и Кунгей Алатау изменения в составе по простирацию толщи незначительны.

В Киргизском хребте, по долине р.Иссык-Ата, к ичкесуйской толще отнесены образования ранее картировавшиеся в качестве шуктурской свиты. Они представлены зелеными туфами, туфоконгломератами, темно-зелеными порфиритами. Мощность толщи достигает 1000 м.

В разрезах по долине р.Чонкелин ичкесуйская толща имеет и кровлю и почву. Она лежит с признаками размыва на карбонатных хлористо-серпидитовых сланцах Верхней подсвиты чонкеминской свиты,

а перекрывается также со следами размыва и базальными конгломератами и песчаниками основания кольторской свиты. Ичесуйская толща располагается в нижней трети мощной колонны немых образований, лежащих под фаунистически охарактеризованными отложениями кембрия и ордовика. В Киргизском хребте она прорывается гранитоидами с калий-аргоновым возрастом 695 млн. лет.

Таким образом, докембрийский возраст ичесуйской толщи не вызывает сомнений.

Д ж о л д ы л г и н с к а я т о л щ а - R_3^{add} . Развита в хр.Капкатас (7). С.С.Шульц (1938) включал ее в свиту Капката. В.Н.Гаврилова в 1943-1944 гг. разделила свиту на три толщи. Две верхние толщи "рассланцованных конгломератов" и "рассланцованных кремнистых туффитов, туфогенных песчаников и конгломератов" В.Г.Королев (1962) отнес к аналогам караджоргинской свиты среднего кембрия - нижнего ордовика. В.В.Киселев в 1978-1979 гг. предложил для этих образований название джолдылгинская толща.

По В.В.Киселеву, в разрезе толщи выделяются (снизу вверх): сланцеватые полимиктовые туфогенные конгломераты, туфы порфиритов, туффиты (900 м), мраморизованные известняки (200 м), полимиктовые песчаники, алевролиты и сланцы (900 м), глинистые и алевролитовые сланцы с песчано-сланцевыми пакетами (800 м). Общая мощность 2700 м.

Джолдылгинская толща залегает согласно, по-видимому с размывом, на бельтепшинской толще и также с размывом перекрывается полимиктовыми конгломератами, которые относятся или к кембро-ордовика (Кривоуцкая, Королев, 1960), или к ордовика (В.И.Киселев, В.А.Грищенко).

Органические остатки в породах толщи не обнаружены. Позднерифейский возраст предполагается на тех же основаниях, что и для бельтепшинской толщи. Существуют представления о том, что она принадлежит кембрию или кембро-ордовика (Кривоуцкая, Королев, 1960; Королев, 1962).

К а р а г ы р с к а я т о л щ а - $R_3^{1кг}$. Развита в хр.Капкатас (9). Выделена в 1971 г. Ю.В.Жуковым из состава капкатаской серии. Б.Асаналиев в 1963-1965 гг. описывал ее под названием кокбельской свиты.

В нижней части толщи преобладают сланцы с прослоями песчаников и выклинивающимися горизонтами известняков. Средняя часть сложена песчаниками, содержащими пачки среднегалечных конгломератов, а верхняя представлена массивными плитчатыми известняками, чередующимися с известково-хлоритовыми сланцами. В основании известнякового горизонта на водоразделе рек Карагыр - Майда содержатся линзовидные прослои гематитовых руд. Восточнее р.Майда железные руды залегают в пачке серицито-глинистых, черных углеродистых и гематито-глинистых сланцев, разделяющей песчаниковую и карбонатную части разреза. Мощность толщи около 1500 м.

Основание толщи срезано крупными тектоническими нарушениями. Она резко несогласно перекрывается базальными конгломератами толщи верхнего девона-турне. В карбонатных породах М.Д.Гесь в 1978 г. обнаружил микрофитоциты, которые, по заключению Б.Ш.Клиггер, принадлежат формам: *Osagia aculeata* Z. Zhur, *Asterosphaeroides* sp., *Radiusus* sp., *Volvatella* ? sp. Этот комплекс микрофитоцитов в Тянь-Шане характеризует толщи с верхнерифейскими стромацитолитами (чаткарагайская, айлапшатауская свиты), и на этом основании карагырская толща отнесена к верхнему рифею.

С а р ы д ж о н с к а я с в и т а - R₃ст. Распространена в нижней части северного склона Таласского хребта. В принятом на карте объеме эта свита была выделена в 1951 г. А.А.Конюком, как свиты В и Г. Название "сарыджонская" было предложено Т.А.Додоновой (1960).

Свита состоит из двух частей. Нижняя часть сарыджонской свиты (тагыртауская свита В.Г.Королева и Р.А.Максумовой, 1964) образована флишеподобным ритмичным переслаиванием тонко- и среднеслоистых полимиктовых песчаников (реже гравелитов) с алевролитовыми и алевроито-глинистыми сланцами. Мощность ритмов от 20 до 100 м. В их основании залегают более грубозернистые полимиктовые песчаники с галькой подстилающих сланцев или гравелиты, в кровле тонкослоистые алевроито-глинистые и глинистые сланцы. Между ритмами видны карманообразные поверхности размыва, на поверхностях пластов знаки волн, в тонкозернистых породах следы оползания и оползневые брекчии, спутанная слоистость. Мощность 1000-1200 м. Верхняя часть сарыджонской свиты (собственно сарыджонская свита, по

В.Г.Королеву и Р.А.Максумовой, 1964) разделяется на пять пачек (Королев, 1956). Нижняя пачка сложена ритмично переслаивающимися розоватыми и светло-серыми средне- и крупнозернистыми песчаниками (70-150 м). Вторая состоит из чередования пакетов по 20-50 м сланцево-карбонатного и сланцево-песчаникового состава (до 200 м). Третья пачка включает 2-3 горизонта средне- и крупнозернистых песчаников, разделенных сланцево-карбонатными пакетами (70-75 м). Четвертая пачка литологически идентична второй пачке, содержит маркирующий горизонт плитчатых известняков (200-300 м). В пятой пачке (85-100 м) преобладают средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники и местами гравелиты, характерен горизонт лиловато- и вишнево-серых сланцев. Суммарная мощность сарыджонской свиты достигает 1500 м, местами, возможно, увеличиваясь до 1750-1800 м. Нижняя граница сарыджонской свиты достоверно нигде не наблюдалась.

В 1972 г. В.В.Киселев в долине р.Ур-Марал отобрал пробы известняков, в которых Б.Ш.Клинггер определила онколиты верхнего рифея *Radiscus elongatus* Z. Zhur., *Vesicularites parvus* Zabr., *Vesicularites* sp., *Glebosites* sp.

На основании находок верхнерифейских микрофитоцитов в сарыджонской свите и строматолитов того же возраста в согласно перекрывающей чаткарагайской свите возраст рассматриваемых образований с достаточным основанием принимается позднерифейским.

Ч а т к а р а г а й с к а я с в и т а - R₃st. Распространена в основном на северном склоне Таласского хребта, между долинами рек Бабахан и Бешташ, небольшие по площади выходы имеются восточнее, в долине р.Чичкан, в Сусамырском хребте на северном склоне хр.Кокирим. Как геологическое тело свита была обособлена в 1950-1952 гг. А.А.Конюком под индексами "свита Д+Е". Название было предложено в 1957 г. Т.А.Додоновой.

Чаткарагайская свита сложена плитчатыми пелитоморфными известняками, известково-глинистыми сланцами с редкими прослоями и пачками полимиктовых песчаников. В типовых (полных) разрезах по рекам Шильбили, Кара-Бура и Кумыштаг (кумыштагский тип) она разделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю. Верхняя подсвита, в работе Ш.Ш.Сабдошева, именуется сагызганской.

В нижнечаткарагайской подсвите можно выделить четыре пачки: I - чередование темно-серых и серых, до черных средне- и тонкослоистых плитчатых пелитоморфных, алевритистых и песчанистых известняков, калькаренитов, карбонатно-глинистых сланцев - до 500 м; II - зеленые, вишневые и малиновые аргиллиты, алевролиты, прослой мелкозернистых песчаников и песчанистых известняков - от 70 до 175 м; III - чередование пачек серых и черных плитчатых известняков, алевритистых и песчанистых известняков, известково-глинистых сланцев - от 375 до 500 м; IV - тонкое чередование зеленых, реже малиновых известково-глинистых сланцев, тонкоплитчатых глинистых известняков - 160-260 м. Мощность нижнечаткарагайской подсвиты колеблется от 560 до 1460 м.

Верхнечаткарагайская подсвита состоит из трех пачек. Нижняя из них сложена чередованием пакетов алевролит-аргиллитового, известняково-аргиллитового, аргиллит-известнякового и гравелитопесчаного составов. Мощность 400-625 м. Вторая пачка начинается полимиктовыми песчаниками, алевролитами, венчается известняками и известково-глинистыми сланцами, мощность 50-150 м. Третья пачка представлена серыми, зелеными и вишневыми глинистыми сланцами с подчиненными прослоями пестроокрашенных известняков, мощность от 50 до 150 м. Мощность верхнечаткарагайской подсвиты около 700-750 м. Общая мощность чаткарагайской свиты в полных разрезах кумштагского типа колеблется от 1200 до 2200 м.

В другом (курганском) типе разреза предполагается, что чаткарагайская свита образует сокращенный разрез. Она согласно подстилается сарыцонской (?) свитой и представлена чередованием пачек плитчатых доломитистых известняков и доломитов, обычно тонкослоистых, с включениями кремней и пачек розовых комковатых известняков с биогермами стромаголитов, онколитовых известняков, прослоев малиновых алевролитов. Мощность до 200-300 м.

Возможна другая трактовка курганского типа разреза. Весь разрез может соответствовать верхнечаткарагайской (сагызганской) подсвите кумштагского типа разреза, ее первой и второй пачкам.

Нижняя граница чаткарагайской свиты характеризуется постепенными переходами от сарыцонской свиты. Верхняя граница представляет собой постепенный переход через переслаивание в сравнительно

маломощном интервале к кызылбельской свите, лишь местами она резкая.

Органические остатки найдены в чаткарагайской свите курганского типа разреза. Среди первых находок строматолитов, сделанных В.Я.Медведевым, А.В.Григорьевым и Г.Н.Важеновой в бассейнах рек Курган и Чичкан, И.К.Королюк определила *Collumnacollenia calciolata* Korol., *Planocollina serrata* Korol., *Сompactocollenia* sp., отметив их сходство со строматолитами из рифейских отложений Сибири (Медведев, Королюк, 1958). В сборах строматолитов, произведенных в 1959-1961 гг. В.Г.Королевым, В.В.Киселевым и Л.Б.Дядюченко, а затем в 1961-1963 гг. И.Н.Крыловым, согласно его же определениям, выявлены *Minjaria calciolata* (Korol.), *Jnzeria toctogulii* Kryl., *Gymnosolen* cf. *ramsayi* Steinm., *Sacculia* (?) Korol., *Tungussia* sp. И.Н.Крылов дал заключение о сходстве этого строматолитового комплекса с комплексом из самых верхних горизонтов миньярской свиты (верхний рифей) или из низов укской свиты (ныне кудаш, или терминальный рифей) древних толщ Южного Урала (Крылов, 1967). Микрофитолиты, собранные в разные годы В.Г.Королевым, В.В.Киселевым и И.Н.Крыловым, по заключениям изучавших их Б.Ш.Клингер и Э.А.Журавлевой, представлены *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *Vesicularites parvus* Zabr., *Vermiculites anfractus* Z. Zhur., *Volvatella vadoza* Z. Zhur., *V. zonalis* War., *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *N. Varians* Z. Zhur., *N.antis* Z. Zhur., *N. abustus* Z. Zhur., *Radiosus vitrens* Z. Zhur. Этот комплекс соответствует IV комплексу (юдомскому) микрофитолитов, по Э.А.Журавлевой. Он характеризует кудашские и вендские образования. На Урале эти формы найдены в самых верхах миньярской свиты и в укской свите (Журавлева, 1980).

Итак, по органическим остаткам чаткарагайская свита не моложе верхнего рифея (по строматолитам) и верхнего рифея - кудаша - - венда по микрофитолитам. Вероятнее всего, основной объем чаткарагайской свиты в разрезах кумьштагского типа соответствует верхам верхнего рифея Южного Урала. Это подкрепляется сравнениями с занимающей то же стратиграфическое положение джанытасской серией Малого Каратау, содержащей тот же комплекс строматолитов, что и в чаткарагайской свите, и верхнерифейской, по заключению М.С.Якшина,

комплекс микрофитолитов (Еганов, Советов, 1979).

Маралсайская свита - R_3mg . Распространена на северном склоне Киргизского хребта, в междуречье Туюк-Кегеты (I). Выделена В.М.Рожанцом в 1963 г. Основание свиты не обнажается. Нижняя видимая ее часть (220 м) сложена зелеными биотит-кварцевыми и эпидот-роговообманковыми сланцами, а верхняя, мощностью 270 м, - актинолит-кварцевыми и эпидот-актинолитовыми сланцами с примесью углистого материала. Общая мощность 490 м. Верхний контакт с туюкской свитой нормальный стратиграфический. Органических остатков не содержит. Маралсайская свита тесно связана с перекрывающей ее туюкской свитой, относимой также к комплексу осадков, охарактеризованных строматолитами верхнего рифея, и поэтому считается позднерифейской. Нельзя исключить и более древний возраст.

Кольторская свита - R_3kl . Развита в хр.Кунгей Алатоо (I). Выделена Ю.В.Жуковым в 1964 г. В основании свиты залегает горизонт мелкогалечных полимиктовых конгломератов мощностью 20-80 м. Выше развиты: 1) алевриты, переслаивающиеся с разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками (160-250 м); 2) песчаники грубозернистые с прослоями гравелитов и мелкогалечных полимиктовых конгломератов (140-220 м); 3) алевриты, чередующиеся с серицит-хлоритовыми сланцами (120-170). Общая мощность 440-720 м.

Кольторская свита с размывом, но без видимого углового несогласия залегает на икчесуйской свите верхнего протерозоя и перекрывается торайгырской свитой. Органических остатков не содержит. Возраст устанавливается по аналогии с подобными толщами Киргизского хребта, охарактеризованными строматолитами верхнего рифея.

Тушашуйская свита - R_3tb . Распространена на северном склоне Таласского хребта (7), по левым притокам р.Уч-Кошой (бассейн р.Талас). Как стратиграфическое подразделение первоначально выделена В.Я.Медведевым (1960) в качестве нижней под-свиты учкошской свиты. Название дано В.И.Кнауфом и Ю.В.Жуковым в 1964 г.

Тушашуйская свита сложена темно-серыми глинистыми и алевритово-глинистыми сланцами, алевропесчаниками, встречаются прослои

песчаников, пачки углесодержащих сланцев. Видимая мощность 400–600 м.

Нижняя граница не выяснена. Предполагается, что за разломом на правом склоне долины р. Уч-Кошой выходят базальные слои этой свиты (терскольская толща А.Г.Разбойникова), с размывом и небольшим угловым несогласием перекрывающие ортоэтаускую серию. Они представлены кварцито-кварцевой конгломератобрекцией, перекрытой темными сланцами. Верхняя граница характеризуется быстрой, но через переслаивание, сменой известняками айлампатауской свиты.

Органические остатки не обнаружены. На основании тесной связи с айлампатауской свитой, в которой содержатся верхнерифейские строматолиты и верхнерифейско-юдомские микрофитолиты, и сопоставления с сарыджонской свитой Таласского хребта тушашуйская свита отнесена к верхнему рифею. Существует мнение о вендском и вендско-кембрийском ее возрасте (Белькова, Огнев, 1964).

Чочойская свита - р. 38. Распространена в приводораздельной части Киргизского хребта, на его западном окончании, в верховьях левых притоков Кен-Кол (реки Ова, Чачке-Терек), на северном склоне Таласского хребта в долине р. Чон-Кошой. Выделена В.Я.Медведевой и А.Ф.Степаненко в 1954 г. В бассейне р. Кен-Кол в строении свиты участвуют кварцитовидные песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, составляющие нижнюю ее часть мощностью около 350 м. Верх свиты образованы кварцево-биотитовыми, кордиерит- и андалузитсодержащими сланцами с пачкой кварцитов сверху. Они составляют по мощности более 500 м. Общая мощность свиты здесь видимо более 850 м, так как нижние горизонты срезаны разломом. Основание свиты вскрывается только в верховьях р. Чон-Кошой, одной из составляющих р. Талас, где, по данным В.П.Морозова и В.А.Макарова, вулканогенная терекская свита по резкому контакту сменяется чочойской свитой, в нижней части которой преобладают массивные и плитчатые кварцито-песчаники с прослоями и пачками углеродистых сланцев, а в верхней – темные фаллиты с горизонтами известняков и кварцито-песчаников. Мощность свиты в долине р. Чон-Кошой порядка 700 м. Контакт с нижележащей терекской свитой, вероятно, трансгрессивный. К вышележащей ченерской свите переход постепенный.

Органических остатков породы свиты не содержат, но поскольку она тесно связана с ченерской свитой, содержащей микрофитоли- ты верхнего рифея, позднерифейский возраст чахойской свиты пред- ставляется вполне вероятным. Она может сопоставляться с тушашуй- ской и джолколотской свитами.

Улахольская свита - r_{3ul} . Распространена в западной части хр. Терской Алатау. Как геологическое тело обо- соблена О.И. Некрасовой в 1939 г. под названием "сланцево-песча- никовой свиты" в бассейне рек Улахол и Турасу. Название предложе- но в 1962 г. Ю.В. Жуковым и В.И. Кнауфом.

На северном склоне Терской Алатау, в бассейне рек Улахол и Турасу, улахольская свита состоит из ритмично переслаивающихся полимиктовых песчаников с подчиненными алевролитами, прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Породы свиты отличают- ся градационной слоистостью, многочисленными следами внутренних размывов, присутствием в обломках вулканогенных пород основного и среднего состава. В верхней части свиты преобладают различные сланцы. Мощность около 3000 м.

В горах Карагоман, по данным В.А. Грищенко, свита начинается валунными и галечными конгломератами (150-200 м), основная ее часть сложена песчаниками, алевролитами, сланцами, в верхней час- ти появляются прослои известняков. Мощность 1500-1600 м.

На северном склоне хр. Кара-Катты, по материалам В.В. Семено- ва, улахольская свита состоит из ороговикованных песчаников, алевролитов, сланцев с горизонтами несортированных кварцитовых и карбонатно-кварцитовых конгломератов. Мощность 1700 м.

Органических остатков свита не содержит. Ее основание нигде не вскрыто. Она согласно перекрывается талдысуйской свитой, оха- рактеризованной микрофитолиитами верхнего рифея-венда. На этом ос- новании, а также на основании сопоставления с джолколотской, ту- шашуйской и чочойской свитами принимается позднерифейский возраст улахольской свиты.

Следует отметить, что ранее наименование "улахольская свита" применялось для карбонатной толщи (Решения..., 1969; Белькова и Огнев, 1964; Королев, 1957).

Джолколотская свита - R₃dk. Распространена в восточной части Терской Алатау, в верховьях рек Тюп, Джергалан и Каркара. Выделена В.И.Кнауфом и В.Г.Королевым в 1952 г. как песчано-сланцевая свита. Названа и подробно изучена В.Г.Королевым в 1952-1955 гг.

В основании выделяется пачка до 120 м мощности красноцветных "мусористых" песчаников, кварцито-песчаников, алевролитов, состоящих из продуктов разрушения подстилающих гранитоидов. Основная часть свиты складывается переслаивающимися зеленовато-, лиловато- и темно-серыми рассланцованными полимиктовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевролитами и алевролито-глинистыми сланцами. Встречаются прослои и пачки полимиктовых конгломератов и гравелитов.

Мощность изменяется от 200 м на западе до 1000 м на востоке района ее распространения.

Джолколотская свита залегает с глубоким размывом на поверхности древних гранитоидов (минторского комплекса). "Карманы" этой поверхности заполнены гранитной дресвой. Верхняя граница с ашуайрыкской свитой нечеткая, предполагается частичное фациальное замещение этих двух свит.

Органические остатки не обнаружены. Возраст определяется по аналогии с тушашуйской и чочойской свитами, подстилающими карбонатные толщи с верхнерифейско-вендскими микрофилитами. Обломочные цирконы из красноцветных песчаников базальных слоев имеют возраст по альфа-свинцовому методу 1256 млн. лет. Таким образом, джолколотская свита не может быть древнее позднего рифея. Наиболее вероятным является ее позднерифейский возраст.

Туюкская свита - R₂tk. Развита на северном склоне Кыргызского хребта, восточнее р. Иссык-Ата (I). Выделена А.Г.Вологдиным в 1943 г. По составу делится на две части. Нижняя из них сложена темно-серыми слоистыми и брекчиевидными мраморизованными известняками и графитистыми известняками с прослоями серых массивных известняков, филлитов, часто графитистых и кварцитов (500 м). Верхняя часть разреза начинается горизонтом известняковых конгломератов, представлена серыми, розовато-серыми массивными и брекчиевидными мраморизованными известняками и долами-

тами с кремнями и прослоями черных углеродистых известняков. Мощность свиты около 1000 м.

В горах Окторкой из известняков свиты А.А.Петренко в 1939 г. собраны водоросли *Ovagia*. Туюкская свита согласно залегает на маралсайской и резко несогласно перекрывается девон-карбоном. По данным В.А.Макарова, обломки туюкской свиты содержатся в конгломератах ниже-среднекембрийских отложений этого района. Свита сопоставляется с торайгырской, айлашпатауской и другими карбонатными свитами позднерифейского (или позднерифейско-вендского) возраста.

Т о р а й г ы р с к а я с в и т а - R_3tg . Распространена в хр.Кунгей Алатау (I). Выделена М.М.Дичевым в 1932 г., названа А.А.Лавровым в 1939 г.

Сложена мраморизованными известняками с прослоями углеродистых сланцев и кварц-серицитовых сланцев. В основании свиты залегают конгломераты, состоящие из галек мраморизованных известняков, ороговикованных кварцевых песчаников, алевролитов, гранитоидов, кварцитов, эффузивов, сланцев и кремнистых пород (10-100 м). Общая мощность свиты 300-450 м.

Органические остатки не обнаружены. Торайгырская свита залегает с разрывом, но без видимого несогласия на кольторской свите верхнего рифея. Перекрывающие толщи не известны. Свита прорывается гранитоидами, биотит из которых имеет калий-аргоновый возраст 570-575 млн.лет. Возраст устанавливается по аналогии с туюкской, ченерской, талдысуйской, айлашпатауской свитами, которые охарактеризованы позднерифейскими органическими остатками, имеют сходный литологический состав.

А й л а м п а т а у с к а я с в и т а - R_3al . Расположена в восточной части Таласского хребта, по левым притокам р.Уч-Кожой, в верховьях р.Чичкан (Южный) и по левым притокам р.Сусамыр в ее верховьях (7). Как геологическое тело была обособлена В.Я.Медведевым в 1956 г. (Медведев, 1960) в качестве средней под-свиты учкошской свиты и отнесена им к синию - нижнему кембрию. Название айлашпатауская свита предложено Д.В.Жуковым и В.И.Кнауфом в 1964 г.

Айлампатаускую свиту слагают разнообразные известняки серой, светло-серой и темно-серой, розовато-серой окраски: слоистые плитчатые, тонкослоистые-тонкообломочные, пелитоморфные, глинистые и алевроитистые, обломочные (калькарениты) от псаммитовых до брекчиевых, онколитовые и строматолитовые, кремнистые с желваками и линзами кремней. Подчиненными являются доломиты и доломитовые известняки, часто послойно окремненные. Биогенные фитолитовые разности карбонатных пород пользуются наибольшим распространением, им мало уступают пелитоморфные разности. Очень характерна микроритмичность. Нижняя часть микроритмов сложена или глинистыми и алевроитистыми карбонатами или калькаренитами, в верхних преобладают фитолитовые разности.

Мощность свиты в полном, наиболее хорошо изученном разрезе по р. Черды, в северной части распространения ее, составляет 300-375 м. Неполная мощность в районе пер. Ашутор, в верховьях р. Туш-Алу, не более 450-500 м. В обоих разрезах особенно характерны фитолитовые разности карбонатов, очевидно, свойственные краевым (северной и южной) частям бассейна, граничившим с поднятиями. В центральной части бассейна мощность превышает 1000 м, здесь биогенные карбонаты практически отсутствуют, преобладают пелитоморфные и кремнистые разновидности.

Нижняя граница с тушашуйской свитой характеризуется постепенными переходами, верхняя является резкой, фиксирующей стратиграфическое несогласие и перерыв, во время которого формировалась кора выветривания кварцевого типа. Выше залегает арпатектырская свита.

Среди строматолитов, собранных В.Я. Медведевым и К.Г. Кисляковой в 1956-1957 гг. и определенных И.К. Королюк, присутствуют *Stratifera gara Kogol.* и три формы из этой же группы (Медведев, 1960). Позднее А.А. Черепановым, А.Г. Разбойниковым, В.В. Киселевым, И.Н. Крыловым были найдены столбчатые строматолиты, при предварительном изучении которых И.Н. Крылов определил *Minjaria*, *Tungusvia* и *Voxoplia* (?), характерные для миньярской свиты верхнего рифа Южного Урала. Из сборов Т. Джумалиева, В.В. Киселева, В.Г. Королева и А.Г. Разбойникова, произведенных в 1971 г., Б.Г. Клиггер определил следующий состав микрофитолитов: *Vesicularites concretus* Z.

Zhur., V. aff. concretus Z. Zhur., Vermiculites irregularis (Reitl.), V. tortuosus (Reitl.), Volvatella zonalis Nar., V. vadosa Z. Zhur., Volvatella sp., Nubecularites abustus Z. Zhur., N. aff. abustus Z. Zhur., N. forma nov Klinger, Ambigolamellatus horridus Z. Zhur. В целом этот комплекс соответствует IV или юдомскому комплексу, по Э.А.Журавлевой.

Фитолиты не дают однозначного решения о возрасте айлампатауской свиты. Строматолиты свойственны верхнему рифею, тогда как микрофитолиты – юдомскому комплексу, но встречаются и в верхах миньярской свиты (Журавлева, 1980). Все перечисленные микрофитолиты встречаются в обломках карбонатных пород в тиллитах, которые принадлежат, согласно взглядам Б.С.Соколова, собственно вендскому комплексу. Аналогичное явление сочетания верхнерифейских строматолитов и юдомских онколитов отмечено в чаткарагайской свите, с которой айлампатауская свита может сравниться. На этом основании принят позднерифейский возраст айлампатауской свиты. Но существует мнение о вендском и вендско-раннекембрийском возрасте (Белькова, Огнев, 1964).

Ч е н е р с к а я с в и т а - R₃лп. Распространена в западной части Киргизского хребта (?). Название предложено В.Я.Медведевым в 1956 г.

Наиболее полный разрез ченерской свиты представлен на южном склоне Киргизского хребта в междуречье Курганташ и Чунур-Ченер. Здесь В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964) выделены три подсвиты. Нижняя из них начинается углеродисто-глинистыми сланцами (160 м), которые сменяются темно-серыми и серыми грубоплитчатыми, с внутренней тонкой слоистостью, известняками (300–330 м). Средняя подсвита начинается конгломератами (150 м), налегающими на неровную карманообразную поверхность подстилающих известняков и состоящими из гальки, валунов и глыб кварцито-песчаников, известняков и кремней. Через пачку гравелитов, кварцитопесчаников, сланцев и алевролитов (370 м) они сменяются массивными известняками (229–250 м). Верхняя подсвита отделяется от никелекашей поверхностью размыва и начинается кварцевыми песчаниками или известняковыми конгломератами, переходящими вверх по разрезу в полевошпато-кварцевые песчаники (110 м). Подсвита венчается пачкой темно-серых

тонкоплитчатых известняков, псаммитовых калькаренитов и тонкослоистых сланцев и алевролитов (250-350 м).

Мощность ченерской свиты составляет 1500-1700 м.

Нижняя граница свиты характеризуется согласным залеганием и постепенными переходами в чочойскую свиту. В основании перекрывающей караарчинской свиты, относимой к нижнему кембрию, располагается поверхность размыва и базальные карбонатные конгломерато-брекчии.

В нижней пачке известняков содержатся строматолитовые биогермы и микрофитолитовые известняки. Среди микрофитолитов, по определению Б.Ш.Клиингер и Э.А.Ревенко, присутствуют *Vesicularites varcolensis* Zabr., *Ambigolamellatus horridus* Z. Zhur., *A. aff horridus* Z. Zhur., *Volvatella* sp., *Ovagia* sp., *Nubecularites* sp., объединяющие элементы III (верхнерифейского) и IV (юдомского) комплексов.

Имеющиеся данные не позволяют с достаточной уверенностью определять возраст свиты. Органические остатки скорее всего позволяют параллелизовать ченерскую свиту с миньарской свитой верхнего рифея Южного Урала, в верхах которой появляется IV комплекс микрофитолитов (Журавлева, 1980). Свита сравнивается с айлашпатауской свитой, в которой содержатся те же микрофитолиты и типичные верхнерифейские строматолиты.

Т а л д ы с у й с к а я с в и т а - R₃t1. Распространена в западной части хр. Терской Алатау (7), там же, где улахольская свита. В верховьях рек Улахол и Турасу свита имеет трехчленное строение. Свита сопоставляется с ашуайрыкской, айлашпатауской, ченерской свитами и так же, как они относятся к позднему рифею. Нижняя часть свиты сложена известняковыми и кварцевыми конгломератами с прослоями сланцев. Мощность 170-500 м. Средняя - черными углеродистыми, углеродисто-хиастолитовыми сланцами и зеленовато-серыми филлитовидными сланцами с невыдержанными по простиранию прослоями и горизонтами кварцитов, кварцитовидных песчаников и известняков. С кварцитами местами ассоциируют разногалечные, до валуных, кварцитовые конгломераты. Мощность 500-1000 м. Верхняя часть разреза свиты сложена сначала светло-серыми и белыми мраморизованными известняками и доломитами, мощностью от 600 до 1000 м,

а затем - филлитовидными кордиеритовыми и кордиерит-андалузитовыми сланцами, содержащими прослой мраморов и кварцитов (400-500 м). Общая мощность свиты 1700-2500 м.

В горах Карагоман, по данным В.А.Грищенко, свита имеет трехчленное строение: темно-серые тонкослоистые известняки и доломиты (425-475 м); белые массивные мраморы (475-550 м); черные сланцы, алевролиты с прослоями известняков (475 м). Видимая мощность порядка 1500 м.

В хр.Каракатты аналоги талдысуйской свиты описывались В.Г.Королевым и М.А.Строниным в 1946-1950 гг. под названием "нижней свиты Каракатты", а Л.Н.Орловым в 1965-1967 гг. - как ашуай-рыкская свита. К талдысуйской свите эту толщу отнес Б.В.Семенов в 1978 г. В нижней части свиты залегают кварцито-песчаники и кварциты, содержащие горизонт валунных кварцитовых конгломератов и пачки углеродисто-глинистых сланцев. Мощность около 500 м, однако Б.В.Семенов считает, что она достигает 1200 м. Верхняя часть сложена доломитами, доломитистыми известняками, известняками с линзами и прослоями кремней, калькаренитами. Выделяется пачка сахаровидных мраморов. Мощность до 1500 м. Суммарная мощность талдысуйской свиты около 2000-2500 м.

Талдысуйская свита без видимого несогласия залегает на улахольской свите, но наличие конгломератов и кварцито-песчаников в ее основании предполагает возможное скрытое стратиграфическое несогласие. В горах Каракатты она несогласно перекрывается конгломератами ордовика. Свита прорывается гранитоидами позднерифейского ирдыкского комплекса.

В талдысуйской свите содержатся горизонты микрофитолитовых известняков. В верховьях р.Кап Б.В.Семеновым в 1976 г. найдены, а Б.Ш.Клинггер определены *Volvatella vadosa* Z. Zhur., *V. zonalis* Z. Zhur *Volvatella* sp. В меридиональном колене р.Тюлек в 1964-1965 гг. В.Г.Королевым и В.В.Киселевым собраны образцы с микрофитолитами, среди которых Э.А.Ревенко определила онколиты из верхнерифейской группы *Volvatella* и пузырьчатые образования, возможно принадлежащие *Vesicularites elatus*, типичная форма которого установлена в самых верхах миньярской свиты верхнего рифея Урала.

А шу ай ры к с к а я с в и т а - R_{3a}δ. Расположена в восточной части хр. Терской Алатау. Впервые выделена В.И.Кнауфом и В.Г.Королевым в 1952 г. в качестве известняково-сланцевой свиты. Название предложено В.Г.Королевым в 1955 г.

Ашуайрыкская свита слагается чередованием темно-серых и черных углеродистых и глинистых филлитовидных сланцев и плитчатых и массивных известняков, подчиненных доломитов. Среди карбонатных пород характерны тонкослоисто-тонкополосчатые разности, прослой карбонатных брекчий и калькаренитов, онколитовых, оолитовых и псевдооолитовых разностей, кремнистых карбонатов со стяжениями, линзами и прослоями черных кремней. Мощность 110-1400 м.

Граница с подстилающей джолколотской свитой нечеткая, возможно их частичное фацимальное замещение. Верхняя граница с вулканогенной каракаттинской свитой (предположительно - нижний кембрий) осложнена тектоническими подвижками, возможно вдоль первично трансгрессивно несогласного контакта. Галька карбонатных пород содержится в конгломератах ордовика.

Органические остатки изучены плохо. Среди них Э.А.Ревенко из сборов В.Г.Королева и В.В.Киселева в 1963 г. определила юдомскую форму *Vermiculites cf. tortuosus Reittl.*

Возраст принимается как позднерифейский на основании сопоставления с айлампатауской, чаткарагайской, талдысуйской и ченерской свитами.

РИФЕЙ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

К нерасчлененному рифею отнесены толщи как кислых (свита Большого Нарына и иштамбердинская толща), так и основных (каратерекская свита) эффузивов, а также метаморфизованные терригенные (арасанская толща) и терригенно-карбонатные (боординская толща) образования. Все эти толщи не содержат органических остатков и для большинства из них рифейский возраст присвоен без достаточно убедительных доказательств.

И ш т а м б е р д и н с к а я т о л щ а - R1δ. Распространена в Чаткальском хребте, в бассейне р.Кассансай. Ранее включалась в кассанскую свиту (Аделунг, Сиицидн, 1936, 1940). В.Ф.Храмков рассматривал ее как верхнюю подсвиту семизсайской

свиты. Г.И.Макарычевым (1967) и М.Д.Гесем обособлена как самостоятельная свита. Название предложено редколлегией карты.

По данным В.Ф.Храмкова, в верховьях р.Кассансай в основании толщи прослеживается горизонт рассланцованных полимитовых конгломератов (до 56 м), состоящий из гальки и валунов гнейсовидных лейкократовых тоналитов, гнейсо-диоритов, кварцитов, амфиболитов, редко мраморов, заключенных в амфибол-биотитовую массу. Выше лежащая часть толщи (до 120 м) сложена биотитовыми кварц-полевошпатовыми сланцами и гнейсами с включениями гальки и валунов тоналитов и кварцитов. Основная масса местами сохранила реликты порфировых структур, свидетельствующих о том, что породы первично представляли собой плагиопорфировую толщу. Верхняя часть иштамбердинской толщи образована кварц-альбит-хлоритовыми, кварц-альбит-серицитовыми сланцами, переслаивающимися со слюдястыми песчаниками. Западнее развита метаморфизованная толща терригенных пород с линзами кварцитовых конгломератов.

В долинах левых притоков Кассансая, по М.Д.Гесю, в нижних 150 м толщи развиты биотит-полевошпато-кварцевые сланцы, содержащие прослои и линзы конгломератов, гравелитов и рассеянную гальку.

В крайних восточных выходах в средней части толщи преобладают слюдяные кварц-полевошпатовые сланцы с прослоями метаморфизованных андезитовых порфиритов, их туфов и линзами графитистых мраморизованных известняков. В верхней части доминируют биотитовые сланцы, переслаивающиеся с метапесчаниками и метаалевролитами.

Общая мощность иштамбердинской толщи 1000 м.

Контакт между иштамбердинской толщей и подстилающей ее семисайской свитой, по данным Г.И.Макарычева (1967) и М.Д.Гесю, несогласный, трансгрессивный, но в участках более высокого метаморфизма эту границу провести трудно. В междуречье Акбалтыргансай-Тилляберди, в верховьях Терексая, толща согласно перекрыта каратерекской свитой. Органических остатков не обнаружено. Отнесение к рифею - условное. Г.И.Макарычев предполагал венд-раннепалеозойский возраст, но этому противоречит залегание под каратерекской свитой, заведомо довендской. Нельзя исключить, что толща может оказаться раннепротерозойской, особенно та ее часть, которая образована интенсивно измененными плагиопорфирами.

Каратерекская свита - R kt. Распространена на северном склоне Чаткальского хребта (I2) по долинам рек Каратерек и Чанач и на южном склоне - в бассейне р. Терексай и в междуречье Урюкты-Алабука. Выделена в 1958 г. Е.И.Зубцовым.

Свита сложена зелеными альбит-актинолитовыми, эпидот-хлоритовыми сланцами, включающими горизонты микрокварцитов (по кремнистым породам), метадиабазов и известняков. Мощность до 1500 м.

Каратерекская свита согласно залегает на иштамбердинской толще и трансгрессивно с небольшим угловым несогласием перекрывается дубырсайской толщей рифей-венда (междуречье Чилкудысай-Терексай). Зеленокаменная толща по составу и положению в разрезе близка майлисуйской свите Ферганского хребта. Ее рифейский возраст принимается условно, но принадлежность каратерекской свите не вызывает сомнений.

Следует отметить, что название "каратерекская свита" применялось также и для ордовикской вулканогенной толщи, развитой в этом районе (Зубцов, 1958; Турбин, 1962; Жуков, 1965), которая на карте по решению редколлегии названа чаткальской свитой.

Свита Большого Нарына - R bn. Наиболее полно развита в бассейне р. Большой Нарын, выше слияния с р. Малый Нарын, где слагает ядерную часть Нарынского антиклинория. Сравнительно небольшие выходы свиты известны в северных предгорьях Атбашинского хребта, в хребтах Акшийряк и Тахталик, на северном окончании Таласского хребта (I0). Выделена и названа С.С.Шульцем в 1936 г. (Шульц, 1938).

В восточной части хр. Джетым-Тау в нижней части свиты развиты массивные зеленоватого-розовые и розовато-желтые, отчетливо полосчатые кварцевые порфиры. Характерно обилие секущих или пластовых тел разнообразных по структурам гранофигов, кварцевых порфигов, микрогранитов. Видимая мощность до 500 м.

Средняя часть свиты представлена внизу ритмичным чередованием алевролитов, сланцев и песчаников, содержащих прослойки флюидальных кварцевых порфигов и их туфов. Они сменяются конгломератами, чередующимися с рассланцованными миндалекаменными порфиритами. Местами конгломераты выклиниваются. Максимальная мощность 700-800 м. Вулканогенная толща перекрывается филлитовидными слан-

цами, сверху переслаивающимися с известняками и доломитами (80 м).

Верхняя часть свиты Большого Нарына сложена массивными и грубоплитчатыми желтовато-зелеными флюидальными лавами и туфами кварцевых порфиров. Мощность до 800 м. Во многих случаях верхняя вулканогенная часть свиты не сохранилась. Приведенный разрез является сборным. Общая мощность в конкретных разрезах достигает 2000-2500 м.

Свита Большого Нарына перекрывается вендскими тиллитоподобными конгломератами джетымтауской свиты, залегающими на размывтой поверхности различных ее горизонтов. На западной оконечности хр. Акширйак, по данным М.Б.Иванова и М.М.Пуркина, она залегает на эродированной поверхности гранитоидов раннепротерозойского Сарыджазского комплекса, базальные песчаники состоят из продуктов их разрушения.

Эти данные свидетельствуют о рифейском, ближе не уточненном, возрасте свиты. Т.А.Додонова в 1974 г. высказала мнение о среднепротерозойском возрасте свиты Большого Нарына.

Нельзя исключить, что нижняя толща порфиридов является дорифейской, если сравнивать ее с майтубинской серией Улутау в Центральном Казахстане, имеющей возраст 1,6-1,8 млрд. лет (Королев и др., 1979).

Арасанская толща - R ag. Развита в приводораздельной части хр. Терской Алатау между реками Барскаун и Тургенъ-Аксу (7). Первоначально, в близком к принимаемому объему выделена из состава метаморфических толщ хр. Терской Алатау (свиты метаморфических сланцев, Грюше, 1940), в 1954 г. - В.Г.Королевым как айланьшская свита джиналачского комплекса ордовика. В качестве арасанской толщи она описана Т.А.Додоновой в 1974 г. и отнесена к позднему докембрию.

Сложена арасанская толща зеленовато-серыми, часто полосчатыми кварц-серицит-хлоритовыми, биотитовыми, актинолитовыми, амфибол-биотитовыми сланцами и метаморфизованными песчаниками. Мощность более 3000 м. Степень метаморфизма пород неравномерная. В удалении от интрузии в поле развития арасанской толщи отмечаются выходы алевропелитовых серицит-хлоритовых сланцев и рассланцованных песчаников. Возможно, слабоизмененные породы принадлежат дру-

гой толще, тем более, что в ассоциации с ними встречаются мелко- и среднегалечные конгломераты, метаморфизованные эффузивы и диабазовые туфы. В поле выходов арасанской толщи видимо присутствуют и неоткартированные кембро-ордовикские отложения, слагающие отдельные тектонические блоки.

Арасанская толща не имеет нормальных стратиграфических взаимоотношений с другими отложениями района, кроме четвертичных. С севера она ограничена Центрально-Терской разломом, а с юга прорывается позднерифейскими (?) диоритами и кембрийскими (?) габброидами таштамбекторского комплекса.

По возрасту толща заведомо докембрийская, поскольку продукты ее размыта и прорывающих ее гранитоидов, по данным В.Г.Королева, присутствуют в отложениях кембро-ордовика; по степени метаморфизма она ближе всего к рифейским толщам, а прорывающие ее интрузии не моложе кембрия.

Б о о р д и н с к а я т о л щ а - Р.Вг. Развита на северном склоне хр. Джетынтау, в долине р. Арчалу (Ю). Выделена В.Г.Королевым (1967) под названием "толщи Боорду". В нижней ее части залегают серицито-хлоритовые и карбонатные сланцы с прослоями кварцитов, кварцито-песчаников (до 500 м). Выше по разрезу сланцы тонко чередуются с черными тонкоплитчатыми доломитами и сменяются белыми полосчатыми доломитизированными и окварцованными мраморами. Мощность 250-300 м. Разрез венчается кварцитами, содержащими линзовидные прослои бурых окварцованных доломитов, кварцево-кварцитовых конгломератов. Общая мощность толщи достигает 1000 м.

Стратиграфическое положение боординской толщи остается неясным. В.Г.Королевым (1967) она помещалась в верхнюю часть серии Большого Нарына и относилась к позднему рифею.

По данным В.В.Киселева, А.Асангариева и К.Нурманбетова (1976), в долине р. Чон-Корумды эта толща согласно перекрывает толщу мандельштейнов и конгломератов и принадлежит вместе с нею к части свиты Большого Нарына. Исходя из этого, боординская толща считается ими частью свиты Большого Нарына и помещается под верхним горизонтом порфиров. Однако не менее вероятно и залегание боординской толщи в основании рифейского разреза, ниже свиты кварцевых порфиров Большого Нарына (Геология СССР, т. XV, 1972).

В Срединном Тянь-Шане и Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня выделяется ряд свит, занимающих промежуточное между верхним рифеем и вендом положение. Это - дубырсайская толща, узунбулакская и кызылбельская свиты. Подтиллитовые толщи в Срединном Тянь-Шане, выделяемые как мурсашская и кичиталдысуйская свиты, могут относиться или к верхнему рифею или к венду.

Д у б ы р с а й с к а я т о л щ а - R-V db. Распространена в верховьях р. Терексай и в междуречье Урокты-Ала-Бука на южном склоне Чаткальского хребта (II). Выделена в 1974 г. М.Д.Гесем. Название предложено редколлегией карты. И.Л.Тесленко в 1966 г. относил ее к авторской свите. Толща сложена крупно-, средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями глинисто-серицитовых сланцев. В нижней части она представлена глинисто-серицитовыми сланцами с линзовидными прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников, а в основании содержит невыдержанный по мощности базальный горизонт разногалечных конгломератов (до 15 м). Галька и валуны размером от I до 25 см плохой окатанности представлена кремнями, песчаниками и гранитоидами. Общая мощность толщи 800 м.

Дубырсайская толща трансгрессивно, с небольшими угловым несогласием, залегает на каратерекской свите рифейского возраста. Стратиграфические контакты толщи с вышележащими образованиями отсутствуют. Возраст ее определяется трансгрессивным ее налеганием на рифейскую каратерекскую свиту и сопоставлением с мурсашской свитой рифея-венда.

У з у н б у л а к с к а я с в и т а - R-V uz. Распространена в Саңдалашском хребте и на северном склоне Чаткальского хребта. Выделена в 1956 г. А.Ф.Степаненко (1959) из состава каракасмакской свиты В.А.Николаева.

В Саңдалашском хребте, по данным А.Ф.Степаненко (1959), нижняя часть свиты характеризуется преобладанием грубообломочных пород (конгломератов и гравелитов), разнозернистых песчаников, образующих невыдержанные по простиранию слои. Галька плохо сортирована, в различной степени окатана, состоит из плагногранитов,

кристаллических сланцев, кварцитов, кремнистых пород, иногда известняков. Верхняя часть свиты сложена толщей ритмично переслаивающихся песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность свиты 500-600 м.

На северном склоне Чаткальского хребта узунбулакская свита, по данным Б.Г.Фомина (1979), имеет трехчленное строение. Нижнюю часть образует пачка полимиктовых плохо сортированных конгломератов и гравелитов (более 200 м). В обломках - кристаллические и метаморфические сланцы, гнейсы, гранитоиды, кварциты, пестрокрашенные яшмовидные и кремнистые породы, реже известняки. Средняя часть (до 450 м) сложена чередованием тонкослоистых алевролитовых, алевролитоглинистых сланцев, сланцеватых песчаников. В верхней части преобладают полимиктовые конгломераты, гравелиты, грубозернистые песчаники (до 400 м), венчаемые пачкой алевролитоглинистых сланцев (до 100 м). Суммарная мощность свиты составляет здесь около 1000 м.

Основание узунбулакской свиты не вскрыто. Вверху она по резкому контакту перекрывается тиллитсодержащей шорашуйской свитой венда. В Большом Каратау аналогом узунбулакской свиты является ранская свита, которая с размывом залегает на граносиенитах Кумыстинского массива с возрастом 670 млн. лет и перекрывается согласно "нижними тиллитами", аналогами джетынтауской (шорашуйской) свиты. Это позволяет предполагать, что узунбулакская свита принадлежит аналогам кудаша (R₄), располагаясь в промежутке между верхним рифеем и вендом.

К и ч и т а л д ы с у й с к а я с в и т а - R₄ vt.
Выходы ее имеются на правобережье р.Сарнджаз, по рекам Чон- и Кичи-Талдису, в верховьях р.Качкадер, на южных отрогах хр.Куйлю-Тай (10). Как геологическое тело была обособлена В.И.Кнауфом в 1952-1954 гг.

Название предложено Б.И.Зубцовым и Е.И.Зубцовой в 1966 г.

Для свиты характерны аркозовые песчаники, алевролиты, гравелиты и конгломераты, а также вулканогенные породы контрастной серии трахибазальтов и липаритов. Последние не выдержаны по простиранию, в связи с чем некоторыми исследователями (В.И.Кнауф, Т.А.Додонова) рассматриваются в качестве силовых тел, внедрив-

шихся в песчаниковую толщу. Булканокластическая составляющая вулканитов при этом трактуется эруптивной брекчией (Геология СССР, т. XXV, 1972).

На правобережье р. Сарыджаз с глубоким размывом, резко несогласно на раннепротерозойских (?) гранитоидах Сарыджазского комплекса лежит пачка (60 м) аркозовых среднезернистых песчаников, в основании которой обычно прослеживается (0-5 м) горизонт полимиктовых конгломератов. Выше следует толща ритмичного чередования аркозовых песчаников, алевролитов, гравелитов и разногалечных конгломератов, расслаивающихся шлами (до 70 м) миндалекаменных порфиритов, лавобрекчий, туфолов. Мощность разреза достигает 530 м. В 1968 г. Б.В. Семенов описал перекрытые толщ кичиталдысуйской (сарлыташской, по Б.В. Семенову) свиты тиллитоподобными конгломератами джетымтауской свиты в хр. Акшийрак (правобережье р. Ир-таш).

Аналогом кичиталдысуйской свиты в хр. Джетымтау могут быть отмеченные В.В. Киселевым зеленовато-серые существенно кварцевые или аркозовые песчаники, гравелиты, алевролиты и сланцы (около 250 м), перекрытые 50-45-метровым горизонтом флюидалных кварцевых порфиров, которые обнажаются в подошве тиллитоподобных конгломератов джетымтауской свиты по долине р. Сарыбельнан-Чонторы.

Органических остатков в кичиталдысуйской свите не обнаружено, и возраст ее определяется по положению в разрезе между вендскими тиллитоподобными конгломератами джетымтауской свиты и раннепротерозойскими (?) гранитоидами. Взаимоотношения с рифейской толщей кварцевых порфиров Большого Нарына не ясны, так как они не контактируют друг с другом. Свита сопоставляется по составу и положению с мурсашской свитой Чаткальского хребта.

Мурсашская свита - R, V мр. Распространена в приводораздельной части южного склона Таласского хребта (в верховьях р. Каракасмак и ее притоков) и на водоразделе Пскемского хребта. Название было предложено К.С. Сагындыковым (1976) для аналогов узунбулакской свиты, расположенных на древних конседиментационных поднятиях.

Свита имеет двухчленное строение. В основании с глубоким размывом на бешторских гранитоидах с К-Аг возрастом от 624 до 915 млн. лет залегают базальные конгломераты, конгломерато-песчани-

ки и несортированные древесные песчаники мощностью от 2 до 50 м. Они перекрываются преимущественно вулканогенной толщей, состоящей из туфов, туффитов, туфосланцев с покровами трахибазальтов, трахиандезитов, трахитов, лавобрекчий. Между базальными конгломератами и песчаниками и толщей вулканогенных пород местами залегает толща темно-серых (до черных) глинистых и карбонатно-глинистых сланцев с прослоями известняков и редкими валунами разнообразных пород, придающих толще тиллитоподобный облик.

Мощность мурсашской свиты достигает 150-200 м. Органические остатки не обнаружены.

Свита залегает на глубоко размытой поверхности гранитоидов, возраст которых, судя по радиогеохронологии, не моложе позднего рифея, и перекрывается шорашуйской тиллитсодержащей толщей венда. Это определяет возраст мурсашской свиты между поздним рифеем и вендом. Судя по наличию базальных аркозов и щелочно-основных вулканитов, она может сопоставляться с кичитаддысуйской свитой Сарыджазского района, чичканской свитой Таласо-Каратауской зоны и относиться к верхам рифея или к венду. В соответствии со стратиграфической схемой докембрия, принятой стратиграфическим совещанием в 1977 г. в г.Уфе, вероятно отнесение мурсашской свиты к аналогам кудаша (R₄).

Кызылбелльская свита - R-V кз. Распространена узкой полосой в средней части северного склона Таласского хребта между долинами рек Кара-Бура и Чаткарагай, в нижней части этого склона по долине р.Карагаин, а также по рекам Курган, Чичкан и на северном склоне хр.Кокирим, в массиве Карабаш. Как геологическое тело была выделена В.И.Смирновым (1939) под названием "малиновая свита", довольно детально изучена и описана А.А.Конюком в 1954 г., который выделил ее под названием "свита 3 малиновых и зеленых сланцев". Название кызылбелльская предложено Т.А.Додоновой (1960).

Различаются два типа разрезов кызылбелльской свиты. В кумшатагском типе разреза она залегает на верхнечаткарагайской подсвите по резкому контакту, иногда с небольшим размывом. Кызылбелльская свита состоит здесь из трех маккоритмов, каждый из которых начинается пачкой ритмично чередующихся серых и темно-серых по-

лимитовых и аркозовых песчаников, гравелитов и конгломератов, а венчается либо красноцветными, либо пестроцветными аргиллитовыми, алевроитовыми сланцами, тонкозернистыми песчаниками. В юго-восточном направлении происходит замещение серых и зеленых окрасок малиновыми и вишневыми. Мощность кызылбельской свиты в этом типе разреза достигает 500-750 м.

В курганском типе разреза переход от чаткарагайской свиты к кызылбельской постепенный через пачку в 5-25 м мощности тонкого переслаивания известняков и малиновых, зеленых известковистоглинистых сланцев. В вышележащей части свиты преобладают тонко-слоистые глинистые и алевроито-глинистые сланцы, алевропесчаники и тонкозернистые песчаники преимущественно малиновой и вишнево-бурой, реже ярко-зеленой окраски. В средней части обычно прослеживается горизонт конгломератобидных или желваковых пелитоморфных известняков розовой окраски. Мощность свиты варьирует от 30-40 до 150 м.

Как видно, нижний контакт кызылбельской свиты характеризуется или резким, иногда с размывом, налеганием на верхнерифейскую чаткарагайскую свиту, или постепенным через переслаивание переходом от нее. Дислоцированы они совместно. Свита с размывом перекрывается чичканской свитой венда, которая залегает на ее разных горизонтах.

Органические остатки в кызылбельской свите не обнаружены. В долине р. Чичкан непосредственно под пачкой переслаивания залегают строматолитовые известняки чаткарагайской свиты, содержащие типичный верхнерифейский комплекс макрофитоцитов. В перекрывающей чичканской свите характерны строматолиты IV комплекса, свойственные уксской свите кудаша на Южном Урале.

Стратиграфическое положение между верхнерифейской чаткарагайской свитой внизу и чичканской свитой кудаш-вендского возраста вверх позволяет датировать кызылбельскую свиту как поздний рифей - венд (возможно, кудаш).

В Е Н Д

К венду отнесены тиллитсодержащие свиты, развитие в Среднем Тянь-Шане, - дзетынтауская, шарапуйская и джакболотская свиты.

В Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня с тиллитсодержащей конуртобинской свитой тесно связаны подстилающие курганская и чичканская свиты, а также по аналогии гульджерская толща хр. Ичке-Тау. В значительной мере предположительно вендской считается арпактырская свита, развитая в Ортогау-Учкошойском блоке в Северном Тянь-Шане.

Арпактырская свита - var. Распространена в тех же районах, что и айлаптауская свита (7). Как геологическое тело впервые обособлена в 1956-1957 гг. В.Я.Медведевым (1960). Название предложено А.А.Черепановым и А.Г.Разбойниковым в 1971 г.

Арпактырская свита может разделяться на две подсвиты. Нижняя из них начинается горизонтом в 30-40 м мощности кварцитовых валунно-галечных конгломератов и конгломерато-брекчий. Основная ее часть мощностью в 475 м сложена ритмичным чередованием темно- и зеленовато-серых, реже бурых и лиловых песчаников и полосчатых алевролитов. В восточных районах своего распространения эта подсвита, по данным В.А.Макарова, является более грубообломочной. В ней наряду с конгломератами, гравелитами и песчаниками присутствуют флюидальные альбитофиры, базальтовые порфириды и туфы, образующие пачку в 300 м мощности. В строении верхней подсвиты (до 700 м) преобладают зелено-серые и серые глинистые сланцы, содержащие отдельные прослои тонкозернистых кварцито-песчаников. Общая мощность арпактырской свиты порядка 1200 м. Органические остатки в ней не обнаружены.

Нижняя граница свиты отличается четким разделом с айлаптауской свитой, свидетельствующей о длительном перерыве и формировании коры выветривания. В.А.Макаров наблюдал несогласие между этими свитами, достигающее 30°. Дислоцированы они конформно. Арпактырская свита отделена значительным угловым несогласием от перекрывающих красноцветных конгломератов каракольской свиты среднего девона.

Возраст свиты условно принимается как вендский. Прямые доказательства отсутствуют. Несомненно, что она не древнее позднего рифея, так как в подстилающей айлаптауской свите содержатся верхнерифейские строматолиты и идомские онколиты. Предположительным

аналогом арпатектирской свиты по возрасту могут служить образования венда Таласского хребта (актугайская, чичканская и курганская свиты).

Гульджерекская толща - у гд. Распространена в хр.Ичкеле-Тау, главным образом на его северном склоне (7). Выделена и названа Ю.В.Жуковым. В составе толщи преобладают зеленовато-серые массивные и толстоплитчатые полимиктовые песчаники, среди которых встречаются прослои бурых сланцев, красных кремней и туфов. Базальные горизонты сложены мелкогалечными полимиктовыми конгломератами, которые перекрываются горизонтом глинистых и песчаных известняков. Мощность толщи около 500 м.

Базальные конгломераты несогласно залегают на отложениях, условно относимых к среднему рифею. С юга толща по крутому разлому граничит с ичкелетауской свитой, условно среднерифейской. Органические остатки не выявлены.

Гульджерекская толща отнесена условно к венду. М.Т.Козицкая в 1958 г. относила ее к караарчинской свите синия - нижнего кембрия. Ю.В.Жуков считает ее аналогом терекской свиты верхнего рифея.

Чичканская свита - у 88. Распространена в Таласском хребте между долинами рек Кумыштаг и Чимташ в средней части северного склона, в долине р.Карагоин, в обрамлении ядра Курганской брахиантиклинали и в междуречье Чичкан и Бала-Чичкан на южном склоне (6). Как геологическое тело в принятом на карте объеме была выделена в 1938 г. П.Л.Безруковым в Малом Каратау в составе каройской свиты как "песчаниковая" и "кремнисто-известняковая подсвиты" (Стратиграфический словарь СССР. 1961-1963 гг. В.Г.Королев (Королев, Максумова) для нижней толщи название актугайская. В хребте, обособив их из канская свита и проследил их Т.А.Додоновой. Обе свиты приняты в нижней части курганской свиты в Алма-Ате и в 1974 г. ут-1971 г. на Стратиграфическом совещании в Алматы. Из-за малых размеров выходов этих свит и ограниченности развития в Таласском хребте актугайской свиты на данной карте они отражены под единым наименованием - чичканская свита. В средней части северного склона Таласского хребта, между

В Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня с тиллитсодержащей конуртобинской свитой тесно связаны подстилающие курганская и чичканская свиты, а также по аналогии гульджерская толща хр.Ичке-Тау. В значительной мере предположительно вендской считается арпактырская свита, развитая в Ортогау-Учкошойском блоке в Северном Тянь-Шане.

Арпактырская свита - var. Распространена в тех же районах, что и айлаптауская свита (?). Как геологическое тело впервые обособлена в 1956-1957 гг. В.Я.Медведевым (1960). Название предложено А.А.Черепановым и А.Г.Разбойниковым в 1971 г.

Арпактырская свита может разделяться на две подсвиты. Нижняя из них начинается горизонтом в 30-40 м мощности кварцитовых валунно-галечных конгломератов и конгломерато-брекчий. Основная ее часть мощностью в 475 м сложена ритмичным чередованием темно- и зеленовато-серых, реже бурых и лиловых песчаников и полосчатых алевролитов. В восточных районах своего распространения эта подсвита, по данным В.А.Макарова, является более грубообломочной. В ней наряду с конгломератами, гравелитами и песчаниками присутствуют флюидальные альбитофиры, базальтовые порфириты и туфы, образующие пачку в 300 м мощности. В строении верхней подсвиты (до 700 м) преобладают зелено-серые и серые глинистые сланцы, содержащие отдельные прослои тонкозернистых кварцито-песчаников. Общая мощность арпактырской свиты порядка 1200 м. Органические остатки в ней не обнаружены.

Нижняя граница свиты отличается четким разделом с айлаптауской свитой, свидетельствующей о длительном перерыве и формировании коры выветривания. В.А.Макаров наблюдал несогласие между этими свитами, достигающее 30°. Дислоцированы они конформно. Арпактырская свита отделена значительным угловым несогласием от перекрывающих красноцветных конгломератов каракольской свиты среднего девона.

Возраст свиты условно принимается как вендский. Прямые доказательства отсутствуют. Несомненно, что она не древнее позднего рифея, так как в подстилающей айлаптауской свите содержатся верхнерифейские строматолиты и вдомские онколиты. Предположительным

аналогом арпатектирской свиты по возрасту могут служить образования венда Таласского хребта (актугайская, чичканская и курганская свиты).

Гульджерекская толща - у гд. Распространена в хр.Ичкеле-Тау, главным образом на его северном склоне (7). Выделена и названа Ю.В.Жуковым. В составе толщи преобладают зеленовато-серые массивные и толстоплитчатые полимиктовые песчаники, среди которых встречаются прослои бурых сланцев, красных кремней и туфов. Базальные горизонты сложены мелкогалечными полимиктовыми конгломератами, которые перекрываются горизонтом глинистых и песчаных известняков. Мощность толщи около 500 м.

Базальные конгломераты несогласно залегают на отложениях, условно относимых к среднему рифею. С юга толща по крутому разлому граничит с ичкелетауской свитой, условно среднерифейской. Органические остатки не выявлены.

Гульджерекская толща отнесена условно к венду. М.Т.Козицкая в 1958 г. относила ее к караарчинской свите синия - нижнего кембрия. Ю.В.Жуков считает ее аналогом терекской свиты верхнего рифея.

Чичканская свита - V 88. Распространена в Таласском хребте между долинами рек Кумыштаг и Чимташ в средней части северного склона, в долине р.Карагоин, в обрамлении ядра Курганской брахиантиклинали и в междуречье Чичкан и Бала-Чичкан на южном склоне (6). Как геологическое тело в принятом на карте объеме была выделена в 1938 г. П.Л.Безруковым в Малом Каратау в составе каройской свиты как "песчаниковая" и "кремнисто-известняковая подсвиты" (Стратиграфический словарь СССР, 1956). В 1961-1963 гг. В.Г.Королев (Королев, Максумова, 1964) предложил для нижней толщи название актугайская свита, для верхней - чичканская свита и проследил их в Таласском хребте, обособив их из нижней части курганской свиты Т.А.Додоновой. Обе свиты приняты в 1971 г. на Стратиграфическом совещании в Алма-Ате и в 1974 г. утверждены МСЖ. Из-за малых размеров выходов этих свит и ограниченности развития в Таласском хребте актугайской свиты на данной карте они отражены под единым наименованием - чичканская свита.

В средней части северного склона Таласского хребта, между

долинами рек Кумыштаг и Чимташ, наблюдаются оба подразделения. Внизу, отделяясь тектоническим контактом от кызылбельской свиты, выходят светло-серые до белых и розовато-серые преимущественно крупно- и среднезернистые аркозовые и полевошпато-кварцевые песчаники с прослоями и струями гравелитов и мелкогалечных конгломератов (ранее выделялись как актугайская свита). Мощность до 100-150 м. Верхняя толща (чичканская свита в старом понимании) начинается кремнево-кварцевыми конгломератами и гравелитами, а в основной своей части состоит из темно-серых до черных глинистых, кремнисто-глинистых и кремнистых сланцев, фтанитов (до 70-80 м), венчаемых пачкой в той или иной степени окремнелых доломитов с прослоями углеродисто-карбонатно-глинистых сланцев (до 25 м). Суммарная мощность чичканской свиты (в принятом на карте объеме) составляет 125-150 м. Курганская свита залегает трансгрессивно, во многих разрезах срезая верхнюю доломитовую пачку.

В долинах рек Карагаин, Курган и Чичкан нижняя толща (или актугайская свита) отсутствует или ее место занимает маломощный горизонт кварцитовидных аркозовых песчаников, залегающий на кызылбельской свите. В строении свиты участвуют темно-серые, пепельно-серые и черные углеродисто-глинистые и глинистые, кремнисто-глинистые сланцы, фтаниты (лидиты) с прослоями и пачками (до 15-25 м) окремнелых доломитов. Мощность от 70-80 до 110 м. В этих разрезах чичканская свита по резкому контакту перекрывается или курганской свитой (долины рек Курган и Чичкан) или бешташской свитой с нижнекембрийскими окаменелостями в нижней части (долина р. Карагаин).

В долинах рек Чичкан и Курган, в хр. Ичкелетау, а также в Малом Каратау чичканская свита (в узком смысле слова) содержит горизонты сильно окремнелых строматолитовых доломитов. В сборах Л.Б. Дядюченко, В.В. Киселева и В.Г. Королева в 1961-1962 гг., а также в собственных сборах за более поздние годы И.Н. Крылов среди строматолитов выделял *Linella avis* Kryl., *Patomia ovvica* Kryl., *Soporhyton gaubitsa* Kryl., а также строматолиты, напоминающие *Tungussia* (Крылов, 1967). Сходные комплексы, по мнению И.Н. Крылова (1971), характеризуют нижнюю часть юдомского (вендского) комплекса. По-видимому, возможна параллелизация чичканской свиты с усской свитой верхнего протерозоя западного склона Южного

Урала, относимой, по решению Уфимского совещания 1977 г., к четвертому подразделению рифей-кудашу (R_4), занимающему промежуточное положение между верхним рифеем и вендом. Решением Совещания в Алма-Ате (1971 г.) чичканская свита отнесена к венду, что было утверждено МСК в 1974 г. (Решение..., 1976).

Курганская свита - V кр. Распространена в тех же районах Таласо-Каратауской структурно-формационной зоны, что и чичканская свита (6). Хорошие разрезы вскрыты по долине р.Кумшатаг и по ее правым притокам - рекам Чон-Конуртобе и Кичи-Конуртобе, в долинах рек Курган и Чичкан. Как геологическое тело обособлена В.И.Смирновым (1939) под названием "свита кремнистых сланцев и аргиллитов" в Таласском хребте, П.Л.Безруковым (1938) - в Малом Каратау как песчано-сланцево-кремнистая и известково-кремнистая подевитя каройской свиты. Название курганская свита было предложено Т.А.Додоновой (1957). Наиболее подробно свита изучалась В.Г.Королевым и Р.А.Максумовой (1964).

В бассейне р.Кумшатаг курганская свита имеет трехчленное строение. В основании на разных горизонтах чичканской свиты с размывом залегают кремнево-кварцевые конгломераты и гравелиты, грубозернистые песчаники, иногда включающие валуны карбонатных пород из подстилающей чичканской свиты. Мощность конгломератов и гравелитов изменяется от 3,5 до 30 м. Их сменяют тонкослоистые кремнисто-глинистые сланцы (до 25-30 м). Средняя пачка образована пестроокрашенными тонкослоисто-тонкополосчатыми кремнистыми туффитами, окремнелыми туфами липаритовых и трахилипаритовых порфиров с прослоями туфогенных песчаников и алевролитов (100-200 м). Верхняя пачка сложена красноцветными алевропесчаниками, алевролитами, аргиллитами вулканомиктового состава (30-70 м). Мощность курганской свиты в этих разрезах колеблется от 120 до 275 м. Она по резкому контакту перекрыта тиллитами или грубыми несортированными конгломератами конуртобинской свиты.

В долинах рек Курган и Чичкан нижняя конгломерато-кремнисто-сланцевая пачка отсутствует. На чичканской свите по резкому контакту залегают маломощный (не более 3,0 м) слой кварцитовидных песчаников. Выше лежащая часть в полных разрезах двухчленна. Основная часть свиты мощностью в 300-400 м сложена пестроокрашенными

ми тонкослоисто-тонкополосчатыми кремнистыми туффитами, окремнелыми туфами липаритовых и трахилипаритовых порфиров. Верхняя пачка, именуемая джалобекской толщей, образована красноцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками с прослоями грубозернистых песчаников, струями, линзами гравелитов и мелкогалечных конгломератов, алевролитов (100-110 м). Суммарная мощность курганской свиты достигает 500 м. Она перекрывается по резкому контакту бешташской свитой кембро-ордовика. В основании последней в долине р. Чичкан прослеживается слой в 1,5-2,0 м мощности "мусорных" аргиллитов, вероятно, соответствующих конуртобинской свите.

На правом борту долины р. Ур-Марал, по р. Бешташ, в верховьях р. Чаткарагай развита только нижняя пачка курганской свиты, выделяющейся под названием терексайской толщи (свиты, Королев, 1962) или майлибулакской свиты (Зубцов, 1973). Она складывается плохо сортированными конгломератами кремнево-кварцевого состава, включающими обломки чаткарагайских доломитов. Выше наблюдается ритмичное чередование конгломератов, гравелитов и песчаников. Мощность меняется от 30-40 м в долине р. Карагаин до 200 м в долине р. Чаткарагай. На этой грубообломочной толще залегает пачка зеленых кремнистых аргиллитов с прослоями аркозовых песчаников (10-15 м). Терексайская толща с размыгом залегает или на чаткарагайской или кызылбельской свитах. Перекрывается она трансгрессивно бешташской свитой кембро-ордовика, под которой местами наблюдаются реликты коры химического выветривания.

Органические остатки в пределах Таласского хребта в курганской свите не найдены. В Малом Каратау в нижней ее части встречаются биостромы тех же строматолитов, что в чичканской свите. В обломках карбонатных пород найдены микрофитолиты IV (вдомского) комплекса. Курганская свита перекрывается согласно тиллитосодержащей конуртобинской свитой вендского возраста или стратиграфически резко несогласно бешташской свитой, в основании которой содержатся нижнекембрийские окаменелости. На этом основании принят вендский возраст курганской свиты (Решение..., 1976).

Ш о р а ш у й с к а я с в и т а - в Кг. Распространена в Сандаляшском хребте и на северном склоне Чаткальского хребта, в тех же районах, где узунбулакская или мурсашская свиты (II). Выде-

лена в 1956 г. А.Ф.Степаненко (1958) из состава каракасмской свиты В.А.Николаева. Некоторые уточнения внес Л.И.Турбин (1962).

А.Ф.Степаненко разделил шорашуйскую свиту на две подсвиты. Нижняя мощностью от 30-40 до 150-800 м состоит из тиллитоподобных конгломератов, представляющих собой несортированные породы с песчано-алевролитоглинистым матриксом, в котором "плавают" гальки и валуны (до 1,5 м в поперечнике) различных гранитоидов, карбонатных пород, кристаллических и метаморфических сланцев, эффузивов, кремнистых и яшмовидных сланцев. Много обломков утюгообразной формы, с вдавленными гранями. Эту часть разреза Л.И.Турбин (1962) назвал аяктерекской свитой. Верхняя подсвита (или шорашуйская свита по Л.И.Турбину) сложена ритмичным флишеподобным переслаиванием полимиктовых и олигомиктово-кварцевых песчаников, алевритовых, алевритоглинистых сланцев. Наряду с сероцветными встречаются пачки пестроцветных алевритоаргиллитовых пород, наминающих нижнюю часть джакболотской свиты. Отмечены косая слоистость, волнистая рябь. Мощность подсвиты от 75-100 до 400-500 м. Суммарная мощность шорашуйской свиты достигает 900 м.

Шорашуйская свита по резкому контакту перекрывает узунбулакскую свиту в Сандалашском и Чаткальском хребтах и мурсашскую свиту в Пскемском хребте и в присеивой части юго-западного склона Таласского хребта. По столь же резкому контакту она перекрывается сандалашской свитой.

Нижняя подсвита шорашуйской свиты находит своих аналогов в джетынтауской, а верхняя - в джакболотской свитах. Не исключено, что тиллитоподобные конгломераты, отнесенные к нижней подсвите, в некоторых районах являются эквивалентными верхним тиллитам джакболотской свиты или байконурской свиты Казахстана.

Органические остатки в породах свиты не изучались. Свита заведомо залегает ниже сандалашской свиты, нижние горизонты которой охарактеризованы нижнекембрийской фауной. Это позволяет утверждать, что шорашуйская свита является докембрийской. Наличие в ее составе тиллитоподобных пород свидетельствует скорее всего о том, что свита является аналогом вольтынской и валдайской серий вендского комплекса Восточно-Европейской платформы. О том, что свита не является более древней, чем венд, свидетельствуют наход-

ки IV (юдомского) комплекса микрофитолитов в карбонатных обломках, заключенных в тиллоидах.

Д ж е т ы м т а у с к а я с в и т а - V дѣ. Распространена в восточной части Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоны, в хребтах Джетым-Тау и Ак-Шийряк (10). Выделена в 1936 г. С.С.Шульцем под названием "свита рассланцованных конгломератов Джетымтау", объем ее был уточнен в 1955 г. В.Г.Королевым (1957) и Ю.В.Жуковым (1960) за счет обособления из нее кембро-ордовикской шорторской и вендской джакболотской свит. Название предложено Ю.В.Жуковым (1960).

Джетымтауская свита сложена в основном тиллитоподобными конгломератами, несортированными грубообломочными породами с песчано-алевролитом-глинистым матриксом, в котором "плавают" обломки до 10-50 см в поперечнике самых разнообразных осадочных, метаморфогенных, интрузивных и вулканогенных пород. Основной фон обломочного материала составляют кислые эффузивы, происходящие из свиты Большого Нарына рифейского возраста и рифейские карбонатные породы. На южном склоне хр.Джетым-Тау, эти тиллитоподобные конгломераты разделены на две части пачкой ленточных алевролитом-глинистых и глинистых сланцев, содержащих линзы и пласты гематитовых, магнетитовых, гематит-магнетитовых пород. Мощность свиты изменяется от 50 до 2500 м.

Она залегает по резкому контакту на кичиталдысуйской свите верхнего рифей-венда или на ее аналоге-свите Сарыбельнин-Чанторы или прямо на свите Большого Нарына, но уже с глубоким разрывом и несогласием. Свита перекрывается согласно с постепенными переходами джакболотской свитой-венда. Органические остатки содержатся только в карбонатных обломках. Они представлены микрофитолитами III и IV комплексов (Джоддшоев, Королев, 1960).

Залегание между рифей-вендской (кудашской) кичиталдысуйской свитой внизу и вендской джакболотской свитой вверху, наличие тиллитоподобных конгломератов и присутствие в карбонатных обломках микрофитолитов III и IV (юдомского) комплексов позволяют предполагать наиболее вероятным вендский возраст джетымтауской свиты.

К о н у р т о б и н с к а я с в и т а - V кп. Распространена в Таласском хребте (6). Как геологическое тело выделена в

1949-1953 гг. как третья, самая верхняя, пачка крупногалечных и валунных конгломератов в "свите фосфоритонесных пород 3" А.А.Кожуха. Ш.Ш.Сабдошев в 1964 г. эти образования, развитые по долине р.Кумыштаг, назвал кумыштагской свитой, а Е.И.Зубцов (1973) для отложений, развитых по правым притокам р.Кумыштаг, предложил наименование конуртобинская свита. Последнее было принято стратиграфическим совещанием в Алма-Ате в 1971 г. (Решение, 1976). Эти же отложения В.Г.Королев (1962) относил к терексайской свите.

Конуртобинская свита объединяет две толщи, не встречающиеся совместно, но одинаково залегающие между курганской свитой внизу и бешташской свитой сверху. По долинам правых притоков р.Кумыштаг - Кичи и Чон-Конуртоба развиты тиллитоподобные конгломераты, выделенные Е.И.Зубцовым под названием конуртобинской свиты. Они залегают по резкому контакту на верхней (джалобекской) толще курганской свиты и представляют собой несортированные грубообломочные породы, в песчано-алевролитоглинистом матриксе которых беспорядочно рассеяны валуны и гальки разнообразных пород, происходящих как из никележелезных рифейских и вендских отложений, так и чуждых этому району. Многие обломки имеют характерную для тиллитов углообразную форму, на их поверхностях Е.И.Зубцов наблюдал следы ледниковой штриховки. Мощность меняется от 60-70 до 150-200 м, а в долине р.Чичкан она составляет 1-3 м.

В долине р.Кумыштаг, как к северу, так и к югу от массива бешташских известняков, распространены образования, которые Ш.Ш.Сабдошев (1964) назвал кумыштагской свитой. Она залегает на размытой поверхности пород курганской свиты и в основании представлена крупногалечно-валунными полимиктовыми плохо сортированными конгломератами (30-35 м) с тем же составом обломков, что и в тиллитах. Выше лежащая часть сложена преимущественно полимиктовыми песчаниками и алевролитами с прослоями гравелитов внизу, кремнистых и карбонатных пород сверху. Суммарная мощность "кумыштагской свиты" 100-135 м.

Как тиллитонесная толща, так и конгломерато-песчаниковая по резкому контакту перекрыты бешташской свитой, в своей нижней части имеющей раннекембрийский возраст.

По залеганию под фаунистически охарактеризованным нижним кембрием и значительно выше чичканской свиты с фитолитами верхне-

го рифея-венда (кудаша), по наличию в ней тиллитов конуртобинская свита может параллелизоваться, как отметил Е.И.Зубцов (1973), с байконурской свитой Чаткало-Нарынской зоны, занимающей наиболее высокое положение в разрезе верхнего докембрия и относимой к ренду (на карте она вошла в состав джакболотской свиты, как ее верхняя часть).

Д ж а к б о л о т с к а я с в и т а - у дь. Распространена в хр. Джетымтау, горах Нура, Кокийримтау и Сарыджазском хребте (10). Выделена В.Г.Королевым в 1955 г. (1957) как сланцевая подсвита свиты Джетымтау. Ю.В.Жуков в 1958 г. обособил ее в самостоятельную свиту и назвал джакболотской. В бассейне р.Сарыджаз ее именовали оттукской (Адъшев и др., 1962). Джакболотская свита сложена пестроокрашенными (зелеными и красными) глинистыми и алевроито-глинистыми сланцами, алевролитами и полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями известняков. Заканчивается разрез тиллитоподобными конгломератами мощностью от I-10 до 50 м, выделяемыми в Большом Каратау и Улутая в байконурскую свиту (Боровиков, 1955; Решение, 1959).

Мощность джакболотской свиты 180-500 м.

Залегают она с резким контактом на джетымтауской свите венда. Перекрывается со скрытым несогласием шорторской свитой, нижние горизонты которой содержат остатки фауны нижнего кембрия. Этим определяется вендский возраст джакболотской свиты.

ПРОТЕРОЗОИ НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ

В Южном Тянь-Шане выделяется ряд зеленосланцевых толщ, условно относимых к протерозою. Это - сугутская и канская серии, майлисуйская свита, тогузбулакская толща и атбашинская свита. К протерозою, ближе неопределенному, отнесен ряд выходов преимущественно гнейсовых оолч в крупных ксенелитах среди гранитоидов в Северном Тянь-Шане.

С у г у т с к а я с е р и я - P r ? s g. Обнажается в пределах Восточно-Алайского хребта (20). Выделена А.В.Яговкиным и В.Я.Клишевичем в 1970 г. Делится на три толщи. Нижняя толща (более 450 м), представлена главным образом светло-зелеными альбит-хлоритовыми и серицит хлоритовыми сланцами с прослоями эпидот-

хлоритовых, хлорит-актинолитовых, эпидот-актинолитовых, кварц-полевошпат-актинолитовых и темно-зеленых кварц-эпидот-актинолитовых сланцев. В средней части разреза выделяется толща (500 м) кварц-серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев и песчаников. Среди них встречаются прослои хлорит-актинолитовых и кварц-альбитовых сланцев, реже прослои кварц-полевошпат-биотитовых сланцев и микрокварцитов (по кремням?). Мощность 500 м. В верхах серии выделяется толща хлорито-глинистых и серицито-глинистых сланцев и песчаников (до 700 м). Для нее характерно значительное содержание углеродистого вещества в породах, встречаются прослои филлитовидных глинистых и углеродисто-кварц-карбонатных сланцев, алевролитов, линзы известняков, пласты вулканитов основного состава. По В.Н.Шванову (1980), нижняя толща возникла при метаморфизме базальт-андезитов, средняя - кремнистых, вулканогенных и вулканогенно-терригенных образований, верхняя - кварцевых граувакк. Степень метаморфизма меняется от эпидот-амфиболитовой зоны до метагенеза.

Суммарная мощность серии превышает 1500 м. Перекрывается с небольшим угловым и азимутальным несогласием силур-девонской суукторской свитой. Подошва серии не установлена.

Органических остатков не найдено. По составу пород и степени метаморфизма сугутская серия близка метаморфическим толщам предполагаемого протерозоя, развитым в Зеравшано-Гиссаре (ягнобская серия и ее аналоги), а также в Туркестано-Алае (канская серия и ее аналоги). По мнению В.Н.Шванова (1980), сугутская серия должна относиться к ордовика (?), - силуру.

К а н с к а я с е р и я - P R ? кп. Канская серия распространена на отдельных участках северного склона Алайского хребта (18) - район Кана, горы Карачатыр, Намаздек и Алдыяр, междуречье Киргизата-Джилису, причем в последнем районе она представлена наиболее полным разрезом.

Выделена Г.С.Поршняковым в 1958 г. в ранге свиты, с 1967 г. переведена им в ранг серии. Описывалась также как "джульбарская серия" В.С.Сафиним в 1962 г. и Б.В.Поярковым в 1969 г.

В составе канской серии преобладают зеленые метаморфические сланцы: кварц-эпидот-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые, альбит-хлорит-актинолитовые, редки микрокварциты, линзы мраморов,

метаконгломераты. В составе свиты отмечаются и менее метаморфизованные породы – песчанистые и алевроито-глинистые сланцы, в различной степени хлоритизированные, серицитизированные и кремненные, основные эффузивы. В.Н.Шванов (1980) в составе серии выделяет две толщи. Нижняя торпинская толща представлена главным образом зелеными сланцами, развивающимися по базальтоидам внизу и по андезитобазальтам сверху. Верхняя талдыкская толща сложена продуктами изменения песчано-глинистых пород.

Мощность канской серии составляет 1700-1800 м, а возможно и более. Органических остатков в породах канской серии не обнаружено.

Породы серии изменены от эпидот-амфиболитовой, субглаукофановой, зеленосланцевой степени метаморфизма до стадии метагенеза.

Подшва серии не вскрыта. Она без видимого несогласия перекрывается каиндинской свитой верхнего силура – среднего девона. Наличие в основании каиндинской свиты многочисленных обломков пород канской серии в уже метаморфизованном виде, обнаруженных в 1972-1976 гг. В.И.Котельниковым, указывает на существенное стратиграфическое несогласие между канской серией и каиндинской свитой и на несомненно допозднесилурийский возраст первой. В то же время канская серия и по составу и по метаморфизму резко отличается от развитых в этом районе кембрийских и ордовикских отложений. В связи с этим предполагается протерозойский возраст серии. В.Н.Шванов (1980) относит ее к ордовику (?) – силуру.

Тогузбулакская толща – PR ? tg. Отложения тогузбулакской толщи развиты в Ферганском хребте (I3) в долине р.Куровес до Таласо-Ферганского разлома. Она выделена Т.А.Додоновой в 1959 г.

Толща представлена зелеными слюдяно-кварцевыми сланцами, филлитами, глинисто-слюдястыми сланцами с прослоями известняков, мраморов, песчаников, темно-серых кремнистых сланцев, тонкоплитчатых глинистых, известково-глинистых сланцев. Породы претерпели изменение от глубокого метагенеза до глубокого зеленосланцевого метаморфизма.

По данным В.В.Горянова, наиболее полный разрез толщи имеется на правом борту долины р.Куровес. Общая последовательность

пород здесь такая: 1) темные филлитовидные глинистые сланцы переслаиваются с песчаниками и содержат единичные прослои кремней и темных известняков (345 м); 2) переслаивание зеленовато-серых филлитов и песчаников с редкими кремнистыми и известковыми прослоями, крупными желваковыми стяжениями кварца (340 м); 3) зелено-серые филлиты, переслаивающиеся с кварцитовидными песчаниками (305 м); 4) метаморфические сланцы зеленого цвета, развитые по песчаным и глинистым породам (330 м); 5) метаморфические сланцы, сложенные крупнокристаллической светлой слюдой, ярко-зеленым хлоритом и молочно-белым кварцем (295 м). Общая видимая мощность свиты I615 м.

Тогузбулакская толща от смежных образований разобщена по тектоническим нарушениям.

На основании сопоставления тогузбулакской толщи с канской серией и майлиуской свитой она условно отнесена к протерозою (Горянов и др., 1973), В.Н.Шванов (1980) считает ее ордовик (?) - силурийской, В.Д.Брежнев (1969) - раннепалеозойской, Т.А.Додонова - раннесилурийской.

М а и л и с у й с к а я с в и т а - P r ? m l . Развита в северо-западной части Ферганского хребта и в юго-западных отрогах Атойнакского хребта (I3).

Впервые метаморфические сланцы в этом районе были описаны в 1946 г. В.Н.Огневым как слагающие верхнюю часть силурийского разреза и перекрывающиеся несогласно отложениями нижнего- среднего девона. В 1959 г. Л.И.Турбин для метаморфических сланцев Северо-Восточной Ферганы ввел название майлиуской свиты. Г.С.Поршняков (1974) описывает эти образования в ранге серии.

Майлиуская свита сложена различными сланцами, испытавшими преобразование от стадий катагенеза и метагенеза до амфиболитовой ступени метаморфизма. Преобладают породы зеленосланцевой фации метаморфизма.

Наиболее полный разрез майлиуской свиты, по данным В.Б.Горянова, находится в долине р.Майлису. Здесь выделяются три толщи. Нижняя внизу сложена кремнистыми породами, кварцитами, зелеными хлорит-актинолитовыми сланцами, иногда с прослоями тонкозернистых карбонатных пород (240 м), выше она представлена переслаиванием

темно-зеленых метаэффузивов, филлитовидных сланцев, кварцитов, метапесчаников, зеленых хлорит-эпидот-актинолитовых сланцев, иногда с маломощными (20-30 см) прослоями кремней (200 м). Мощность толщи 440 м. Средняя толща содержит покровы метаэффузивов и образована в основном переслаиванием кварцитов, филлитовидных сланцев, кварцитовидных песчаников с единичными маломощными горизонтами метатUFFов. Мощность 190 м. Верхняя толща сложена аргиллитами, филлитами, кварцитовидными и граувакковыми песчаниками, филлитовидными аргиллитами. Встречаются единичные горизонты кварцевых порфиров. Мощность 200 м. Общая мощность свиты по разрезу 830 м.

В.Н.Шванов (1980) выделяет в майлиуской свите две толщи. Нижняя коломасайская толща - первично граувакко-туфогенная, верхняя акджольская - первично базальтовая и андезитобазальтовая. Мощность серии им оценивается в 2000 м. Основание майлиуской свиты не обнажается. В кровле она с признаками трансгрессивного налегания перекрывается манубалдинской свитой силура - среднего девона. Сравнение майлиуской свиты с нижнепалеозойскими отложениями Южного Тянь-Шаня (формационная принадлежность, мощности и т.п.) показывает, что они не могли служить исходным материалом для образования метаморфических сланцев. Скорее всего майлиуская свита является докембрийским образованием. В.Н.Шванов относит ее к ордовику (?) - силуру.

А т б а ш и н с к а я с в и т а - Pr ? at. Распространена на северном склоне Атбашинского хребта. Впервые под таким названием выделена О.И.Сергуньковой (1937).

Большинством исследователей признается двухчленное строение атбашинской свиты. Нижняя ее часть сланцевая, а верхняя - карбонатно-сланцевая. Детальные исследования, проведенные А.Г.Конюховым, Е.В.Христовым и М.П. Христовой в 1970-1978 гг. позволили разделить сланцевую часть разреза атбашинской свиты на три пачки: 1) переслаивание мусковитовых альбит-порфиробластических, гранатомусковитовых, идиозит-мусковитовых и мусковит-альбит-кварцевых сланцев. Мощность 240-560 м; 2) темно-серые альбит-порфиробластические, мусковит-идиозитовые, мусковит-биотитовые сланцы и гнейсы, среди которых развиты двуслюдяные, идиозит-мусковитовые и гранатаодержащие

разности. Мощности 500-700 м; 3) зеленовато-серые массивные и с очковой текстурой кристаллические сланцы, по составу разделяющиеся на амфибол-мусковитовые, хлорит-карбонатно-мусковитовые, цоизит-мусковитовые, двуслюдяные, гранат-альбит-порфиробластические, мусковит-хлорит-альбитовые. Сланцы содержат маломощные прослои и пакеты амфиболовых, амфибол-мусковитовых и гранат-цоизит-мусковитовых гнейсов. Мощность 150-700 м. Вместе с тем, по мнению В.А.Макарова (Морозов и др., 1972 г.), выделяемые по составу пачки, видимо, нельзя считать стратиграфическими единицами, поскольку их различия являются скорее следствием неоднородного проявления метаморфизма и альбитизации. В нижних горизонтах сланцевой толщи местами присутствуют известняковые конгломераты мощностью до 40 м, а в средней - не выдержанный по простиранию пакет черных графитистых сланцев с прослоями мраморизованных известняков мощностью до 300 м.

Верхняя, карбонатно-сланцевая часть разреза атбашинской свиты сложена характерными полосчатыми хлорит-мусковит-альбитовыми сланцами с прослоями мраморов и гнейсов. Гнейсы развиты локально. Содержание мраморов неравномерное. На востоке и западе хребта они слагают маломощные (от 5 см до 10 м) редкие, невыдержанные по простиранию, прослои, тогда как в центральной его части роль карбонатных пород значительно возрастает при увеличении мощности отдельных слоев до 70 м. Атбашинская свита ограничена со всех сторон разрывными нарушениями, местами сильно затушеванными метаморфизмом.

Метаморфизм пород атбашинской свиты многоэтапный. Последний из них изофациальный метаморфизму прилегающих с юга силур-девонских толщ.

Возраст атбашинской свиты определяется на основе сборов в линзах мраморизованных известняков среди полосчатых кристаллических сланцев остатков кораллов, указывающих, по заключению И.А.Черновой, на возрастной диапазон в пределах силура - среднего девона.

Колесниковым В.А. в известняках свиты были собраны остатки кораллов *Squamosafavosites bohemicus* Pošta, *Sq. ex gr. thetidis* Chekh., *Emmonsella* cf. *naamnicas* (Chekh.) и др. верхнесилурий-

ско-нижнедевонского возраста (заключение И.А.Черновой).

Структурное положение содержащих фауну пород не всеми понимается однозначно. Сторонники отнесения атбашинской свиты к докембрию (О.И.Сергунькова, А.Е.Довжиков, А.Н.Белькова, В.Н.Огнев, А.Б.Бакиров, В.И.Кнауф и др.) полагают, что эти породы залегают в тектонических блоках и не определяют возраста собственно атбашинской свиты.

Согласно данным Е.В.Христова, органические остатки устанавливают возраст только верхней карбонатно-сланцевой части разреза, выделяемой в толщу полосчатых сланцев. Нормальную стратиграфическую природу ее нижней границы нельзя считать бесспорно доказанной, поскольку контакт затушеван наложением многоэтапного диафреза. Толща полосчатых сланцев располагается на крыльях крупной антиклинали и дисконформа по отношению к сложной изоклиальной складчатой структуре ядерной части.

В гнейсах и кристаллических сланцах ядерной части развита ассоциация мелких структурных форм, образованных в результате проявления не менее трех этапов деформаций, которые не обнаруживаются в полосчатых сланцах. Это обстоятельство, а также широкое проявление бластомилонитизации и глаукофанитизации могут свидетельствовать о тектоническом характере соотношения полосчатых сланцев с метаморфитами докембрия.

Эти данные позволяют Е.В.Христову считать, что атбашинская свита - сборное стратиграфическое подразделение, в котором объединены глубокометаморфизованные докембрийские образования и структурно обособленные от них средне-палеозойские зеленосланцевые ассоциации полосчатых сланцев. На геологической карте блоки полосчатых сланцев выделены из состава атбашинской свиты и показаны как верхнесилурийские отложения.

Помимо цифр радиологического возраста, указывающих на среднепалеозойский возраст метаморфизма (366 ± 15 млн. лет, Коныхов, 1972 г.), имеются цифры 1100; 585 и 567 ± 7 млн. лет (Бакиров, 1978).

Протерозой (ближе неопределенный) - гр. Метаморфические образования протерозоя, для которых не ясна принадлежность к тому или иному стратиграфическому подразделению, образуют ксенолиты среди докембрийских и каледонских интрузий Сусамырского

хребта и хр. Кунгей Алатоо, а также слагают тектонические выступы и блоки среди рифейских и палеозойских образований в хребтах Киргизском, Джумгольском, Атбашинском и Терской Алатоо (4,7).

В Джумгольском хребте из-под кембро-ордовикских отложений обнажаются гранато-сланяные и двусланяные сланцы с прослоями мраморов и кварцитов (800 м). Сланцы подстилаются толщей амфиболитов и амфиболовых сланцев с редкими линзами мраморов (1000 м). В Су-самырском хребте в наиболее крупных останцах кровли наблюдается двухчленное строение толщи. Нижняя ее часть представлена кварцитами и кристаллическими сланцами с редкими прослоями мраморов (700 м), верхняя сложена пироксен-амфиболовыми роговиками, перемежающимися слюдяными сланцами (около 500 м). Большинство исследователей сопоставляют описанные образования с древними толщами Манбалыского антиклинория.

В Киргизском хребте довольно крупный блок протерозойских пород имеется в верховьях рек Мазар-Ашу и Ашурор. В.А.Макаровым они отнесены к "кокмайнотскому комплексу" верхнего протерозоя. Здесь в нижней части разреза развиты кварцитовидные песчаники и слюдяные алевролиты мощностью около 1000 м, в средней - актинолитовые сланцы и амфиболиты (600 м), а в верхней - филлиты с прослоями мраморов и кремнистых сланцев (около 800 м). На контактах с интрузиями и в мелких ксенолитах развиты биотитовые гнейсы.

В приосевой части хр. Кунгей Алатоо выделяется полоса метаморфических пород, среди которых преобладающими являются биотитовые гнейсы, кроме которых присутствуют биотит-роговообманковые гнейсы, амфиболиты, реже кварциты, кристаллические сланцы и мраморы. Эти породы пронизаны густой сетью секущих и послонных жил, даек и штоков гнейсо-гранитов мощностью от нескольких сантиметров до десятков и сотен метров.

В нижней части северного склона Атбашинского хребта метаморфические породы выделены В.А.Макаровым в качестве кембальской толщи условно протерозойского возраста. Нижняя видимая часть ее представлена актинолитовыми, актинолит-эпидотовыми и актинолит-хлоритовыми сланцами с прослоями эпидозитов и полосчатых кварцитов, которые в западных выходах толщи превращены в амфиболиты (около 600 м). Выше по разрезу согласно залегают зеленые хлори-

товые, хлорит-серицитовые и актинолит-хлоритовые сланцы, которые затем сменяются серо-зелеными полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослои и горизонты серицитовых и хлорит-серицитовых сланцев (около 1000 м). На отдельных участках метаморфизованы до кристаллических сланцев, а в западных выходах полностью превращены в полосчатые биотитовые и очковые гнейсы, среди которых местами присутствуют невыдержанные горизонты амфиболитов и амфиболовых сланцев.

В средней части северного склона Атбашинского хребта расположены выходы эклогитов, условно отнесенных к протерозою. Впервые эти породы в составе атбашинской свиты были выделены в 1970 г. В.А.Макаровым. Подробное описание содержится в работах А.Бакирова (1978) и других авторов. Блок эклогитов прослеживается по обеим бортам долины р.Кембель. Он вытянут в северо-восточном направлении на расстояние 1 км при ширине 0.8 км. С северо-запада эклогиты перекрыты отложениями верхнего карбона, остальные контакты тектонические. Эклогиты - очень плотные зеленые и сине-вато-зеленые породы с густой вкрапленностью граната. Состав: гранат 25-40%, омфациит 15-50%, глаукофан 0-30%, в подчиненном количестве встречаются альбит, мусковит, хлорит, сфен, рутил, цоизит. Структура гранонематобластовая. Гранаты содержат 20-23% пирропа, 23-25% гроссуляра, 50-55% альмандина, 1% спессартина. По эклогитам развиваются кристаллические сланцы и гнейсы.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ГРУППА

В Средней Азии традиционно принято деление палеозойской группы на три части. К нижнему палеозою относятся кембрийская и ордовикская системы, зачастую на картах обзорного типа неразделенные. Средний палеозой объединяет силурийскую и девонскую системы, между ними в региональной стратиграфической схеме выделяется ряд серий, свит и толщ промежуточного возраста, или неразделенных между этими системами. К среднему палеозою относится также нижний отдел каменноугольной системы. Средний и верхний отделы этой системы, а также пермская система входят в состав верхнего палеозоя.

Нижняя граница палеозойской группы характеризуется массовым появлением в отложениях скелетных организмов. Геохронологически она находится на рубеже 570-600 млн. лет. Тектонически этот рубеж

почти не выражен. Толщи верхов докембрия – вендские – теснейшим образом связаны с кембрием.

Верхняя граница палеозойской группы как бы расплывается. Морские отложения палеозоя в Киргизии ограничиваются нижней пермью. В континентальных фациях верхнего палеозоя и нижнего мезозоя лишь в мадыгенской свите, выделенной в Южной Фергане, можно наметить, и то не бесспорно, границу палео-мезозойского. Тектоническая граница палеозойской и мезозойской групп выражена крупнейшим региональным несогласием.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА (?)

В Тянь-Шане выделяются все три отдела кембрийской системы на основании находок типичных комплексов органических остатков. Нижний кембрий достоверно не установлен лишь в эвгеосинклинальных зонах Северного Тянь-Шаня, где широко распространены вулканические толщи (каракаттинская и другие свиты), залегающие между сланцево-карбонатными толщами верхнего рифей-венда (учкошуйская серия и ее аналоги) и среднекембрийской вулканогенно-терригенной (граувакковой) толщей среднего-верхнего кембрия и нижнего ордовика (тремадокского яруса). В Таласо-Каратауской зоне Северного Тянь-Шаня развиты отложения томматского яруса (фосфоритоносные отложения Малого Каратау) и карбонатные толщи атдабанского и ленского ярусов. Атдабанско-ленские отложения доказаны в Алайском и Туркестанском хребтах и Таласском Алатау.

Средне- и верхнекембрийские отложения, по палеонтологическим данным, установлены в Алай-Туркестанской горной системе, в Чаткальском хребте и горах, обрамляющих Алабуга-Нарынскую впадину, в Таласском и Киргизском хребтах, на западном окончании Залийского Алатау, в хр. Джумгал-тоо и в Присонкульском районе. Во многих районах кембрий не отделен от ордовика.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

В Киргизии условно выделяются вулканогенный нижний кембрий, развитый в хребтах Северного Тянь-Шаня (айкольская толща, каракаттинская свита и ее аналоги), и предположительно кембрий также в вулканогенных фациях в ядре Улуттауской (Чонкойской или Южной)

антиклинали в хр. Кара-Чатыр (южные предгорья Алайского хр. Южного Тянь-Шаня).

Айкольская толща - \mathcal{E}_1 ? ак выходит в хр. Джетымбель, в междуречье Бурхан-Арчалы (?). Выделена в 1956-1957 гг. В.Г.Королевым.

В составе толщи широко развиты плагиопорфиры, кварцевые плагиопорфиры, лавобрекчии дацитового и андезито-дацитового состава, туфоконгломераты и туфобрекчии, встречаются редкие покровы лав и туфолав фельзитовых порфиров, а также гипабиссальные секущие тела и силлы сиенит-порфиров.

Мощность толщи ориентировочно не менее 600 м.

По геологическим данным, толща залегает со значительным азимутальным и угловым несогласием на различных свитах нижнего и верхнего протерозоя.

Она несогласно перекрыта красноцветными конгломератами, предположительно отнесенными к нижнему визе. Толща прорывается гранодиоритами Айкольского интрузива, условно раннеордовикского возраста (по калий-аргоновому методу - 480 млн. лет. Каталог..., 1972). По геологическим и радиологическим данным, айкольская толща моложе раннерифейской терекской вулканогенной свиты, которую перекрывает с крупным несогласием, и древнее или синхронна среднему ордовику, судя по возрасту прорывающих интрузивных пород. На карте условно принят раннекембрийский возраст. Такое решение не исключает параллелизации айкольской толщи с утмекской толщей вулканистов, для которой принят среднеордовикский возраст.

Каракаттинская свита - \mathcal{E}_1 ? кр. Каракаттинская свита выделена в Западной части хр. Терской Алатау, а также в западной части Кыргызского хребта, верховьях рек Сусамыр и Толук, где она известна под названием караарчинской; в восточной части Кыргызского хребта и прилегающих районах (курсайская свита) и на востоке Терской Алатау (тургеняксуйская свита). Название предложено В.Н.Кривошукцкой и В.Г.Королевым в 1960 г. для вулканогенной толщи, развитой в основании палеозойского раз-

реза в хр. Терской Алатау. Как самостоятельное подразделение толща этих пород была обособлена в 1938 г. В.А. Николаевым и К.Л. Бабаевым к северу от оз. Сон-Куль.

В стратотипе, в хр. Каракатты, сложена диабазами, диабазовыми миндалекаменными порфиритами, спилитами с подчиненными пироксеновыми и плагиоклазовыми порфиритами, туфами и туффитами, туфобрекчиями, включает прослои и линзы яшм и известняков. В нижней части свиты преобладают излившиеся породы, в верхней - пирокластические.

Мощность свиты колеблется от 200 до 2500 м. Нижний контакт каракаттинской свиты является тектоническим со сланцево-карбонатной талдысуйской свитой верхнего рифея. Наличие обломков (до глыб) карбонатных пород в наиболее низких слоях свиты, прилегающих к разлому, предполагает, что разлом или осложняет первично трансгрессивные отношения или является сингенетичным с накоплением вулканитов (эруптивные брекчии). В хр. Караджорга свита без видимого несогласия перекрывается караджоргинской свитой среднего-верхнего кембрия - тремадокского яруса нижнего ордовика, а в хр. Кара-Катты - несогласно нижним-средним ордовиком, базальные компоненты которого содержат в изобилии продукты разрушения вулканитов каракаттинской свиты.

В кремнистых породах среди вулканитов свиты содержатся реликты радиоларий и спикул кремневых губок, что исключает позднепротерозойский возраст, принимавшийся Т.А. Додоновой и др. в 1976 г. Залегание между толщами верхнего рифея (с онколитами) и фаунистически охарактеризованным средним кембрием, наличие остатков скелетной фауны свидетельствуют в пользу раннекембрийского возраста каракаттинской свиты в ее стратотипическом разрезе.

В западной части Киргизского хребта В.А. Николаев вулканогенные отложения выделял под названием "спилитовой свиты" (Николаев, 1928, 1939). В дальнейшем было показано (Степаненко, 1959; Киселев, Королев, 1964), что эта "свита" объединяет две разновозрастные вулканогенные толщи: позднерифейскую терекскую и раннекембрийскую каракаттинскую (в этом районе караарчинскую). Детально изучалась Г.Н. Кокаревым (1960), В.В. Киселевым (1964), а в 1978-1979 гг. В.Г. Королевым, В.А. Макаровым и А.Г. Разбойниковым. Она сложена

спилитами и диабазами, нередко с шаровой и подушечной отдельностью, туфолавами, туфобрекчиями, мандельштейнами, лавами и лавобрекчиями базальтовых и андезитовых порфиритов, вариолитами.

Мощность варьирует от 500 до 2000 м.

Каракаттинская свита здесь, как установлено А.Ф.Степаненко (1959) и подтверждено В.В.Киселевым и В.Г.Королевым (1964), залегает с несогласием на размытой поверхности карбонатных пород ченерской свиты верхнего рифея-венда и несогласно перекрывается караджоргинской (котуджанской) свитой среднего кембрия - нижнего ордовика. Из органических остатков встречены радиолярии и спикулы кремневых губок, что свидетельствует о палеозойском возрасте свиты. Положение свиты между верхним рифеем-вендом и средним кембрием позволяет предполагать, что каракаттинская свита является, скорее всего, раннекембрийской или вендско-раннекембрийской.

Близкого характера толща была изучена в 1967 г. В.И.Киселевым, в 1970 г. В.А.Колесниковым и М.П.Христовой, в 1977-1979 гг. Д.Н.Орловым в Сусамырском хребте. Здесь она состоит из трех частей. Внизу (700 м) выходят плагиоклазовые андезитовые и афировые базальтовые эффузивы, переслаивающиеся с лавобрекчиями; в средней части (200 м) - пестроокрашенные туффиты, туфопесчаники, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы; сверху (350 м) - крупнообломочные агломератовые туфы и туфобрекчии с покровами базальтовых порфиритов. В бассейне р.Толук мощность свиты достигает 3000 м. Основание ее срезано разломом. Свита резко несогласно перекрывается средним ордовиком.

В Джумгалском хребте аналоги каракаттинской свиты были выделены Т.А.Додоновой и К.Д.Помазковым в 1961 г. на северном склоне хребта, в горах Карамойнок, где они несогласно перекрываются конгломератами нижнего-среднего ордовика. В ЮЗ части хребта, в бассейне р.Кокомерен, по данным, полученным в 1972-1975 гг. Б.В.Семеновым и Ю.М.Феоктистовым, на вулканогенной ириторской свите верхнего протерозоя с угловым и азимутальным несогласием залегают валунно-галечные конгломераты, сменяющиеся толщей базальтовых, андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов с пачками пирокластов. Мощность около 800 м. Вулканиты, условно отнесенные к кембрию, резко несогласно перекрыты вулканитами нижнего-среднего девона.

К западу и северо-западу от оз.Сон-Куль, в горах Балыкты и Кавактау, к каракаттинской свите отнесены вулканогенные толщи, выделявшиеся при геологической съемке под названием ириторской свиты верхнего протерозоя. В нижней части обособливается толща хлоритовых и кремнистых сланцев, песчаников с покровами порфиритов и прослоями их туфов (1000 м). Среднюю часть (600 м) слагают базальтовые порфириты с подчиненными горизонтами кремнистых сланцев, туфогенных песчаников и серпентинизированных мраморов. В верхней части преобладают туффиты, туфогенные песчаники и кремнистые сланцы. Суммарная мощность достигает 2000 м.

Основание толщи в бассейне р.Кара-Киче не обнажено. Она резко несогласно перекрывается фаунистически охарактеризованными толщами нижнего-среднего ордовика. В 1957 г. Л.Н.Мозолев в горах Балыкты (к СЗ от оз.Сон-Куль) в линзе известняков обнаружил остатки раннекембрийских водорослей *Eriphyton cf. fruticosum Yologdin*. Возраст отложений с эпифитонами - раннекембрийский. Существует мнение, что толщи, развитые в бассейне р.Кара-Киче, являются не раннекембрийскими, а позднерифейскими. Это мнение основывается на факте прорывания вулканитов гранитоидами, отнесенными к позднему ордовика, из которых получено калий-аргоновое определение по биотиту 560 млн.лет.

В Актвэз-Боординском районе и западной части Кунгей Алатау аналоги каракаттинской свиты описывались под названием курсайской свиты. В первой половине 60-х годов эта свита изучалась В.А.Макаровым, В.И.Киселевым и Н.И.Дорошенко, В.П.Турчинским и В.П.Астраханцевым. Она залегает несогласно на древних гранитоидах, в базальтовых конгломератах, содержит обломки торуайгырских известняков верхнего рифея-венда и сложена диабазами, шаровыми лавами базальтов, порфиритами базальтового и андезитового состава, их туфами, терригенными породами. Мощность порядка 2800 м. Свита несогласно перекрывается на западе Кунгей Алатау шыргойской свитой предполагаемого среднего ордовика, а в собственно Актвэз-Боординском районе - карагайлинской свитой среднего кембрия - нижнего ордовика.

В восточной части Терской Алатау, в бассейнах рек Тургень-Аксу и Топ, к каракаттинской свите отнесена толща, выделявшаяся В.Г.Королевым в 1952-1955 гг. под названием тургень-аксуйской

свиты диабазов, порфиритов и туфов мощностью 1500-2000 м (Королев, Кривошукская, 1958). Она, видимо, залегает несогласно на ашуайрыкской свите верхнего рифея (контакт осложнен разломом) и перекрывается таштамбекторской свитой среднего кембрия - нижнего ордовика (на карте выделена как караджоргинская свита).

Таким образом, повсеместно отложения, отнесенные на карте к каракаттинской свите, занимают положение между сланцево-карбонатными толщами верхнего рифея-венда (ашуайрыкская, ченерская свиты и их аналоги), отделяясь от них поверхностью размыва и несогласия, и вулканогенно-терригенными отложениями среднего-верхнего кембрия - нижнего ордовика (караджоргинская свита и ее аналоги). Это определяет возраст каракаттинской свиты и ее аналогов в интервале венд-нижний кембрий. Наличие в ряде разрезов (западная часть Киргизского хребта, хр. Каракаатты) остатков радиоларий и спикул кремневых губок свидетельствует скорее всего о принадлежности свиты или ее значительной части к палеозою, т.е. о ее раннекембрийском возрасте.

Кембрийская система предполагается - в ? . Выделена в низких предгорьях Алайского хребта в горах Кара-Чатыр (18) в результате работ И.Л.Тесленко в 1967-1971 гг. из толщ, до этого относившихся к силуру (Тесленко, Журавлева, 1974). И.Л.Тесленко она была названа чонкойской свитой и подразделена на три пачки.

Пачка А (около 100 м) сложена миндалекаменными гиалопорфиритами, включающими линзовидные прослои туфов. В пачке Б (около 30 м) преобладают тонкослоистые туфы и туффиты миндалекаменных базальтов. Пачка В образована миндалекаменными пироксеновыми базальтовыми порфиритами с подчиненными туфами и прослоями кремнистых пород (470 м). Общая мощность (видимая) порядка 600 м.

Основание толщи не вскрыто. По данным И.Л.Тесленко, она перекрывается с несогласием отложениями, включающими тела карбонатных пород с археоциатами нижнего и трилобитами среднего кембрия. Ряд геологов предполагает этот контакт тектоническим. Т.А.Додонова и И.Л.Захаров высказали мнение о субвулканическом характере вулканитов, внедрившихся в кембрий преимущественно карбонатного состава. Возраст внедрения, по их предположениям, - девонский. Сходной

точки зрения придерживаются М.А.Ахмеджанов и О.М.Борисов.

Имеющиеся данные не позволяют достоверно утверждать, что вулканогенная толща, выходящая в ядре Южной антиклинали в горах Кара-Чатыр, является кембрийской. Можно высказать предположение как о докембрийском, так и о среднепалеозойском возрасте.

К Е М Б Р И Й С К А Я - О Р Д О В И К С К А Я С И С Т Е М Ы

Уже отмечалось, что во многих случаях из-за мелкого масштаба карты и недостаточной изученности органических остатков кембрийская и ордовикская системы чаще всего не разделены. К этому подразделению относятся кембро-ордовикские отложения в Южном Тянь-Шане; кембрийско-среднеордовикские отложения Северного Тянь-Шаня (бешташская свита) и Чаткало-Сандалашского района (сандалашская свита); кембрийско-нижнеордовикская шорторская свита в Среднем Тянь-Шане к востоку от Таласо-Ферганского разлома; среднекембрийские-нижнеордовикские отложения Северного Тянь-Шаня (караджоргинская свита и ее аналоги).

К а р а д ж о р г и н с к а я с в и т а - \mathcal{E}_2-O_1 кд (I, 3, 4, 7). Стратотип свиты находится в западной части Терской Алатау, где эти образования в 1946-1948 гг. были изучены Н.С.Катковой, В.Г.Королевым и М.А.Строниным и выделены под названием нижней долонской свиты. Название караджоргинская свита предложено В.Г.Королевым (1962).

На северном склоне гор Кара-Джорга в свите, по данным В.Г.Королева, выделяется семь пачек: 1) известняки с прослоями детритусовых и обломочных разностей (100-130 м); 2) туфы, туффиты, туфопесчаники плагиоклазовых порфиритов и кварцевых дацитов с пачками тонкослоистых пестроокрашенных кремнистых пород, известняков (300 м); 3) серые, реже красные туфогенные песчаники с пачками вишнево-красных тонкослоистых кремнистых пород, прослоями полимиктовых конгломератов (360-450 м); 4) полимиктовые конгломераты с линзами-рифами известняков (70-150 м); 5) зеленые мелкогалечные и гравийные кремневые конгломераты с линзами-рифами, глыбами и валунами известняков (200-225 м); 6) алевриты с линзами известняков

и крупноглыбовых и валунных известняковых брекчий обвалов (150 м); 7) темно-серые песчаники и черные алевроито-глинистые сланцы (200 м). Суммарная мощность свиты 1200-1300 м. Она налегает согласно на лавы и туфолавы каракаттинской свиты предполагаемого нижнего кембрия и с размывом перекрывается конгломерато-гравелито-песчаниковой толщей верхнего аргенига.

В рифах карбонатных пород, занимающих наиболее низкое положение, Л.Н.Орлов и В.И.Гончарова нашли остатки трилобитов нижней части амгинского яруса среднего кембрия *Pagetides* sp., *Kootenia* cf. *gasrensis* Rasseffi, *Chondragraulos minusensis* Lerm., *Erbia granulosa* Lerm., новый вид рода *Ebrathia*, а в более высокой части разреза - *Husterolenus* верхнекембрийского-нижнеордовиковского облика (определения В.И.Гончаровой).

Очень близкий разрез караджоргинской свиты описан в 1971 г. К.Д.Помазковым на северном склоне хр.Терской Алатау в районе гор Тегерек и Чолома и Сертокойского водохранилища.

На северном склоне Джумгалского хребта работами К.Д.Помазкова, В.И.Кнауфа, А.А.Недовизина, В.Г.Бурова, а затем В.И.Гончаровой в 1957 г. по долине р.Учтор были выявлены отложения со средне- и позднекембрийской, а также раннеордовиковской фауной. Они представлены грубовалунными вулканомиктовыми конгломератами с крупными глыбами и валунами известняков, грубообломочными карбонатными породами с линзами органогенных известняков (до 100 м), верхняя часть разреза сложена пестроцветным тонкослоисто-тонкопослощатыми кремнистыми и туфогенно-кремнистыми аргиллитами и алевролитами (30-50 м), туфогенными песчаниками, алевролитами, аргиллитами (60-80 м).

В толще выявлены остатки трилобитов четырех уровней (заключение изучавшей фауну В.И.Гончаровой): 1) майский ярус среднего кембрия - *Doryugya richthofeniformis* Lerm., *Doryugina delicatula* Lerm. и др.; 2) низы верхнего кембрия - *Damesops convexus* Chu, *Tricrepicerphalus* sp., новые виды *Liostracina decorata* Gontsch.; *Chiwangella karakolica* Gontsch.; 3) верхи верхнего кембрия - *Theodenisia microps* Rassetti, *Theodenisia biturbeculata* Gontsch.; 4) низы нижнего ордовика (тремадок) - *Aeaphellus* aff. *tomkalensis* Kob., *Xenostegium* aff. *paradonglasensis* Kob., *X. albertensis* (Wals.).

На южном склоне Джумгальского хребта, по данным В.В.Семенова, полученным в 1972-1975 гг., караджоргинская свита разделяется на две части: 1) конгломераты, туфоконгломераты, песчаники, гравелиты - 260-340 м; 2) песчаники и алевролиты, глинистые и кремнистые сланцы 400-650 м. Общая мощность до 1000 м. Органические остатки не обнаружены.

В верховьях р.Сусамыр В.А.Макаров в 1977-1978 гг. выделил кульджаторскую толщу, несомненный аналог караджоргинской свиты. Основание толщи не вскрыто. Нижняя часть толщи (1600 м) слагается зелеными и черными сланцами с прослоями органогенных известняков, зелеными и бурными тонкослоистыми алевролитами, кремнистыми породами, вулканомиктовыми песчаниками. В верхней части толщи (1100 м) преобладают вулканомиктовые песчаники и алевролиты, псаммитовые туфы андезитов.

В низах разреза выявлены остатки трилобитов среднего кембрия, определенных В.И.Гончаровой как *Erbia cf. granulosa* Lerm., *Dorygus richthofeniformis* Lerm., *Olenoides* sp., *Kootenia* sp. В западной части Киргизского хребта А.Ф.Степаненко (1959), а затем В.В.Киселев и В.Г.Королев (1964) в составе отложений, параллельных с караджоргинской свитой, обособили котуджанскую и туюксайскую свиты. Разрез котуджанской свиты, по А.Ф.Степаненко, таков: 1) на вулканитах караарчинской свиты залегают карбонатные брекчии с линзами-рифами известняков (180 м); 2) лавы и туфобрекчии пироксеновых порфиритов, полимиктовых песчаников, гравелитов (40 м); 3) зеленые и красные тонкополосчатые туффиты, туфопесчаники, яшмовидные породы (350-400 м); 4) известняки с остатками трилобитов и беззакмовых брахиопод (5,0 м).

Общая мощность котуджанской свиты составляет 550 м. В ее нижней части В.С.Губарева и А.Ф.Степаненко (1959) собрали остатки трилобитов, определенных Н.В.Покровской как *Kootenia granulata* Pokr., *Chondranomocara kirgizensis* sp. nov., *Kooteniella cf. sauanica* Pokr., *Solenopleura cf. recta* N.Tschern., *Ebrathia* sp., *Huragnostus parvifrons* (Linnars.). Возраст - амгинский век среднего кембрия. В верхнем известняке трилобиты представлены *Arhelaspis bovsuekulensis* Jvsh., *Pseudognostus cf. pseudocycloporus* Jvsh. (возраст - начало раннего кембрия).

Котуджанская свита согласно сменяется туюксайской. Она сложена красноцветными, буровато- и зеленовато-серыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами (100-250 м). В прослоях известняков В.В.Киселевым обнаружены остатки верхнекембрийских-тремадокских брахиопод, определенных П.П.Мисюсом как *Billingella* cf. *holti* Walc., *Billingella* sp., *Nanothis* sp.

Суммарная мощность котуджанской и туюксайской свит в западной части Киргизского хребта составляет около 800 м.

В Кастекском хребте, западном отроге Заилийского Алатау, по долине р. Карагайлобулак, правого притока р. Кичи-Кемин, еще в 1941 г. была выделена Д.И.Яковлевым толща, содержащая, по его находкам и определениям Е.В.Лермонтовой, остатки верхнекембрийских трилобитов. В дальнейшем она была изучена А.А.Луином и А.Г.Вологдиным под названием свиты Карагайлобулак (Вологдин, 1955).

Н.И.Дорошенко и В.И.Киселев в 1959-1961 гг. в составе карагайлинской свиты, аналога караджоргинской свиты, выделили три толщи:

1) полимиктовых песчаников, с прослоями алевролитовых и глинистых сланцев; 2) туфокогломератов с рифами известняков, пачками кремнистых сланцев; 3) тонкопереслаивающихся пестроокрашенных алевролитов, песчаников, глинистых сланцев. Суммарная мощность около 1500 м. Терригенные породы замещаются рифом карагайлинских карбонатных пород.

В нижней части карбонатного рифа А.Г.Вологдин собрал и определил эпифитоны, плохо сохранившиеся археоциаты и губки нижнего кембрия. В терригенных толщах, обрамляющих карбонатный риф, выявлены горизонты с остатками средне- верхнекембрийских брахиопод *Jurhidella* sp., *Conotreta* sp., *Acrotreta* sp. (определения В.Д.Горянского). В средней и верхней частях карбонатно-терригенной толщи сначала Д.И.Яковлев в 1941 г., затем В.И.Гончарова в 1957 г. обнаружили остатки верхнекембрийских трилобитов *Agnostus hedini* Troede., *Onchonetellus subcinctus* Lern., *Acrospherulina argata* Troede., *Charchaquia norini* Troede. и др. В верхней части карбонатного рифа содержатся остатки трилобитов караканского горизонта (средний ордовик).

Аналоги карагайлинской свиты описаны в 1962 г. Б.И.Кудлеем под названием армянской свиты в северном обрамлении Кочкорской впадины. В ее составе обособливаются две подсвиты: 1) рятчиное

чередование песчаников, алевролитов, сланцев (1650 м); 2) внизу андезитовые порфириды и туфы (400 м), вверху – сланцы, песчаники, туфопесчаники, алевролиты, горизонты разногалечных конгломератов с линзами известняков, пацками полосчатых кремнистых сланцев (1500 м). Суммарная мощность порядка 3000 м. Органические остатки не выявлены.

В бассейне р. Чон-Кемин, на северном склоне Кунгей Алатау, стратиграфическим аналогом караджоргинской свиты является чолпон-атинская свита, выделенная в 1959 г. В.Н.Охотниковым, Д.В.Луковым, В.И.Кнауфом, В.Г.Королевым, К.Д.Помазковым. Она сложена ритмично переслаивающимися пестроокрашенными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Мощность 1500 м. Основание свиты не обнажено. Она резко несогласно перекрывается отложениями ареннга.

В верхней части свиты М.Б.Зима обнаружил и определил остатки раннетремадокских граптолитов *Alefgartus*.

В восточной части Терской Алатау на уровне караджоргинской находится таштамбекторская свита, выделенная в 1952-1965 гг. В.Г.Королевым. Она согласно, но по очень резкому контакту, залегает на вулканогенной толще предполагаемого нижнего кембрия. В ее составе участвуют пестроокрашенные туфопесчаники, туфоконгломераты, туфосланцы с подчиненными покровами порфиритов, диабазов, прослеяны туфов (1500-1700 м).

Все описанные выше толщи близки по составу (туфогенные и туфо-кремнистые породы, полимиктовые и известняковые конгломераты и конгломерато-брекчии с рифами известняков, туфогенно-граувакковые песчаники), занимают одинаковое положение между вулканитами предполагаемого нижнего кембрия и песчанико-конгломератовыми толщами ареннга, во многих районах своего распространения содержат фауну среднего и позднего кембрия, а также раннего ордовика. Это определяет их возраст в диапазоне средний кембрий – тремадокский ярус нижнего ордовика.

Шорторская свита - -0, Яг. Распространена в Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоне к востоку от Таласо-Ферганского разлома (Ю). Выделена в 1955 г. В.Г.Королевым (1957) из состава свиты Джетым-Тау С.С.Шульца (1938). В районе бассейна р.Сары-Джаз она составляет значительную часть беркутской

свиты, а в хр.Кокирим в основном соответствует байдамтальской свите Е.И.Зубцова и Е.И.Зубцовой (1955). Шорторская свита имеет трехчленное строение, позволяющее выделить три подсвиты: 1) черных молибден-ванадиевых сланцев, углеродисто-кремнистых, углеродисто-кремнисто-глинистых и углеродисто-глинистых сланцев; мощность от 10-35 до 150-200 м; 2) доломитовых известняков, доломитов, плитчатых пелитоморфных известняков, кремнистых известняков и калькаренитов с прослоями и пачками глинистых, известково-глинистых, углеродисто-глинистых сланцев, мощность 50-450 м; 3) темно-серых до черных глинистых, алевролитов-глинистых сланцев с горизонтами лидитов и известняков (особенно в нижней части), мощность 60-250 м. Эти подразделения фациально замещают друг друга и не являются стратиграфическими, а лишь фациальными подразделениями. В.В.Шабалин (1964) предложил именовать нижний член разреза курментинской, средний - кызылкиндикской свитами. Верхний член разреза Е.И.Зубцов назвал тамдысуйской свитой, разделив ее на три подсвиты: нижнюю - переслаивание известняков и глинистых сланцев, преобладающих сверху; среднюю - глинистых и кремнисто-глинистых сланцев и верхнюю - черных углеродисто-кремнистых и углеродисто-глинистых сланцев, сверху - голубоватых аргиллитов. Е.И.Зубцов предполагал также, что верхняя часть "тамдысуйской свиты" фациально замещается ольджобайской свитой (O_{I-2}) пестроцветных яшмовидных кремнистых пород.

Мощность шорторской свиты варьирует в пределах от 100 до 700 м.

Она залегает по резкому контакту, видимо трансгрессивному, на верхних тиллитах джакболотской свиты венда, в литературе широко известных под названием байконурской свиты. В основании шорторской свиты некоторые исследователи выделяют субаэральную кору химического выветривания (Шабалин, 1964; Адышев и др., 1976). Перекрывающие отложения представлены толщей среднего-верхнего ордовика. Контакты с ней постепенные, но в узком интервале. В восточной части хр.Джетим-Тау и в бассейне р.Сарыджаз верхняя часть шорторской свиты постепенно сменяется яшмовидными породами ольджобайской свиты нижнего-среднего ордовика.

В кремнистых породах из нижней подсвиты содержится много остатков кембрийских губок, пока не изученных. В долине р.Сарыджаз

в нижней половине средней подсвиты В.И.Гончарова нашла и определила остатки трилобитов *Ptychagnostus aculeatus* (Angelin), возраст которых датирует вмещающие оложения как вторую половину мейского яруса (Геология СССР, т.ХХУ, 1972). В хр.Джетым-Тау, в долине р.Шортор и на пер.Калмакшу, а также в бассейне р.Сарыджаз В.Г.Королев (1957), Ю.В.Жуков (1965), В.И.Гончарова в 1955-1957 гг. собрали, а В.И.Гончарова изучила коллекцию трилобитов "трёдсоновского комплекса", включающего *Proceratopyge rectispinatus* (Troeds.), *Lotagnostus asiaticus* Troeds., *Pseudagnostus obsoletes* Lerm., *Diceratopyge mobergi* Troeds., *Hedinaspis regalis* Troeds.; *Charchaia norini* Troeds., *Acrocephalina armata* Troeds., *Westergardites pelturaeformis* Troeds. Эта фауна встречается в верхней трети карбонатной подсвиты, в самом верху подвывается *Haniwa amboliti* (Troeds.). Комплекс фауны характеризует возраст вмещающих его отложений как конец позднего кембрия. В верхней подсвите шорторской свиты повсеместно в большом количестве встречаются остатки беззачатковых брахиопод, представленных, по заключению Э.Янова, *Lingula orbicularis* Eichw., *L. ancyloides* Salt, *Orbiculoidea elliptica* Kut. (Королев, 1957). В средней части верхней подсвиты в западной части хр.Джетым-Тау и в хр.Кокирим Е.И.Зубцовым в 1955 г. и К.С.Сагындыковым в 1957-1958 гг. были собраны, А.М.Обутом и М.Б.Зима определены остатки позднеаренигских граптолитов *Dichograptus separatus* Elles, *Tetragraptus* (*Botetragraptus*) *amii* Elles et Wood, *T.* (*Tetragraptus*) *serra* (Brongniart), *T. immaturus*, *T.* (*Expansograptus*) *suecicus* Tullb., *T. suecicus* var. *robustus* (Monson), *Expansograptus ensjöensis* (Monson), *E. minutus* Chaletskaia, *Expansograptus abnormis* Hall, *Didymograptus* cf. *sparsus* (Норк.), *Phyllograptus* cf. *typus* (Hall.) и др., *Cariocaris baidantalensis* Obut. Этот комплекс характерен для позднего аренига Швеции, для зон *Didymograptus extensus* и *D. hirundo*. В верхней части верхней подсвиты в западной части хр.Джетым-Тау Е.И.Зубцовым (1955, 1957), а затем П.П.Мисясом и М.Б.Зима (1961) выявлены местонахождения граптолитов, которые, по заключению А.М.Обута и М.Б.Зима, представлены раннелланвирнскими формами *Phyllograptus* cf. *angustifolius* Hall., *Ph.anna* Hall., *Expansograptus kirgisticus* Obut, *E. robustus* (Ekstrom), *E. suecicus* (Tullb.) *Amplexograptus maxwelli* Decker, *A. cf. confertus* Rued.

Таким образом, палеонтологически охарактеризованная часть шорторской свиты имеет возраст от конца среднего кембрия до ланвирнского века среднего ордовика. На основании сопоставлений с сандалашской свитой Чаткальского района и разрезами кембро-ордовика Каратау, палеонтологически документированными более полно, нижняя часть шорторской свиты соответствует нижнему и среднему кембрию. Таким образом, возраст шорторской свиты охватывает интервал от нижнего кембрия до нижней части среднего ордовика в тех районах, где она перекрыта отложениями среднего-верхнего ордовика (ичкебашская свита), и до ареннигского яруса нижнего ордовика, где ее перекрывает ольдобайская свита (O_{1-2} o1). Следовательно, верхняя граница свиты как литологического тела в возрастном отношении является скользящей. Как усредненный, на карте принят возраст шорторской свиты в интервале нижний кембрий - нижний ордовик.

С а н д а л а ш с к а я с в и т а - $\epsilon-O_2$ вп. Распространена в Сандалашском и Пскемском хребтах и на влжном склоне Таласского хребта (II). Выделена в 1956-1957 гг. А.Ф. Степаненко (1958) из состава каракасмской свиты В.А. Николаева.

В Сандалашском хребте в составе сандалашской свиты широко распространены темно-серые и черные углеродисто-глинистые, углеродисто-глинисто-кремнистые, известково-глинистые сланцы с прослоями и пачками ладитов и известняков, реже песчаников. Мощность сандалашской свиты оценивается в 1000-1600 м. Эта цифра, вероятно, завышена из-за сложной дислоцированности сланцевых образований.

В приосевой части южного склона Таласского хребта (верхове р. Мурсал) и в Пскемском хребте развит сокращенный тип разреза сандалашской свиты. Здесь разрез трехчленный. Нижнюю его часть слагают кремнистые, углеродисто-глинисто-кремнистые сланцы, среднюю - карбонатные породы, известково-глинистые, углеродисто-глинистые, углеродисто-кремнисто-глинистые сланцы, верхнюю - глинистые и карбонатные сланцы, известняки. Мощность 150-400 м.

Сандалашская свита по резкому контакту, местами с небольшим размывом перекрывает тиллитсодержащую порашуйскую свиту венда. На сандалашской свите по резкому контакту залегает авторская тер-

ригенная свита верхнего ордовика.

В сандалашской свите найдены ископаемые органические остатки кембрия и среднего ордовика. В нижних 30–40 м карбонатного разреза встречены пластовые строматолиты. Слои с нижнекембрийской фауной залегают с размывом внутрiformационного типа и имеют мощность порядка 7–8 м. В самой нижней части встречаются остатки хиолительминтов, протоконодонтилы томмотского или атдабанского ярусов. В вышележащей части разреза в прослоях ракушняковых известняков многочисленны остатки хиолитов, хиолительминтов, протоконодонт, гастропод *Pelagiella lorenzi* Kob., ростроконоховых моллюсков *Heraulitipegna*, губок *Chancelloria* (определение А.М.Мамбетова, см. Королев, Мамбетов, 1980). В этих же слоях ранее П.П.Миссом и К.С.Сагиндыковым (1967) были собраны остатки брахиопод *Kirtorgina cf. cingulata* (Bill.). Комплекс органических остатков соответствует комплексу из тарынского горизонта низов ленского яруса Сибири. ϵ_1

ϵ_1 . Амгинский ярус охарактеризован трилобитами зоны *Pseudonomocarina-Paradoxides hicksi* Сибири. Они представлены *Triplagnostus gibbus* (Linnarsson), *T. hybridus* (Brogger), *T. stenorhaehis* (Grönw.), *T. lundgreni* (Tullb.), *Peronopsis cf. fallax*, *Hypagnostus parvifrons* (Linnarss.), *H. truncatus* (Brögger), *H. nepos* (Brögger), *Ptychagnostus cf. punctuosus* (Angelin), *Kootenia cf. elongata* Rasetti, *Kooteniella superconvexus* Ergaliev, *Glossopleura sp.*, *Proavaphiscus sp.* (сборы П.П.Мисса, 1963 г., определение Г.Х.Ергалиева).

В этом же интервале А.М.Мамбетов в 1976 г. собрал, Л.Н.Репина определила *Doryuge richthofeniformis* Lerm., *Coruloxochus Weberi* Lerm., *Olenoides inexpectans* (Lerm.), *O. optimus* Lax., *Solenopleura ferganensis* Lerm., *Pseudonomocarina cf. bella* Najr., *Triplagnostus sp.*, *Peronopsis sp.*, *Hypagnostus sp.*, *Dignacera sp.* Мощность амгинского яруса в карбонатном разрезе составляет 10–15 м (Королев, Мамбетов, 1980).

М.М.Адыев, К.С.Сагиндыков и др. (1972) привели данные о наличии в карбонатном разрезе низов майского яруса. По заключению Г.Х.Ергалиева, по наличию в составе трилобитов *Ptychagnostus punctuosus* (Angelin), *Doryuge richthofeni* Dames, *Amphoton sp.*

можно установить аналоги зоны *Ptychagnostus punctuosus* Западной Европы.

В черносланцевом типе разреза на южном склоне Сандаляшского хребта П.П.Мисюсом в 1963 г. обнаружена фауна среднего и верхнего кембрия, изученная Г.Х.Ергалиевым. Зоне *Lejopyge laevigata* верхов среднего кембрия соответствует комплекс форм *Proceratopyge canifrons* Wallerius, P. cf. *magnicauda* Westergard, *Pseudagnostus* cf. *douvillei* (Berg en), *Linguagnostus* cf. *planicauda* (Angelin), *Hypagnostus* ex gr. *brevifrons* (Angelin), *Hypagnostus* cf. *truncatus* (Brögger). Залегающие непосредственно выше слои насыщены остатками *Apidagnostus* cf. *parvatus* Whithause, *Clavagnostus* sp., *Corynexochus* sp., *Proceratopyge* sp., характерных для зоны *Agnostus pisiformis* нижней части верхнего кембрия или салаирского яруса Восточного Казахстана. В 1956-1957 гг. В.С.Губаревой в этом же районе были собраны остатки трилобитов низов верхнего кембрия *Proceratopyge elenekensis* Pokr., *Pseudagnostus impressus* Lerm., определенных Н.В.Покровской (Степаненко, 1958). В.И.Гончарова в 1968 г. здесь же выявила местонахождение верхнекембрийских трилобитов, определенных ею как *Agnostus hedini* Troeds., *Pseudagnostus obsoletus* Lerm., *Lotagnostus asiaticus* Troeds., *Proceratopyge fragilis* Troeds., *Charchaia norini* Troeds., *Norinia convexa* Troeds. В разрезах верхнего кембрия этот комплекс характеризует самую верхнюю часть верхнего кембрия (Геология СССР, т. XXV, 1972).

В разрезах сокращенного типа в Пскемском хребте в нижней части сандалашской (по И.Д.Доронкину - караянгрйской) свиты содержатся средне- и верхнекембрийские трилобиты, определенные Т.И.Хайруллиной. В 100 м выше по разрезу в долине р.Караянгрйк Е.И.Зубцов нашел, А.М.Обут определил ареннигские граптолиты *Phyllograptus angustifolius* Hall.

В глинисто-сланцевой пачке в верхней части карбонатной толщи в верховьях р.Чаткал А.Ф.Степаненко (1958) нашел остатки граптолитов *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Larw.), по заключению определявшего их Б.М.Келлера, - среднеордовикского возраста.

На основании палеонтологических данных сандалашская свита накапливалась в течение всего кембрия, раннего и среднего ордовика.

Бешташская свита - ϵ_2 бш. Распространена в западной части Таласского хребта (6) на его северном склоне по долинам рек Кумьштаг, Карагоин, Бешташ, и на южном склоне - по р.Коргон-Шанык, а также в Сусамырском хребте по долине р.Чичкан и в хр.Коккирим-Тоо, в низовьях р.Каинды, левого притока р.Нарын. Как геологическое тело бешташская свита была выделена в 20-х годах В.А.Николаевым. Название предложено Т.А.Додоновой в 1957 г.

Бешташская свита сложена серыми и темно-серыми плитчатыми и массивными доломитами, доломитовыми известняками и известняками. Очень характерны линзы, стяжения и прослои черных кремней. На ряде уровней встречаются пачки органогенных известняков: водорослевых, брахиоподово-трилобитовых, наутилоидных, онколитовых. Мощность ориентировочно до 2000 м.

Свита залегает на разных горизонтах верхнего протерозоя от тиллитсодержащей конуртобинской свиты до курганской свиты венда. Контакт резкий, под ним сохранились реликты древней коры выветривания. Северо-западнее, в Малом Каратау, аналог бешташской - шабактинская свита с размывом перекрывает толщи от томютского яруса нижнего кембрия (фосфоритоносная чулактауская свита) до большекарской и кокджотской свит рифея.

В бешташской свите на ряде уровней найдена фауна в интервале от нижнего кембрия до лландейльского яруса среднего ордовика. Наиболее древние остатки фауны, по А.М.Мамбетову (1979), представлены хиолигельминтами, гастроподами, хиолитами, характеризующими зону *Rhombocongriculum cancellatum* атдабанского яруса (или верхней части адданского яруса). В вышележащей части свиты преобладают хиолиты, хиолигельминты, беззамковые брахиоподы, по А.М.Мамбетову, низов ленского яруса (местная зона *Microcorhus parvulus*). Первые трилобиты в бешташской свите относятся к зоне *Redlichia chinensis* средней части ленского яруса. Они собраны Е.И.Зубцовым (1973) и А.М.Мамбетовым в долине р.Чичкан и определены Д.Н.Регинной как *Redlichia cf. chinensis* Wals., *R. coreanica* Saito, *Palaeolenus talasicus* Rep., *P. cf. actil* Kob., *Palaeolenus* sp., *Kootenia cf. amanoi* Kob., *Kootenia orientalis* (Saito), *Vinodaspis* sp. Тремадоксские наутилоиды были обнаружены в 1951 г. в долине р.Кумьштаг А.А.Конюком и определены Э.Г.Балаховым как *Rhombocongras*

manitouense Ulrich et Foerste, Albertoceras stautseri Ulrich et Foerste, Ellesmeroceras winoicum (Sanderson), Bassleroceras cf. persus (Billings). В 1928 и 1935 гг. В.А.Николаев собрал остатки брахиопод, трилобитов и головоногих раннеордовикского возраста. Наиболее молодые среднеордовикские брахиоподы *Aprotorphylla* и трилобиты *Lonchodoma karakumensis* Weber, *Eurobergia* sp. обнаружены В.Г.Королевым и В.В.Киселевым в 1959 г. в долине Бешташ и определены П.П.Миссом и Н.К.Ившиным в 1965 г. как лландейльские.

Органические остатки, найденные в бешташской свите, определяют ее возраст от позднеатдабанского века раннего кембрия до лландейльского века среднего ордовика включительно.

К е м б р и й с к а я - о р д о в и к с к а я с и с т е м ы - 4-0. Кембро-ордовикские образования распространены в пределах Алайского и Туркестанского хребтов. Впервые эти образования обнаружены здесь П.А.Гроше и И.С.Комишаном (1928). Позже при мелкомасштабных и детальных геологических съемках установлены фрагментарные выходы нижнего палеозоя в значительном количестве мест. Известны они в горах Карачатыр, Кызылкунгей, по р.Араван, в междуречье Абыр-Чиле, на Папане, в горах Актур, Токтабуз, в междуречье Исфара-Карабулак (18); в верховьях р.Аксу, в приводораздельной части Туркестанского хребта (19); на южном склоне Алайского хребта к западу от Дараут-Кургана и в пределах Восточно-Алайского хребта (20).

Нижнепалеозойские толщи повсеместно залегают в зонах разломов и разбиты на мелкие блоки, в связи с чем полный разрез их нигде не отмечен.

Наиболее полные разрезы кембро-ордовикских образований изучены в горах Карачатыр (Тесленко, Журавлева, 1974). Здесь в горах Улуг-Тау на базальтовых порфиритах, условно относимых к кембрию, залегают брекчиевые лавы, кластолавы и туфобрекчии кератофиров с прослоями глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, кремней, доломитов и известняков. Мощность их достигает 550 м. Известняки содержат остатки нижнекембрийских археоциат *Coscinoscyathus dianthus* Born., *Bicliathus ertaschkensis* (Vol.), *Arthrosyathus* sp., *Clathrocoscinus* cf. *mollis* (Vol.) (определения И.Т.Журавлевой). Верхняя часть толщи сложена полимиктовыми песчаниками, кремнями и

известняками с редкими прослоями сланцев. Мощность 200 м. Отложения эти содержат остатки среднекембрийских трилобитов (определения В.И.Гончаровой и Е.А.Елкина) — *Dorypygidae*, *Solenopleura* sp., *Cyrtometopella* ex gr. *tumula* Nikolaisen, *Sphaerexochus* cf. *hisingeri* Warb., *Stenopareica* sp., *Selenoharpes* sp. Отложения прослежены вдоль северного обрамления Наукатской впадины от гряды Улут-Тай до р.Акбуры.

Разрез нижнего палеозоя по р.Араван отличается отсутствием вулканических пород. На северном склоне горы Кекликтай обнажаются известняки с остатками нижнекембрийских археоциат *Tegerocyathus edelsteini* (Vol.), *T. abakensis* (Vol.) *Erbocyathus heterovalium* (Vol.), *Archaeocyathus erbiensis* (Zhur.), *Clariocyathus* sp. Видимая мощность их достигает 50 м. Выше залегают доломитовые известняки и полимиктовые песчаники с линзами кремней. В известняках обнаружены остатки среднекембрийских и ордовикских трилобитов (определения Л.Н.Репиной) — *Dorypyge* sp., *Apomocaridae* gen. indet., *Micromitra* sp. Видимая мощность нижнего палеозоя здесь превышает 450 м.

В междуречье Абшир-Чиле (среднее течение) обнажаются известняки и обломочные доломиты с линзами и прослоями кремней. К доломитам вдоль разрыва с юга примыкают спилиты, туфы, туфопесчаники и туфоконгломераты с галькой основных изверженных пород. Среди вулканогенных пород встречены линзы и прослои известняков, содержащих остатки нижнекембрийских археоциат *Archaeocyathus javatskii* (Vol.), *Archaeocyathus* sp. Мощность 300–350 м. Взаимоотношения нижнепалеозойских пород с другими толщами повсеместно тектонические.

На южном склоне хр.Актур нижний палеозой представлен толщей известняков, доломитов и диабазов (350 м) с прослоями углеродистых и кремнистых сланцев, кремней, алевролитов и песчаников, содержащей остатки кембрийских трилобитов *Dorypyge richthofeniformis* Lerm., *Huragnostus* sp., *Solenopleura ferganensis* Lerm., *Chondragraulos minusiensis* Lerm., *Corynexochina weberi* Lerm., *Pseudagnostus* sp. Перекрывается эта толща пачкой известняков с редкими прослоями алевролитов мощностью до 140 м. В известняках определены нижнеордовикские трилобиты *Harpides rugosus* Sars et

Вульфек., *Ocuonotellus* sp., *Pareuloma* sp., *Euloma* sp., *Pseudagnostus* sp. В горах Тохтабуз, в междуречье Исфара-Карабулак, в Папане (18) нижний палеозой представлен в основном терригенными образованиями. Кембрийские образования здесь существенно сланцевые с прослоями песчаников, кремней, доломитов и известняков. Отложения ордовика имеют существенно песчаниковый состав. Мощность песчано-сланцевых образований нижнего палеозоя составляет 500-600 м^х).

На южном склоне Алайского хребта (20) нижний палеозой установлен на водоразделе рек Кызылсу и Кексуу, где выявлены породы кембрия и ордовика. Кембрий представлен глинистыми сланцами и алевролитами с прослойками полимиктовых песчаников и линзами-прослоями битуминозных известняков, содержащих остатки археоциат *Archaeoscyon* sp., *Robustocyathus* sp., *Coscinoscyathus dianthus* Born. (определения Журавлевой И.Т.) и трилобитов *Erbia* aff. *spinulosa* Lerm. среднего кембрия (определения И.Е.Чернышевой). Суммарная мощность не более 60 м. Внешне согласно кембрийские породы перекрыты ордовиком, в составе которого преобладают темно-серые и зеленые кремнисто-глинистые сланцы, содержащие остатки граптолитов *Didymograptus* sp., *Expanograptus hirundo* (Salter). Мощность около 250 м. Отложения ордовика согласно перекрываются сланцами силура.

В бассейнах рек Чон-Казык и Урта-Казык (Восточно-Алайский хребет (20) установлены лишь породы кембрия, представленные глинистыми известняками, переслаивающимися с глинистыми и известковистыми сланцами, общей мощностью около 100 м. Толща содержит остатки трилобитов *Eodiscus punctatus* Salter, *Pernopsis* ex gr. *fallax* Lauer., *Alokestocare asiatica* Lerm. среднего кембрия, а также *Notagnostus parabolaeus* Lerm. верхнего кембрия (определения И.Е.Чернышевой). Не исключено присутствие в Восточном Алае и отложений ордовика, о чем свидетельствуют находки Г.Д.Бельговским в бассейне р.Ой-Тал ордовикских, по заключению В.С.Соколова, табулат *Reuschia asiatica* Sok., *Palaeofavosites simplex* Tschern., *P. turkhanicum* var. *multitabulatus* Sok.

^х) По данным Яковича Б.В. (1972), мощность этих толщ достигает 2000 м.

Основание нижнепалеозойских отложений в Туркестано-Алае неизвестно. Перекрываются они, местами с перерывом, силурийскими песчано-сланцевыми образованиями.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские отложения широко распространены в хребтах Северного Тянь-Шаня, а также в Срединном Тянь-Шане. Принято деление ордовикской системы на три отдела. К нижнему отделу относятся тремадокский и аренигский ярусы. Первый из них на геологической карте не отделен от кембрия и входит в состав свит, отнесенных на ней к кембрийской-ордовикской системам неразделенным. Тремадокская фауна известна в караджоргинской и бешташской свитах. Аренигский ярус как самостоятельное подразделение на карте не выделен. Граптолиты аренига известны в составе верхней подсвиты шортгорской свиты и ее аналогов и в долонатинской свите Кунгей Алатау, трилобиты аренига - в бешташской свите. К нижнему отделу ордовикской системы отнесены нижние толщи флишеидных отложений, обычно наиболее грубые, сложенные конгломератами, довольно широко распространенные в хребтах Северного Тянь-Шаня. Неразделенные отложения нижнего-среднего ордовика развиты как в Северном (кешташская свита), так и в Срединном Тянь-Шане (северочаткальская, оджобайская свиты), объединяющие аренигский ярус, лланвирнский и местами лландейльский ярусы среднего ордовика. Лланвирнский и лландейльский ярусы входят также в уже описанные бешташскую и сандалашскую свиты.

В хребтах Северного Тянь-Шаня особенно широко распространен средний ордовик в составе лланвирнского, лландейльского и карадокского ярусов, но выделение ярусов на карте при современной степени изученности ордовикских отложений в Киргизии провести невозможно. Наряду с терригенными и вулканогенно-терригенными отложениями, охарактеризованными граптолитами, трилобитами и брахиоподами, в ряде районов Северного Тянь-Шаня и в Чаткальском хребте Срединного Тянь-Шаня распространены вулканогенные толщи, отнесение которых к среднему отделу ордовикской системы произведено во многих случаях условно (чаткальская, шыргыльская, коксуйская, текайдинская, окторкойская свиты, утмекская толща). В Срединном

Тянь-Шане средний и верхний отделы системы не разделены.

Верхний отдел, включающий ашгильский ярус, в Киргизии большей частью выделяется условно, будучи во многих местах фаунистически неохарактеризованным. Это каначуйская, авторская и тезская преимущественно песчаниковые или алевролитопесчаниковые свиты в Среднем Тянь-Шане и красноцветные и пестроцветные грубообломочные карамойнская и чонкаиндинская свиты в Северном Тянь-Шане.

Границу ордовикской и силурийской систем в Киргизии по фаунистическим данным провести не удастся. Выделяются условно верхнеордовикско-нижнесилурийские отложения в Северном и ордовикско-нижнесилурийские отложения в Южном Тянь-Шане.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел ордовикской системы довольно широко распространен в хребтах Северного Тянь-Шаня, особенно в Терской Алатау и Кунгей Алатау. На северном склоне Кунгей Алатау, в долине р. Чон-Кемин, выделяется нижнеордовикская долонатинская свита.

Долонатинская свита - o_1, d_1 . Распространена в хр. Кунгей Алатау, на его северном склоне, обращенном к долине р. Чон-Кемин (4). Выделена И.Л. Захаровым и А.Б. Бакировым (1964).

Свита имеет двухчленное строение. Внизу она сложена средними крупногалечными полимиктовыми конгломератами (25-30 м), сменяемыми органогенно-обломочными и водорослевыми известняками (40-110 м). Верхняя часть свиты образована толщей граптолитовых глинистых, алевролитоглинистых и алевролитовых сланцев (до 200 м). Общая мощность долонатинской свиты колеблется от 170 до 250 м.

Свита залегает с резким угловым несогласием на чолпонатинской свите, содержащей в верхней части остатки тремадокских граптолитов, и перекрывается с разрывом известняковыми конгломератобрекчиями среднего ордовика.

В карбонатной толще свиты содержатся остатки нижнеордовикских водорослей *Wuia sibirica* Masl. (определения К.В. Корде и Э.А. Журавлевой из сборов А.Б. Бакирова), а в сланцевой - верхнеареннигских граптолитов *Tetragraptus veera* Wong., *T. quadribra-
chiptus* Hall., *Tristiograptus ensiformis* (Hall.), *Acrograptus*

acutidens (Lapw.), *A. gracilis* (Tonng.), *Isograptus caducens* Harris, *J. divergens* (Harris), *Dichograptus octobrachiatus* Hall. (сборы И.Л.Захарова, М.Б.Зимы, определения М.Б.Зимы).

По положению в разрезе и по составу органических остатков долонатинская свита отнесена к нижнему ордовика.

Н и ж н и й о т д е л - O_1 . Выделен лишь в двух районах: на правом берегу р.Чон-Кемин (4) и в западной части Терской Алатау (7). Для первого из них развитие нижнеордовикских отложений было доказано находками фауны, сделанными И.Л.Захаровым, В.Н.Охотниковым, В.Г.Королевым, А.Б.Бакировым в начале 60-х годов. В конце 50-х годов находки аренигских граптолитов показали, что нижняя часть долонской свиты, выделенной М.С.Шевцовым в 1932 г. в западной части Терской Алатау, принадлежит нижнему ордовика.

В горах Байдулы и Капкатас, составляющих западные отроги Терской Алатау, нижняя часть аренигского яруса складывается зеленоцветными песчаниками, алевролитами с прослоями и линзами гравелитов (около 800 м). В этой части разреза выявлены граптолиты возраста от раннего до позднего аренига. Эта толща с угловым несогласием, по данным М.Б.Зимы, перекрывается так называемыми долонскими конгломератами, имеющими мощность около 50 м. Западнее, по долине р.Каракиче, мощность конгломератов возрастает до 200 м и более.

Восточнее, на северном склоне хр.Байдулы, и далее на восток, разрез нижнего ордовика во много раз более мощный. По данным Б.Асаналиева, Е.В.Христова, полученным в 1964 г., основание разреза нижнего ордовика здесь составляют разногалечные и валунные конгломераты (250 м), сменяющиеся мощной толщей песчаников, гравелитов, алевролитов, содержащей прослой конгломератов (1200-1400 м). В верхней половине толщи содержатся остатки аренигских граптолитов *Glyptograptus aff. dentatus* Brongn., *Didymograptus aff. nitidus* Hall., *Isograptus aff. vistoria* (Harris), *J. walcottorum* Ruedeman (определение М.Б.Зимы и Р.Е.Ринненберг). Мощность, вероятно, сильно завышена из-за того, что при составлении разреза геологи не учитывали складки.

На правом берегу р.Чон-Кемин в разрезе нижнего ордовика выделяются: 1) пестроцветные аркозовые песчаники, алевролиты с про-

слоями водорослевых известняков мощность 400–600 м (талгарская толща); 2) туфогенные алевролиты и песчаники до 1300 м мощности (алмаатинская свита). Первая содержит остатки верхнекембрийско-нижнеордовикских водорослей *Actinophycus* и *Galinia*, по заключению А.Г.Володина. Во второй найдены остатки трилобитов *Megalaspis valtaeensis* (Kaizer) аренигского возраста, а позднее А.Б.Бакировым, В.Г.Королевым и др. – *Protopliomerops* sp., распространенным обычно в тремадоке (определения В.И.Гончаровой). Основание толщи нижнего ордовика не вскрыто. Перекрывается она с размывом вулканогенно-осадочной окторкойской (тарачибулакской) свитой среднего ордовика.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Северочаткальская свита – O_{1-2} вб. Распространена в Чаткальском хребте (II) в долинах рек Чанач и Каратерек – северные, а также в верховьях р.Каракульда. Выходы ее отмечены в Сандалашском хребте по долине р.Аяк-Терек. А.Ф.Степаненко (1958) описывал эти отложения как среднюю часть сандалашской свиты. Они были обособлены в самостоятельное подразделение Ю.В.Жуковым (1965).

В составе свиты преобладают тонкополосчатые кремнистые породы яшмовидного облика, красной, зеленой, черной окраски, кремнисто-глинистые и глинистые сланцы, содержатся редкие прослои туфов основных пород. Мощность до 280 м.

Северочаткальская свита согласно залегает на кембро-ордовикской шорторской свите и перекрывается согласно вулканогенной чаткальской свитой среднего ордовика. В кремнистых породах содержатся ордовикские радиолярии. На основании этих данных и сопоставления с олджобайской свитой, северочаткальская свита отнесена к нижнему-среднему ордовика. Однако в верховьях р.Чаткал в подстилающей шорторской (карбонатно-сланцевой части сандалашской) свите содержатся граптолиты низов среднего ордовика (Степаненко, 1958). Это показывает, что в некоторых районах северочаткальская свита не может быть древнее среднего ордовика.

Олджобайская свита – O_{1-2} ол. Распространена в восточной части Чаткало-Нарынской зоны, главным образом

в долине р.Сарыджаз (10). Она развита на западном окончании хр.Акшыйрак-Восточный, и в восточной части хр.Джетым-Тау (по долине р.Джаманичке). Но в этих районах она картографически пока что не обособлена. Еще западнее, на южном склоне хр.Джетым-Тау, эти отложения выделялись под названием кокбельского горизонта в 1957 г. Е.И.Зубцовым и Е.И.Зубцовой и описаны как кокбельская свита Л.Д.Медведевым в 1963-1965 гг., но на карте они не отделены от шорторской свиты кембрия-нижнего ордовика. Впервые как геологическое тело отложения, относимые к олджобайской свите, были обособлены как пачка яшмовидных кремнистых сланцев в составе беркутской свиты (Грюше и др., 1940). Выделение ее как самостоятельной свиты и название были предложены В.Г.Королевым в 1954-1955 гг. (Королев, 1957).

Свита сложена красноцветными и зеленоцветными Глинистыми, глинисто-кремнистыми, яшмовидными тонкослоисто-тонкополосчатыми сланцами с пачками и прослоями олигомиктовых песчаников. Кремнистые породы отличаются повышенной марганценосностью.

Мощность свиты от 250 до 610 м, но, вероятно, последняя цифра завышена.

Свита согласно залегает на верхней подсвите шорторской свиты, содержащей отпечатки лингулид верхнего кембрия - нижнего ордовика, и согласно перекрывается среднеордовиковскими толщами. По данным Е.И.Зубцова, она фациально замещает "тамдысуйскую свиту" (верхнюю подсвиту шорторской свиты), охарактеризованную аренигским и нижнелланвирскими граптолитами (Геология СССР, т. XXV, 1972 г.).

В кремнистых породах содержатся остатки ордовикских фораминифер (Медведев, 1960) и радиолярий. Существующие данные по стратиграфическому положению и палеонтологической характеристике, сопоставление с северочаткальской свитой заставляют относить олджобайскую свиту к нижнему - среднему ордовика.

Кепташская свита - 0_{1-2} кр. Распространена в западной части Киргизского хребта (7). Выделена в 1955-1957 гг. А.В.Григорьевым, В.Л.Медведевым, В.С.Буртманом и др.

В строении свиты участвуют песчаники и гравелиты, туфопесчаники, пепловые туфы и андезитовые порфириты, алевриты. Базаль-

ные слои представлены крупноглыбовыми и валуно-галечными полимиктовыми конгломератами, в нижней половине свиты характерны прослои известняков.

Мощность свиты, по А.В.Григорьеву и В.Л.Медведеву, достигает 2000-2500 м.

Кепташская свита залегает стратиграфически выше караджоргинской и перекрывается отложениями верхнего ордовика.

В свите содержатся остатки брахиопод, цефалопод, трилобитов, гастропод, криноидей, пока что плохо изученных. По предварительным заключениям О.Н.Андреевой, З.Г.Балашова, Е.А.Балашовой, В.А.Востоковой, Р.С.Елтышевой, фауна свойственна верхам нижнего ордовика и среднему ордовику. На этом основании кепташская свита отнесена к нижнему-среднему ордовику неразделенным.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Чаткальская свита - O_2 ст. Распространена в Чаткальском хребте (II). А.Ф.Степаненко (1958) отложения этой свиты включал в состав сандалашской свиты как ее верхнюю часть. Е.И.Зубцов описывал ее в составе каратерекской свиты. При детальных геологических съемках в "каратерекской свите" объединили как ордовикские, так и докембрийские отложения. В данной работе название каратерекская свита, по решению редколлегии, оставлено лишь для зеленокаменных толщ докембрия, а вулканитам среднего ордовика дано название чаткальской свиты.

Свита сложена чередованием зеленовато- и лиловато-серых лав базальтовых и андезитово-базальтовых порфиритов, зачастую миндалекаменных с шаровой отдельностью, их туфов, вулканических брекчий, включающих горизонты и пачки кремнистых пород, линзы ям, глинистых пород и песчаников. Мощность 300-800 м.

Чаткальская свита согласно залегает на северчаткальской свите, содержащей органические остатки нижнего-среднего ордовика, и согласно перекрывается авторской свитой предполагаемого верхнего ордовика. Органические остатки не изучены. По положению в разрезе ее можно отнести к среднему ордовику. Е.И.Зубцов считал, что чаткальская свита является фаціальным аналогом флишеподобной авторской свиты верхнего ордовика (Геология СССР, т. XXV, 1972).

Утмекская толща - O_2 ? ut. Распространена в восточной части Таласского хребта, на его северном склоне (7). Выделена в 1978-1979 гг. В.А.Макаровым.

Толща слагается гиперстеновыми часто миндалекаменными андезитовыми и базальтовыми порфиритами, дацитами, их туфами. Выделяется пять пачек: 1) гиперстеновые андезиты с редкими прослоями туфов дацитовых порфиритов (500 м); 2) дациты с горизонтами их туфов (420 м); 3) лапиллиевые туфы андезитов (640 м); 4) андезиты, сверху миндалекаменные (550 м); 5) чередование дацитовых туфов разной зернистости (365 м).

Общая мощность утмекской толщи достигает 2500 м.

Утмекская толща с резким угловым и азимутальным несогласием залегает на отложениях верхнего рифея - венда и нижнего кембрия. На северном склоне Киргизского хребта А.А.Черепанов отметил ее согласные взаимоотношения с кепташской свитой нижнего-среднего ордовика. Толща прорывается гранитоидами (калий-аргоновый возраст их порядка 450 млн.лет) и вместе с ними резко несогласно перекрывается каракольской и аральской свитами среднего девона.

Органические остатки в толще не обнаружены.

По своему стратиграфическому положению утмекская толща должна принадлежать среднему ордовика.

Шыргыйская свита - O_2 ? Шг. Закартирована в западной части Кунгей Алатау, в районе Боомского ущелья (4). Выделена в 1962 г. В.П.Турчинским и В.П.Астраханцевым.

Свита сложена вулканогенными породами. Она разделяется на три подсвиты. В строении нижней из них участвуют агломераты, лапиллиевые туфобрекчии, игнимбриты и туфы кварцевых порфиров (от 500-700 до 1700 м). Средняя подсвита образована внизу андезитовыми порфиритами, их туфобрекчиями и туфоконгломератами, глыбовыми агломератами, а сверху - лапиллиевыми и псаммитовыми туфами, переслаивающимися с порфиритами и лавобрекчиями (1000-1300 м). В верхней подсвите преобладают дацитовые порфиры, их туфы, туфобрекчии (500-1000 м).

Общая мощность шыргыйской свиты от 1600 до 3900 м.

Свита со значительным угловым и азимутальным несогласием залегает на вулканогенной каракаттинской (курсайской) свите, пред-

положительно относимой к нижнему кембрию, и несогласно перекрывается вулканитами среднего девона. Она прорывается гранитоидами с радиологическим возрастом по калий-аргоновому методу порядка 450 млн. лет.

На этом основании шыргойская свита относится к отложениям не древнее раннего кембрия и не моложе среднего ордовика. Условно она считается среднеордовикской.

Коксуйская свита - O_2 кв. Распространена на северном склоне Кунгей Алатау, на левом склоне долины р. Чон-Кемин (4). Выделена в 1959 г. В.Н. Охотниковым, Ю.В. Жуковым, В.И. Кнауфом, В.Г. Королевым, К.Д. Помазовым, название предложено в 1961 г. А.Б. Бакировым.

Свита сложена андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами, лавобрекчиями, содержит прослои туфоконгломератов, туфобрекчий и кремнистых пород. Мощность 400-700 м, по графическим подсчетам А.Б. Бакирова достигает 1400 м.

Свита залегает на разных горизонтах от среднего ордовика (ланвирн) до верхнего кембрия - нижнего ордовика. Она с размывом перекрывается верхнеордовикскими красноцветными конгломератами и песчаниками (толща Челек, по А.Б. Бакирову).

Известняки, по-видимому, входящие в состав свиты, содержат остатки карадокских трилобитов *Sphaerexochus hivingeri* Warb. (найден в осыпи). По положению в разрезе, койсуйская свита отнесена к среднему ордовика.

Токайлинская свита - O_2 тк. Распространена на южном склоне Киргизского хребта, обращенном к Сусамырской впадине (3). Выделена в 1972 г. В.И. Киселевым и В.И. Тольским.

Свита сложена трахибазальтовыми и базальтовыми порфиритами, лаво- и туфобрекчиями, туфами с песчаниками и конгломератами, пачкой известняков внизу. В строении верхней части участвуют трахипаритовые порфиры, туфы, туфоконгломераты кварцевых дацитов, кератофиры, фельзиты, липариты.

Мощность свиты достигает 1200 м.

Свита, по данным В.И. Киселева и В.И. Тольского (1967-1972 гг.) несогласно и с размывом перекрывается щелочными базальтоидами предполагаемого нижнего девона (баркольская свита В.С. Бурт-

мана, кольбашинская свита Е.Н.Горецкой).

В известняках из нижней части свиты собраны плохо сохранившиеся остатки брахиопод из семейств *Rhynchotreumatidae*, *Septellinidae* и *Boorthidae* (?), по заключению П.П.Мисюса свидетельствующие о возрасте вмещающих их отложений не древнее среднего ордовика. В.Г.Королев высказал сомнение в том, что содержащие фауну известняки, ассоциирующие с песчаниками и конгломератами, могут объединяться с вулканогенной толщей и характеризовать ее возраст. Вулканыты могут быть более древними. Это косвенно подтверждается данными по калий-аргоновому возрасту амфиболов из габбро-сиенитов и сиенитов Токайлашуйской (Булакашинской) интрузии, прорывающей толщу вулканитов. Возраст в лаборатории ИГЕМА определен в 475 и 585 млн.лет.

О к т о р к о й с к а я с в и т а - O_2 ? ок. Развита в восточной части Киргизского хребта, на его северном склоне, а также в Кастекском хребте (I). Выделена в 1962 г. Р.Я.Шабаевым в горах Окторкой и Байбиченсаур.

Состав свиты вулканогенно-осадочный. Она разделяется на две подсвиты. Нижняя из них сложена андезитовыми порфиритами, их агломератовыми туфобрекчиями, туфами, включающими пачки песчаников и алевролитовых сланцев с прослоями органогенных известняков. В строении верхней подсвиты преобладают агломератовые и лапиллиевые туфобрекчии порфиритов, содержащие прослой туфоконгломератов, мелкообломочных туфов, песчаников, алевролитов, кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев.

Мощность свиты в стратотипическом разрезе не превышает 1600 м.

Окторкойская свита со слабым угловым несогласием, с базальными конгломератами в основании залегает на среднеордовикской терригенной толще и несогласно перекрывается вулканогенным девонном.

В известняках содержатся остатки панцирей трилобитов, раковин брахиопод *Plectambonites* sp., *Clitambonites* sp. (определение П.П.Мисюса, сборы Д.Н.Елютина и Р.Я.Шабаева), водорослей, фораминифер *Labyrinthina fasticolinensis* Вукова (определения Е.Н.Быковой, сборы В.Н.Охотникова); определяющие возраст октор-

койской свиты, как среднеордовикский.

Средний ордовик - O₂. Средний ордовик преимущественно в терригенных флишеидных фациях широко распространен в хребтах Северного Тянь-Шаня (I-7), где он описывался в составе различных по названиям свит, на карте не обособленных. Среднеордовикские отложения выделены также в западной части Чаткальского хребта (II, I2).

В западной части Киргизского хребта к среднему ордовику отнесена алмалинская свита. Она выделена в 1928 г. В.А.Николаевым под названием лингулевой свиты. Название алмалинская присвоено при разработке унифицированных легенд в 1957-1958 гг. (Решение..., 1959).

В основании на гранитоидах Алмалинского интрузива залегают базальные конгломераты и гравелиты, сменяемые красноцветными песчаниками и алевролитами (500-550 м). Вышележащая толща мощностью около 300 м сложена преимущественно зелеными алевролитами и аргиллитами. Основная часть свиты (1000 м) образована темно-серыми и зеленоватыми известковыми алевролитами с редкими тонкими прослоями оолитовых известняков.

Суммарная мощность свиты колеблется от 1800 до 2300 м.

Алмалинская свита залегает на размытой поверхности гранитоидов нижнеордовикского алмалинского интрузивного комплекса и согласно, но по резкой границе перекрывается карасайской преимущественно песчаниковой свитой, относимой к верхнему ордовику (Геология СССР, т. XXV, 1972).

В породах свиты содержатся многочисленные остатки гастропод *Cycloria* cf. *minuta* Wast., *Lophospira* sp. (определения В.А.Восточковой) и беззамковых брахиопод *Lingula fostermontensis* Butts, *L. leiskowensis* Barr., *L. attenuata* Sow., *L. ancyloides* Salt., *Pseudolingula* aff. *aquilina* Sincl. и др. В.Д.Горянский, определявший остатки брахиопод, дал заключение о их среднеордовикском возрасте. По геологическим соотношениям (красноцветная окраска и сопоставления), Т.А.Додонова и Е.И.Зубцов считали эту свиту позднеордовикской (Стратиграфический словарь, 1975), но их аргументация не безупречна.

В центральной части Киргизского хребта среднеордовикской является карабалтинская свита. Она была обособлена в 1949 г.

И.И.Бессоновым, описывалась как "толща зеленых песчаников и глинисто-серицитовых сланцев" К.Д.Помазковым в 1953 г., изучалась В.С.Буртманом в 1957 г. и В.А.Гриценко в 1967 г.

Карабалтинская свита сложена преимущественно зеленовато-серыми песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых сланцев и редкими маломощными линзами известняков.

Мощность свиты оценивается в 3000 м и более.

Основание ее не вскрыто. Свита трансгрессивно, местами с угловым несогласием, перекрывается красноцветной чоңкамдинской свитой верхнего ордовика. C

В верхней части свиты В.А.Гриценко собрал остатки трилобитов *Triarthrus turkestanicus* Web., *Telerhus* sp. (определение В.И.Гончаровой), граптолитов *Diplograptus*, *Glyptograptus*, *Glossograptus*, *Orthograptus* (?), *Retiograptus* (?) (определение М.Б.Зимы). В.С.Буртман нашел остатки гастропод *Sinnopea* sp., *Lophoeri-ga* sp., беззамковых брахиопод *Pseudolingula sculptata* Cooper (определение В.А.Востоковой и Д.А.Горянского). Возраст фауны - среднеордовикский.

На северном склоне Джумгальского хребта, в горах Карамойнок, средний ордовик выделен в 1958 г. К.Д.Помазковым и Т.А.Додоновой. В основании залегают базальные конгломераты (от 400 до 1800 м), несогласно перекрывающие толщи докембрия и кембро-ордовика. Выше лежащая толща сложена зеленовато-серыми, реже красно-бурыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами с редкими линзами известняков. Мощность 1500-2000 м. Эта толща с разрывом и угловым несогласием перекрывается конгломератами верхнеордовикской карамойнокской свиты. Среднеордовикский возраст описываемой толщи определяется находками граптолитов в ее низах, сделанных К.Д.Помазковым и Т.А.Додоновой и определенных А.М.Обутом как *Didymograptus* ex gr. *murchisoni* (Beck.) и *Climacograptus* aff. *scharenbergi* Lapw.

На северо-восточном склоне Сусамырского хребта, в междуречье Чичкан, Сусамыр, Арамсу, к среднему ордовику отнесены джайсанская и музторская свиты. Джайсанская свита выделена в 1957-1959 гг. А.В.Григорьевым, В.Я.Медведевым. Изучена в 1965-1966 гг. В.И.Киселевым и В.И.Тольским. Они разделили ее на две подсвиты. Нижняя из них залегает с разрывом на известняках кембро-ордовика. В ее

основании развиты известняковые конгломераты, сменяющиеся выше глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами (500 м). Верхняя под-свита слагается внизу песчаниками и алевролитами, вверху алевро-лито-глинистыми сланцами с прослоями туфов и туффитов (500-700 м). Джайсанская свита с угловым несогласием перекрывается музторской свитой. В джайсанской свите В.И.Кнауфом в 1955 г. найдены остатки граптолитов, брахиопод и трилобитов среднего ордовика. Среди брахиопод присутствуют *Rhynchotoma cf. otarica* Ruk., *Strophomena* sp., среди трилобитов - *Amplex* sp., *Harpes* sp., *Pliomerops* sp., *Symphysoria* sp., *Jeotelus* sp. Граптолиты представлены *Didymograptus* (*Explanograptus*) sp., *Jeograptus* sp., *Dicellograptus* sp. В "Стратиграфическом словаре" (1975) свита отнесена к аренигу - карадоку.

Музторская свита выделена В.И.Киселевым и В.И.Тольским в 1965-1966 гг., которые отметили ее несогласное залегание на джайсанской свите. В ее основании залегают конгломераты и туфо-конгломераты (200-700 м), сменяющиеся ритмично слоистой алевро-лито-песчаниковой толщей (до 600 м). Свита резко несогласно пере-крывается кайнозойем. Она прорывается гранитоидами с калий-аргоно-вым возрастом в 460 млн.лет. Остатки мшанок, трилобитов, наутило-идей, найденные в свите В.Я.Медведевым, свидетельствуют о средне-ордовикском ее возрасте.

В юго-восточной части Сусамырского хребта, в бассейне р.То-лук, ордовикские отложения были названы В.Г.Мухиным в 1936-1937 гг. (Толукской свитой) (Луик, 1957). Он же доказал находками фауны ее ордовикский возраст. В 1955 г. эта свита была детально расчленена А.А.Луиком (1957).

Наиболее древняя часть толукской свиты представлена поли-миктовыми конгломератами (300 м), которые могут принадлежать аре-нигскому ярусу нижнего ордовика. Выше залегает толща переслаиваю-щихся алевролитов и алевропесчаников, содержащая остатки лланвирн-ских граптолитов *Clyptograptus ex gr. dentatus* Brongn., *Diplo- graptus*, *Explanograptus*, *Jeograptus* (определения М.Б.Зимы). Мощ-ность около 400 м. Ее сменяет толща вулканогенно-обломочных пород (кlastолавы, туфов андезитовых и дацитовых порфиритов) с пачкой карбонатных пород в кровле. Мощность толщи около 450 м. В ней

найлены остатки граптолитов, гастропод, водорослей ордовика. В вышележащей толще песчаников, содержащей прослой алевролитов, туфопесчаников, туфов, кластолав и линзы известняков (100-150 м), обнаружены граптолиты лландейльского и низов карадокского ярусов, представленные *Clyptograptus cf. terefensulus* Hisinger, *Pseudoclimacograptus ex gr. scharenbergi* (Lapw.), *Cyrtograptus cf. tricouris* Carruthers, *Amplexograptus ex gr. maxwelli* Decker и др. (определения М.Б.Зимы). Разрез среднего ордовика венчается толщиной чередующихся песчаников, алевропесчаников, алевролитов с линзами и прослоями известняков (до 650 м). В ракушняковых известняках П.П.Мисюс собрал и определил остатки среднеордовикских брахиопод родов *Drepanorhyncha*, *Multicostella*, *Sowerbyella*, *Acculina*, *Sonkulina*, *Nesperorthis*, представленных новыми видами. Среднеордовикскими являются также трилобиты, собранные А.А.Луином и определенные М.Н.Королевой как *Pliomerops plana* Web., *Sonchodomas cf. karkapensis* Web. (Луи, 1957). Кровлю разреза составляют красноцветные песчаники средне- позднеордовикского или позднеордовикского возраста.

Далее на восток, на северном склоне хр. Молдо-Тоо, развитие ордовикских отложений было доказано В.А.Николаевым, нашедшим остатки трилобитов, которые, по заключению В.Н.Вебера, принадлежали нижнему силуру (ордовика). Это было подтверждено в 1935-1936 гг. Н.М.Синицыным, в 1947-1948 гг. - А.Е.Довжиковым и В.Г.Королевым, а затем в 1962-1968 гг. эти отложения были детально изучены М.Б.Зимой и П.П.Мисюсом, которые выделили их под названием табылгатинской свиты (Зима, 1964; Мисюс, 1968). Свита сложена ритмично переслаивающимися песчаниками и гравелитами. В основании выделяется толща полимиктовых конгломератов (Королев, 1955), возможно нижнеордовикских. В средней и верхней частях свиты встречаются прослой известняков. Верхние горизонты свиты имеют красноцветную окраску. Мощность 1500-1700 м. Основание свиты не вскрыто, она по резкому контакту сменяется аспаринской свитой или с резким угловым и азимутальным несогласием перекрывается вулканогенными породами девонского молдотауского вулкано-плутонического комплекса. Табылгатинская свита охарактеризована находками среднеордовикских граптолитов *Clyptograptus tereteusulus* His., *Nemagraptus*

tus gracilis Hall. и др., изученных М.Б.Зимой, брахиопод *Gasella*, *Christiania*, *Leptellina*, *Jaschia* и др. (определение П.П.Мисюса), трилобитов *Triarthrus turkestanensis* Web., *T. kirgicus* Apol., *Sonchodomas tekturmasi* Web. и др. (определения М.К.Аполлонова и В.И.Гончаровой).

Восточнее, в горах Балыкты, Сонкультау, Караджорга, Байдулы и Капкатас, средний ордовик составляет основную часть долонской свиты. Она выделена Д.В.Никитиным в 1916 г. и первоначально отнесена к среднему карбону, изучалась в 1932 г. М.С.Шевцовым, который считал ее силур-девонской. В.А.Николаев первым высказал мнение об ордовикском возрасте долонской свиты, что было подтверждено работами А.Г.Ласовского, Л.Н.Орлова, Л.Н.Мозолева и М.Б.Зимы в конце 50-х – начале 60-х годов.

Долонская свита несогласно залегает на караджоргинской свите кембро-ордовика, на вулканогенных толщах кембрия, доордовикских гранитоидах. В ее нижней части выделяется толща полимиктовых конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов, содержащих остатки граптолитов аренига (зона *Expansogartus hirundo*, по М.Б.Зиме). Эти отложения на карте выделены как нижнеордовикские. Они постепенно сменяются флишидной алевролито-песчаной толщей мощностью 1500–2000 м. В нижней ее части широко распространены вулканогенно-обломочные породы. Долонская свита с резким угловым несогласием перекрывается нижним карбоном. М.Б.Зима выявил в свите три уровня с граптолитами, соответствующих лланвирнскому и лландейльскому ярусам, а также нижнему подъярису карадокского яруса.

Своеобразные по составу отложения среднего ордовика описаны в 1977–1979 гг. В.В.Киселевым, М.Д.Гесем и Ф.Х.Апаяровым в верховьях р.Бурхан в хр.Терской Алатау под названием арабельской свиты. Свита залегает в тектоническом блоке среди верхнепротерозойских толщ. В ней выделяются две части. Нижняя из них (500–570 м) представляет чередование крупных ритмов отложений, начинающихся кварцито-песчаниками и венчающихся алевролитами, песчаниками, сланцами с прослоями известняков. Верхняя часть сложена преимущественно кварцито-песчаниками, включающими пачку кварцитовых и полимиктовых конгломератов (около 800 м). В видимой нижней части свиты собраны остатки брахиопод, определенных П.П.Мисюсом

как *Leptellina* sp., *Neoperorthis* sp., *Aporophyla* sp., свидетельствующих о среднеордовикском возрасте отложений.

В восточной части хр. Терской Алатау фаунистически охарактеризованные среднеордовикские отложения были впервые выделены В.И.Кнауфом в 1952-1953 гг. и названы И.Л.Захаровым и Л.Н.Мозолевым сулусайской свитой. Она имеет песчано-алевролитовый состав и мощность порядка 2000 м. Граптолиты, по определениям А.М.Обута и М.Б.Зимы, представлены *Climacograptus* sp., *Diplograptus* (*Orthograptus*) sp., *Glossograptus* sp., *Clyptograptus* (?) sp. (сборы В.И.Кнауфа и Е.И.Зубцова). Возраст отложений, по мнению М.Б.Зимы, - среднеордовикский. Подошва свиты не вскрыта. В ней находятся тектонические блоки пород с нижнесилурийской фауной. Вулканогенный девон и терригенный нижний карбон на ней залегают резко несогласно.

В приосевой части северного склона Терской Алатау, на его восточном окончании, к среднему ордовику отнесена ашуторская свита, выделенная В.Г.Королевым в 1952-1954 гг. Она согласно залегает на караджоргинской (таштамбекторской) свите, относимой к кембро-ордовику и по резкому контакту перекрыта толщей полимиктовых конгломератов (чендханалачской), отнесенной к верхнему ордовику (Королев, Кривошукция, 1958), Ашуторская свита внизу сложена чередованием песчаников, алевролитов и песчаных известняков; вверху известняки исчезают. Мощность 1000 м. Е.И.Зубцов отметил в породах свиты ходы илоедов и образования, напоминающие отпечатки стеблей растений.

В восточной части Киргизского хребта на его северном склоне (горы Окторкой) и на западе Заилийского Алатау в Кастекском хребте фаунистически доказанный средний ордовик изучался в 60-х годах Р.Я.Шабаяевым, В.И.Киселевым, В.Н.Охотниковым, В.М.Рожанцом, Ю.В.Жуковым, Д.Н.Елютиным. В горах Окторкой с угловым несогласием на караджоргинской (карагайлинской) свите кембро-ордовика с базальными конгломератами в основании залегают толща в 800 м мощности песчаников с прослоями алевролитов, гравелитов и конгломератов, сменяющаяся кверху пестроцветной толщей переслаивающихся песчаников и кремнистых сланцев, глинистых и алевро-глинистых сланцев, включающих линзу известняков (1400 м). Эта толща, по данным В.М.Рожанца и В.А.Макарова, полученным в 1968 г., со сла-

бым угловым несогласием перекрывается окторкойской вулканогенно-осадочной свитой. В линзе известняков найдены остатки среднеордовикских гастропод *Maclurites* sp., *Leveueurilla* sp. (определения В.А.Востоковой) и брахиопод *Plectambonites* sp., *Aportophylla* sp. (определение П.П.Мисюса). Известняки с *Aportophylla kazachstanica* Ruk., принадлежащие, по П.П.Мисюсу, караганскому надгоризонту среднего ордовика, слагают небольшой тектонический блок среди нижнедокембрийских гнейсов в Боомском ущелье, вблизи Семеновского моста.

В Кастекском хребте Карагайлюбулакский риф, сложенный карбонатными породами, в своей верхней части мощностью в 100–200 м принадлежит среднему ордовику. В этой части содержатся трилобиты, характерные для каракапского надгоризонта среднего ордовика Казахстана: *Amphylichas karakanensis* Web., *Trinodus glabratus* var. *kirgisisca* Web., *Remopleurides pisiformis* Web., *Lonchodomas* sp., *Bathyuriacops granulatus* Web. (определения В.И.Гончаровой). Риф перекрывается и, возможно, частично замещается терригенной среднеордовикской толщей. В.М.Рожанец описал трансгрессивное ее налегание на караджоргинской (карагайлинской) свите кембро-ордовика. В составе свиты снизу вверх выделяются: конгломераты (5–50 м); переслаивание песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями известняков (500–600 м); песчано-сланцевые породы с прослоями туфов, покровами основных эффузивов (300 м). Выше со слабым угловым несогласием залегают вулканогенная толща, отнесенная В.М.Рожанцем к окторкойской свите среднего ордовика. В киртабулгинской свите содержатся остатки среднеордовикских караганских трилобитов *Jlaenus* cf. *tchernyshevae* Livogor (определения В.И.Гончаровой).

В бассейне р.Чон-Кемин средний ордовик изучался в 1958–1959 гг. Д.И.Захаровым и В.Н.Охотниковым, а в начале 60-х годов – А.Б.Бакировым. Разрезы ордовика на правом и левом склонах долины различаются. На правом склоне долины р.Чон-Кемин алмаатинская вулканогенно-осадочная толща (алмаатинская свита), охарактеризованная фауной нижнего ордовика, по резкому контакту перекрыта ортокской (таранчибулакской) свитой, сложенной туфоконгломератами с прослоями туфов, туфопесчаников, покровами андезитовых пор-

фиритов (700-800 м). Выше согласно залегает красноцветная терригенная толща, условно отнесенная к верхнему ордовику. В ортоксской (тарачибулакской) свите содержатся остатки среднеордовикских трилобитов *Isotelus romanovskii* Web., *Basilius* cf. *tyrannus* (Murch.) (сборы В.Н.Охотникова, определения В.И.Гончаровой).

На левом склоне долины р.Чон-Кемин с размывом на толще нижнеордовикских граптолитовых сланцев залегает толща известняковых конгломератов, известняков, карбонатных сланцев, алевролитов и песчаников, ритмично чередующихся между собой. Мощность 120-135 м. Эта толща с размывом перекрывается койсуйской свитой среднего ордовика. Среднеордовикский возраст конгломерато-известняково-сланцевой толщи документируется фауной граптолитов *Pseudoclimacograptus* ex gr. *scharenbergi* (Larw.), *Trigonograptus enjiformis* Hall., *Ptilograptus* cf. *delicatulus* Ried., *Glossograptus hinksi* Нёрк. (определения М.Б.Зимы), трилобитов *Bumastides bedrakensis* Web., *Lisogorites korolevi* Apol., *L. striatus* Tschug., *Lonchodomas rostratus* Angelini др. (определения М.К.Аполлонова), брахиопод *Aportophylla kazachstanica* Ruk. (определения П.П.Мисюса).

В Среднем Тянь-Шане среднеордовикские отложения выделены на северном склоне Чаткальского хребта (по долинам рек Терс и Мазарбаши). Отложения изучались Л.И.Турбиным и Е.И.Зубцовым в 1958-1959 гг., а в начале 60-х годов - Г.И.Макарычевым.

В долине р.Терс средний ордовик представлен флишоидной толщей переслаивающихся песчаников, алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев. Мощность 1000-1600 м. По данным Г.И.Макарычева (1964), эта толща согласно залегает на предположительно кембрийских или кембро-ордовикских образованиях и согласно переходит вверх в терригенную толщу, сопоставляемую с верхнеордовикской авторской свитой. Е.И.Зубцов полагает, что в этом месте средний ордовик с размывом перекрывается нижним силуром. В средней части разреза Г.И.Макарычев обнаружил остатки граптолитов *Didymograptus* sp., *Amplograptus* sp. Определявшая их Т.Н.Корень дала заключение о среднеордовикском возрасте отложений.

Средний - верхний отделы неразделенные - O_2-3 . Неразделенные средне-верхнеордовикские отложения широко распространены в хребтах Срединного Тянь-Шаня к востоку от Ферганского хребта: Кокийрим-Тоо, Молдо-Тоо, Нура и Джетым-Тоо, Акширjak и Куйлю-Тоо, Сарыджазский и южный склоны Терской Алатау в его восточной части (9,10). Эти отложения были обособлены как самостоятельные стратиграфические подразделения в начале 30-х годов в Куйлю-Сарыджазском районе, где, благодаря работам Д.И.Яковлева, П.А.Грюше, В.М.Бирюкова, С.С.Шульца, был доказан их раннесилурийский (= ордовикский) возраст. Важное значение имела работа В.Н.Вебера по монографическому изучению трилобитов. В более западных районах несколькими годами ранее работами В.Г.Мухина, В.А.Николаева, О.И.Сергуньковой, Л.А.Коловой был выявлен ордовикский возраст таких же отложений в хр.Джебаглы. В верховьях р.Нарын эти же толщи были выделены в 1936-1938 гг. С.С.Шульцем как нижняя часть "свиты Калмакашу" девонского возраста. В Присонкульском районе в 1932 г. М.С.Шевцов обособливал их в самостоятельное литостратиграфическое подразделение. Ордовикский возраст этих отложений был доказан в конце 40-х - начале 50-х годов А.Я.Галицкой, Е.И.Зубцовым, В.Г.Королевым. В конце 50-х - начале 60-х годов биостратиграфический анализ этих толщ осуществили М.Б.Зима и П.П.Мисюс.

Во всех перечисленных районах бассейна р.Нарын средний-верхний ордовик представлен довольно однообразной терригенной толщей, состоящей из песчанниковых, алевродито-песчанниковых и песчанико-алевродитовых и алевродито-глинисто-сланцевых пачек. Е.И.Зубцов (1961) предложил для этой толщи название ичкебашской свиты. Мощность ее достигает 1500 м. Эта свита согласно сменяет шорторскую свиту кембро-ордовика, в верхней части которой содержатся граптолиты верхнего ордовика-лланвирна, и согласно перекрывается условно верхнеордовикской каначуйской свитой.

В свите Е.И.Зубцовым, М.Б.Зимой, П.П.Мисюсом найдены и А.М.Обутом и М.Б.Зимой определены среднеордовикские граптолиты, такие как *Clyptograptus ex gr. tereteusculus* (His.), *Diplograptus*

aff. multideus E. et W., Diplograptus ex gr. truncatus Lapw., Rectograptus moldoensis Obut, Pseudolimacograptus scharenbergi (Lapw.) и др. Многочислены остатки брахиопод, большей частью эндемичных. П.П.Мисюс описал среди них Kassinea, Nuria, Sowerbyella, Plaesiomys (Dinorthis), Mimella, Rhynchotrema, Strophomena. Он считает их среднеордовикскими, не моложе среднего карадока. В ракушняковых фациях также часто встречаются разнообразные трилобиты карадоцкого возраста. З.Г.Балашов определил ряд средне-верхнеордовикских форм наутилоидей (по-видимому, не моложе позднего карадока). В южных районах Казахстана, в горах Джебаглы и Большом Каратау, куда прослеживаются эти отложения и где они выделены под названиями суындыксайской (внизу) и бешарынской (вверху) свит, фаунистические остатки характеризуют возрастной интервал от лландейльского яруса до верхнего подъяруса карадоцкого яруса, т.е. охватывают тот интервал времени, который обычно относят к среднему ордовику и началу позднего ордовика. Если же следовать последнему решению постоянной комиссии МСК о проведении границы между средним и верхним отделами ордовикской системы по подошве ангиллского яруса, зоны Dicellograptus complanatus, то рассматриваемые отложения должны датироваться как средний ордовик.

В восточных районах Среднего Тянь-Шаня, в верховьях р.Сарыджаз, к среднему-верхнему ордовику относится сарыджазская свита, обособленная В.Г.Королевым в 1952-1954 гг. Она сложена ритмично переслаивающимися пачками песчаников внизу и песчаников и алевролитов вверху. Мощность более 200 м. Свита или согласно или с размывом залегает на олджобайской свите кембро-ордовика или на более древних образованиях и перекрыта кайнозойскими отложениями. В тех местах, где свита залегает на докембрии и древних горизонтах, она содержит пачки органогенных известняков. В сланцевых прослоях Е.И.Зубцов и В.И.Кнауф нашли остатки граптолитов Diplograptus, Glyptograptus, Orthograptus ex gr. calcaratus (Lapw.) среднеордовикского возраста (определения Т.Н.Корень). В карбонатных прослоях Д.И.Яковлев нашел, В.Н.Вебер определил остатки среднеордовикских трилобитов.

Средний - верхний отделы неразделенные - O_{2-3} . Неразделенные средне-верхнеордовикские отложения широко распространены в хребтах Срединного Тянь-Шаня к востоку от Ферганского хребта: Кокийрим-Тоо, Молдо-Тоо, Нура и Джетым-Тоо, Акхийряк и Куйлю-Тоо, Сарыджазский и южный склоны Терской Алатоу в его восточной части (9,10). Эти отложения были обособлены как самостоятельные стратиграфические подразделения в начале 30-х годов в Куйлю-Сарыджазском районе, где, благодаря работам Д.И.Яковлева, П.А.Грюше, В.М.Бирюкова, С.С.Шульца, был доказан их раннесилурийский (= ордовикский) возраст. Важное значение имела работа В.Н.Вебера по монографическому изучению трилобитов. В более западных районах несколькими годами ранее работами В.Г.Мухина, В.А.Николаева, О.И.Сергуньковой, Л.А.Коловой был выявлен ордовикский возраст таких же отложений в хр.Джебаглы. В верховьях р.Нарын эти же толщи были выделены в 1936-1938 гг. С.С.Шульцем как нижняя часть "свиты Калмакашу" девонского возраста. В Присонкульском районе в 1932 г. М.С.Шевцов обособливал их в самостоятельное литостратиграфическое подразделение. Ордовикский возраст этих отложений был доказан в конце 40-х - начале 50-х годов А.Я.Галицкой, Е.И.Зубцовым, В.Г.Королевым. В конце 50-х - начале 60-х годов биостратиграфический анализ этих толщ осуществили М.Б.Зима и П.П.Мисюс.

Во всех перечисленных районах бассейна р.Нарын средний-верхний ордовик представлен довольно однообразной терригенной толщей, состоящей из песчаниковых, алевродито-песчаниковых и песчанико-алевролитовых и алевродито-глинисто-сланцевых пачек. Е.И.Зубцов (1961) предложил для этой толщи название ичкебашской свиты. Мощность ее достигает 1500 м. Эта свита согласно сменяет шорторскую свиту кембро-ордовика, в верхней части которой содержатся граптолиты верхнего ордовика-лланвирина, и согласно перекрывается условно верхнеордовикской каначуйской свитой.

В свите Е.И.Зубцовым, М.Б.Зимой, П.П.Мисюсом найдены и А.М.Обутом и М.Б.Зимой определены среднеордовикские граптолиты, такие как *Clyptograptus ex gr. teretesculus* (His.), *Diplograptus*

aff. multideus E. et W., *Diplograptus* ex gr. *truncatus* Lapw., *Rectograptus moldoensis* Obut, *Pseudolimacograptus scharenbergi* (Lapw.) и др. Многочислены остатки брахиопод, большей частью эндемичных. П.П.Мисюс описал среди них *Kassinella*, *Nuria*, *Sowerbyella*, *Plaesiomys* (*Dinorthis*), *Mimella*, *Rhynchotrema*, *Strophomena*. Он считает их среднеордовикскими, не моложе среднего карадока. В ракушняковых фациях также часто встречаются разнообразные трилобиты карадокского возраста. З.Г.Балашов определил ряд средне-верхнеордовикских форм наутилоидей (по-видимому, не моложе позднего карадока). В южных районах Казахстана, в горах Джебаглы и Большом Каратау, куда прослеживаются эти отложения и где они выделены под названиями сундыксайской (внизу) и бешарыкской (вверху) свит, фаунистические остатки характеризуют возрастной интервал от лландейльского яруса до верхнего подъяруса карадокского яруса, т.е. охватывают тот интервал времени, который обычно относят к среднему ордовику и началу позднего ордовика. Если же следовать последнему решению постоянной комиссии МСК о проведении границы между средним и верхним отделами ордовикской системы по подошве ашгиллского яруса, зоны *Dicellograptus complanatus*, то рассматриваемые отложения должны датироваться как средний ордовик.

В восточных районах Среднего Тянь-Шаня, в верховьях р.Сарыджаз, к среднему-верхнему ордовику относится сарыджазская свита, обособленная В.Г.Королевым в 1952-1954 гг. Она сложена ритмично переслаивающимися пачками песчаников внизу и песчаников и алевролитов вверху. Мощность более 200 м. Свита или согласно или с размывом залегает на олджобайской свите кембро-ордовика или на более древних образованиях и перекрыта кайнозойскими отложениями. В тех местах, где свита залегает на докембрии и древних горизонтах, она содержит пачки органогенных известняков. В сланцевых прослоях Е.И.Зубцов и В.И.Кнауф нашли остатки граптолитов *Diplograptus*, *Clyptograptus*, *Orthograptus* ex gr. *calcaratus* (Lapw.) среднеордовикского возраста (определения Т.Н.Корень). В карбонатных прослоях Д.И.Яковлев нашел, В.Н.Вебер определил остатки среднеордовикских трилобитов.

К верхнему ордовику в Северном Тянь-Шане отнесены преимущественно красноцветные или пестроцветные песчаниковые или конгломерато-песчаниковые карасайская, карамоинокская и чонкаиндинская свиты, не охарактеризованные органическими остатками. В Среднем Тянь-Шане фауна верхнего ордовика характеризует тезскую свиту, канаचуйская и авторская свиты отнесены к верхнему ордовику условно.

Тезская свита - O₃ тв. Развита в бассейне р.Сарыджаз (I6). Выделена Я.И.Яковлевым в 1932-1940 гг. Название предложено в 1956 г. В.И.Кнауфом.

В основании свиты выделяются полимиктовые и аркозовые конгломераты и песчаники (до 300 м), выше которых выделяется пачка известняков органогенно-обломочного строения, переслаивающихся со сланцами, алевролитами и песчаниками (до 150 м). Основная часть свиты мощностью до 1000 м сложена глинистыми и глинисто-алевролитовыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников.

Тезская свита залегает резко несогласно на размытой поверхности массива докембрийских гранитоидов и со значительным несогласием перекрывается отложениями тьюлкубашской свиты девона или терригенно-карбонатными толщами нижнего карбона.

В известняковой пачке содержатся остатки трилобитов *Encrinurus caudifrons* Web., *Goldius romanovskyi* Web. и др. (определения В.Н.Вебера); брахиопод *Schizophorella fallax* Salt., *Dulanakarella* sp., *Samarotocchia* sp. и др. (определения О.Н.Андреевой и П.П.Мисюса); гастропод *Macliocites manitobensis* (White), *M. ovalis* Vost. (определения В.А.Востоковой); наутилоидей *Syrroceras* sp., *Michelinoceras* sp., *Cyrtorhynchoceras* cf. *whitney* (Hall) и др.; табуляты *Plasporocella convexotabulata* Kiaer, *Palaeohyalites*, *Calaprocacia*, *Reuschia*, *Heliolites*, *Grevinkia*; водорослей. Возраст фауны скорее всего позднекарадокский-раннеашгилльский. В верхней сланцевой толще найдены остатки граптолитов *Orthograptus* (*Rectograptus*) ex gr. *truncatus* Sapw., по Т.Н.Корень, относящиеся к позднему карадоку. По фауне возраст тезской свиты поздний карадок и, вероятно, ашгилл (Стратиграфический словарь, 1975).

Канаचуйская свита - O_3 ? kn. Распространена в хребтах Срединного Тянь-Шаня к востоку от Ферганского хребта: Джетым-Тоо, Молдо-Тоо, Кокийрим-Тоо и др. (IO). Выделена в 1961-1964 гг. К.С.Сагындыковым из толщ, ранее относившихся к низам тьлукубашской свиты среднего-верхнего девона.

Сложена зеленоватой и темно-серыми песчаниками, алевролитами, подчиненными являются гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Более грубообломочные отложения свойственны верхней части свиты. Мощность колеблется от 500 до 1100 м, в зависимости от досреднедевонского размыва. Залегает согласно или с небольшим разрывом на ичкебашской свите среднего - верхнего ордовика, с разрывом и в ядрах антиклинорий с небольшим угловым несогласием перекрывается тьлукубашской свитой среднего-верхнего девона. Органические остатки не выявлены. По положению в разрезе канаचуйская свита отнесена к верхнему ордовика.

Авторская свита - O_3 at распространена в Сандаляшском, Чаткальском, Пскемском хребтах и на южном склоне Таласского хребта (II). Выделена А.Ф.Степаненко в 1956-1957 гг. (1958).

По составу свита делится на две части. Нижняя сложена мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми и граувакковыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов, глинистых и кремнистых сланцев с линзами миндалекаменных диабазов. Мощность 500 м. Верхняя часть представлена флишомидным переслаиванием граувакковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Мощность достигает 500 м. Местами в нижней части свиты выделяются прослои конгломератов и гравелитов полимиктового состава. Общая мощность достигает 1000 м.

Авторская свита залегает согласно на сандаляшской свите кембрийско-ордовика. Верхняя граница авторской свиты резкая. На разных горизонтах свиты с угловым несогласием залегают терригенные отложения тьлукубашской свиты среднего-верхнего девона. С силурийскими отложениями стратиграфического контакта нет.

Органические остатки в авторской свите не найдены. Возраст ее определяется по положению в стратиграфическом разрезе между отложениями среднего ордовика и силура как позднеордовикский.

Карасайская свита - O_3 кв. Распространена в западной части Киргизского хребта (7). К ней условно отнесены красноцветные терригенные отложения верхней части толукской свиты в Сусамырском хребте и аспаринская свита в Молдо-Тоо. Свита выделена в 1928 г. В.А.Николаевым.

В западной части Киргизского хребта карасайская свита сложена темно-зелеными, буровато-серыми и красновато-бурыми песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность до 2000 м. Свита согласно с резким контактом перекрывает алмалинскую свиту среднего ордовика и со значительным угловым несогласием перекрывается нижним карбоном. Органические остатки не найдены. Позднеордовикский возраст устанавливается по положению в разрезе.

В Сусамырском хребте, в бассейне р.Толук, к карасайской свите отнесены выделенные А.А.Луиком (1957) из верхней части толукской свиты (В.Г.Мухин) бурые и красные песчаники мощностью в 1000 м, содержащие остатки колоний мшанок. Толща согласно залегает на среднеордовикских отложениях и несогласно перекрыта средним палеозоем.

На северном склоне хр.Молдо-Тоо к карасайской свите отнесены красноцветные кремнево-кварцевые конгломераты и песчаники, венчаемые толщей темно-серых и черных алевролитов и сланцев с прослоями ракушечниковых известняков. Мощность 250-275 м. М.В.Зима и П.П.Мисюс описывали эту толщу под названием аспаринской свиты. Она отделена резким контактом от отложений среднего ордовика и с угловым несогласием перекрыта вулканитами девона. В карбонатных прослоях содержатся остатки беззамковых брахиопод *Lingula ancyloides* Salt., *L. leiskowensis* Barr. *L. attenuata* Sow., по заключению Э.Н.Янова, средне-позднеордовикского возраста.

Карамойнокская свита - O_3 кв. Распространена на северном склоне Джумгалского хребта в горах Карамойнок (7), в центральной части Киргизского хребта по долинам рек Сукулук и Ала-Арча (2,3), в восточной части Терской Алатау (5). Выделена в 1958 г. К.Д.Помазковым.

В районах типичного своего проявления (2,3,7) сложена красноцветными конгломератами полимиктового состава и песчаниками, фацциально замещающими друг друга. Мощность 1000-1500 м. Карамой-

нокская свита с разрывом и угловым несогласием, реже согласно, залегает на фаунистически охарактеризованном среднем ордовике и прорывается гранитоидами позднеордовикского возраста. Органические остатки не найдены. Позднеордовикский возраст принимается по положению в разрезе.

В восточной части Терской Алатау к карамонойнокской свите условно отнесены полимиктовые конгломераты мощностью до 1000 м, выделенные В.Г.Королевым (1957) как чонданаалацкая свита. Они залегают с резким контактом на толще предполагаемого среднего ордовика, состоят из продуктов разрушения толщ верхнего докембрия и кембро-ордовика и прорываются гранитоидами силурийского джыналацского комплекса.

Чонкаиндинская свита - O₃ бк. Распространена в центральной части Киргизского хребта, в междуречье Кара-Балта-Аспаре (2). Выделялась в 1949 г. И.И.Бессоновым, в 1957 г. - В.С.Буртманом как красноцветная толща, сопоставлявшаяся с карамонойнокской свитой. Название предложено В.А.Гриценко в 1964-1965 гг.

Нижняя часть свиты (250-800 м) сложена полимиктовыми конгломератами и гравелитами, замещающимися песчаниками. Верхняя часть мощностью до 2000 м образована красноцветными алевролитами, аргиллитами, алевропесчаниками и песчаниками, подчиненными являются породы ярко-зеленой окраски.

Чонкаиндинская свита залегает с разрывом и угловым несогласием на карабалтинской свите среднего ордовика и на более древних образованиях и несогласно перекрывается различными толщами среднего палеозоя. Позднеордовикский возраст принимается по геологическим соображениям, органические остатки не выявлены.

ОРДОВИКСКАЯ-СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМЫ

С большой долей условности неразделенные ордовикская и силурийская системы выделяются в Северном Тянь-Шане. В Южном Тянь-Шане отложения этих систем фаунистически охарактеризованы и хорошо расчленяются. Не разделены они лишь в одном месте, на северном склоне Алайского хребта, в основном из-за малой мощности ордовикских образований.

Ордовикская система, верхний отдел - силурийская система, нижний отдел - $O_3 - S_1$. Эти образования выделены на северо-восточном склоне Сусамырского хребта (7) в 1959-1962 гг. С.А.Лесковым и В.И.Козыревым из "арамсинской свиты" В.С.Буртмана и В.Я.Медведева (1959).

Толща представлена внизу гравелитами,верху - зеленовато-серыми алевролитами и песчаниками. Видимая мощность оценивается в 500 м. Толща тектонически контактирует с ордовиком и вулканогенным девонем. В толще С.А.Лесковым найден ракоскорпион *Eurypterus aragauziensis Pigozhnikov*, который, по предварительному заключению Л.П.Пирожникова, близок по морфологии к *Eurypterus maria Clark* из слоев Салина Северной Америки, принадлежащих верхам венлокского яруса нижнего отдела силурийской системы. По-видимому, в этих же отложениях В.С.Буртман и В.Я.Медведев (1959) нашли остатки беззамковых брахиопод, свойственных верхнему ордовику (заключения Э.Н.Янова и Н.В.Литвинович). На основании находок органических остатков толща отнесена к верхнему ордовику - нижнему силуру.

Ордовикская система - силурийская система, нижний отдел - $O - S_1$. Эти образования выделены на северном склоне Алайского хребта, в ур.Сартале (18), после находок В.С.Буртманом, В.Л.Клишевичем и др. (1977) ордовикских окаменелостей в основании вулканогенной толщи, считавшейся силурийской. В основании толщи залегают конгломерато-брекчии (0-5 м) и кремнисто-глинистые породы с прослойками радиоляритов, сменяемые сверху базальтовыми и пикритовыми порфиритами, вариолитами и спилитами (640 м). Верхняя часть толщи складывается кремнистыми, глинисто-кремнистыми, глинистыми и углеродисто-глинистыми сланцами, переслаивающимися с диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, вариолитами и их туфами (около 250 м).

По данным Г.И.Макарычева (1972), В.С.Буртмана и др. (1977), базальные слои толщи залегают с размывом на габброидах. Э.В.Поларкова и Т.С.Замалетдинов рассматривали этот контакт как интрузивный.

В нижней яшмово-кремнистой толще встречены остатки радиолярий, которые, по заключению Б.Б.Назарова, характерны для раннего ордовика. Выше собраны позднееландоверийские граптолиты, которые, по Ю.В.Рыцку, представлены: *monograptus aff. priodon* (Bronn.) M. *aff. griestonensis* (Nich.), *Oktavites* sp. и др. (Буртман и др., 1977).

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Отложения силурийской системы пользуются широким развитием на территории Киргизии, преимущественно в Южном Тянь-Шане, а также в западной части Чаткальского хребта в Среднем Тянь-Шане. В них выделены нижний отдел, нижний-верхний отделы, верхний отдел и нерасчлененные силурийские образования. На значительных площадях отложения силура не отделены от девонских. Эти неразделенные образования рассмотрены отдельно. Биостратиграфическая граница с ордовиком в пределах Киргизии не изучена. Граница с девоном в граптолитовых фациях проводится по подошве зоны *Monograptus unifolius*, в карбонатных - по подошве Кунжакского горизонта.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К нижнему отделу силурийской системы отнесены развитые в Атбашинском хребте ташрабатская толща, толща сланцев и песчаников в Джаньджерском хребте, условно нижнесилурийские михайловская и шаддыракская толщи в Ферганском хребте, а также терригенные и терригенно-вулканогенные толщи на западе Чаткальского хребта.

Т а ш р а б а т с к а я т о л щ а - S₁ т₁. Развита в Атбашинском и на северо-восточном склоне Ферганского хребтов (15). Выделена в 1972 г. А.Г.Конюховым, Е.В.Христовым и др. В составе толщи выделяются три пачки: 1. Сланцевая - сланцы глинистые, глинисто-серицитовые, алевролиты черного цвета, 250 м; 2. Кремнистая - кремни пестроцветные часто полосчатой текстуры, с прослоями серицито-кремнистых сланцев, редкими покровами кислых эффузивов, 200 м; 3. Вулканогенно-осадочная - туфосланцы, туфолавы, туфы базальтовых порфиритов, эпидот-актинолитовые, актинолитовые, эпидот-глаукофановые сланцы, 350-450 м. Общая мощ-

ность более 900 м. Нижний контакт толщи не вскрыт, верхний — нормальный стратиграфический с чаакташской свитой верхнего силура — нижнего девона.

Органические остатки в породах свиты не найдены и ее возраст определяется по положению в разрезе.

Михайловская толща — S_1 ? мб. Выделена Г.С.Бискэ, Г.С.Поршняковым (1974). Вскрывается на северо-западном склоне гор Сурен-Тюбе в Восточной Фергане (13). Представлена ритмичным переслаиванием серых кварцево-граувакковых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев. Вскрытая мощность до 1500 м. Подошва толщи не вскрыта. Возраст принимается, исходя из согласного перекрытия ее эффузивно-осадочными отложениями силура-девона. Нельзя исключить присутствия в составе толщи нижнего палеозоя.

Шалдыракская толща — S_1 ? В1. Развита в Ферганском хребте (Бискэ, Поршняков, 1974), где обнажается в верховьях Караункура, Отузарта и по левобережью р.Восточная Карасу (13). Толща образована ритмичным чередованием кварцево-граувакковых песчаников (преобладают), алевролитов и глинистых сланцев. В верхней части присутствуют пачки (до 60–80 м) андезитобазальтовых порфиритов и вулканических туфов. Мощность до 1000 м. Основание толщи не вскрыто. Ее возраст определяется согласным залеганием под верхнелландоверийскими граптолитовыми сланцами (Малыгина и др., 1971). Нельзя исключить и раннепалеозойский возраст всей толщи или ее части.

Нижний отдел — S_1 . Выделен в Чаткальском (11), Кассанском (12) и Джанджерском (15) районах.

В Чаткальском хребте распространен южнее долины р.Чаткал. Характер разреза нижнесилурийских толщ сильно меняется. Наиболее полный разрез установлен на юге района в междуречье Сумсар-Коксарек, где выходит толща переслаивающихся полимиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, филлитов с редкими линзами и прослоями конгломератов и известняков, внизу присутствуют пластовые залежи эффузивов андезито-дацитового состава, а сверху — диабазов и спилитов. Мощность до 3000 м. Основание толщи не вскрыто, пере-

крывается она несогласно вулканитами нижнего девона. В толще собраны лландоверийские граптолиты *Rhapidograptus törnquist* (Eyles et Wood), *Rastrites linnaei* Barr. *Spirograptus* cf. *proteus* (Barr.), *Monograptus* cf. *halli* Barr., *Streptograptus exiguus* Nicholson (определения А.М.Обута, О.Н.Халецкой, Р.Е.Риненберг). В верховьях р.Кассан в пачке чередования глинистых сланцев, песчаников, гравелитов и конгломератов Р.Е.Риненберг в 1966 г. собраны остатки граптолитов *Hedrograptus medius* Törnq., *Hedr. normalis* (E. et W.), *Pristiograptus* cf. *linum* Chal., *Pernerograptus* cf. *revolutus* (Kirck) среднего лландовери и *Stomatograptus* ? sp. верхнего лландовери. Основание толщи не вскрыто, оно перекрывается несогласно вулканитами нижнего девона.

В северо-восточном направлении в составе нижнего силура увеличивается содержание вулканогенных пород. По долине р.Алабука нижняя часть разреза (около 1000 м) образована покровами лав андезитовых и дацито-андезитовых порфиритов с прослоями туфов, туфо-конгломератов, полимиктовых конгломератов, песчаников и алевролитов, содержащих остатки нижнелландоверийских ругоз и табулят (определения В.Л.Чехович, И.А.Черновой). Выше по разрезу преобладают песчаники и алевролиты с прослоями мелкогалечных конгломератов и гравелитов. В алевролитах содержатся остатки нижнесилурийских табулят *Favosites* aff. *desolatus* Klaaman. (определение И.А.Черновой).

На водоразделе Чаткальского хребта, в районе пер.Чанач и на северных его склонах развита пестроцветно-красноцветная толща полимиктовых конгломератов, гравелитов, разнозернистых песчаников, реже сланцев и алевролитов с линзами рифогенных известняков (500-1300 м). В прослоях алевролитов содержатся остатки нижнесилурийских брахиопод *Tchatsalia unica* Nikif., *Nucleospira asiatica* Nikif. (определения А.А.Малыгиной).

В западном направлении по руч.Каратерек южный и в междуречье Терс-Раватсай нижний силур имеет двучленное строение. Нижняя часть разреза представлена зеленовато-серой флишoidalной толщей мощностью до 3100 м, а верхняя (500-700 м) - конгломератами и песчаниками с линзами обломочных известняков, иногда с телами спилитов в основании. По Раватсаю И.Д.Доронкин нашел остатки нижнесилурийской фауны. Толща залегает с размывом на фаунистически охарактеризованном

ордовике и с несогласием перекрыта осадочно-вулканогенной толщей девона. Это позволяет относить ее к силуру, а по аналогии с ближайшими районами — к нижнему отделу этой системы.

В Джанджержерском районе образования нижнего силура выделены в верховьях р. Южный Акбайтал и в районе пика Данкова. В обоих случаях разрезы близки по составу и строению. В них преобладают алевролиты, серицито-глинисто-кремнистые, глинистые, глинисто-углистые и глинисто-известковистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников. В Джанджержерском хребте описываемые отложения слагают крупный тектонический блок, видимая мощность разреза достигает 250 м (Брежнев, 1976). В нижней части разреза содержатся лlandoверийские граптолиты (определения Р.Е. Риненберг) *Clyptograptus* sp., *Hydrograptus* sp., *Oktavites* sp., *Camptograptus* sp., а в видимой кровле обнаружен *Monograptus testis* (Barr.) верхнего венлока.

В районе пика Данкова отложения нижнего силура установлены в 1976 г. В.Л. Клишевичем. Им в сланцевой толще мощностью около 350 м были собраны *Rastrites peregrinus* Barr., *Colonograptus* cf. *gregarius* (Larw.), *Pristiograptus* cf. *regularis* (Törnquist.), свидетельствующие, по определению Р.Е. Риненберг, о среднелlandoверийском возрасте вмещающих пород. Нижняя их граница — тектоническая, верхняя, с отложениями верхнего силура — нижнего девона, нормальная стратиграфическая.

НИЖНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Венлокский — придольский ярус — S v-r. Образования этого возраста известны в юго-западной части Джанджержерского района (15), на правобережье р. Западный Аксай.

В сложении разреза участвуют глинистые, углисто-глинистые и известковистые сланцы, алевролиты, черные тонкослоистые известняки. К верхней части разреза приурочены горизонты кремнистых сланцев и тела основных эффузивов. Видимая мощность разреза достигает 800 м. Возраст описываемых отложений установлен по находкам граптолитов: внизу *Stomatograptus grandis* (Suess), *Monoclimacis asiatica* (Obut), *Cyrtograptus* (Larworthograptus) sp., *Pristiograptus* ex gr. *dubius* (Suess), характеризующих венлокский ярус.

В более высоких частях (сборы Н.В.Иванова и М.Э.Комаровой, Р.Е.Риненберг) обнаружены лудловские *Pristiograptus cf. bohemicus* (Barr.), *Pr. bohemicus var. tenuis* Bouček, *Pr. nilssoni* (Lapw.), *Saetograptus, fritschii* (Permer), *Colonograptus cf. colonus* (Barr.), *Col. ex gr. dalejensis* Bouček, *Monograptus crinitus* Wood. (сборы Е.В. и М.П.Христовых, определения Р.Е.Риненберг). Описываемые отложения согласно перекрыты девоном.

Н и ж н и й - в е р х н и й о т д е л ы - S_{1-2} . Широко распространены в горном обрамлении Ферганы. Значительные площади сложены ими на северных склонах Алайского и Туркестанского хребтов (18,19), на южном склоне Алайского хребта, в Восточном Алае (20) и в пределах Ферганского хребта (13,14).

В Туркестано-Алае принадлежность терригенных толщ к силуру была доказана в начале тридцатых годов и подтверждена в дальнейшем. При детализации нижняя часть отложений, включаемых в описываемую толщу, выделялась либо как сюгетская свита, либо просто как образования нижнего силура. Верхняя часть относилась обычно к пульгонской свите, либо выделялась как венлокско-нижелудловские или верхнесилурийские отложения (П.В.Зайд, А.В.Ждан, В.П.Жук, Б.Д.Болгарь, В.Л.Клишевич). Сюгетская и пульгонская свиты выделены Г.С.Поршняковым и А.Д.Миклухо-Маклаем (1955).

Нижняя часть толщ сложена темно-серыми и черными глинистыми и углисто-глинистыми сланцами и алевролитами с прослойками и линзами кремнистых сланцев, фтанитов, кварцитовидных и полимиктовых песчаников, известняков и доломитов, покровами лав базальтовых порфиритов и диабазов. Верхняя часть характеризуется изменчивостью состава. В южной части района в долине р.Аксу (сохской) она представлена в основном полимиктовыми песчаниками, чередующимися с темно-серыми глинистыми сланцами. Выше преобладают глинистые и алевроитовые сланцы с редкими прослойками песчаников. Аналогичный состав имеют силурийские образования и в других выходах в приосевой части Алайского и Туркестанского хребтов, где они подстилают доломитовые или известняковые толщи. Силурийские образования в долине р.Охна, г.Ортогау, хр.Ташата и других местах, где они подстилают шаланскую серию, характеризуются наименьшими мощностями венлока-лудлова, представленных глинистыми сланцами с

прослойками глинисто-кремнистых и кремнистых сланцев, известняков и полимиктовых или кварцитовидных песчаников. Спорадически встречаются покровы диабазов и базальтовых порфиритов. Там, где рассматриваемые отложения залегают в основании карбонатных серий верхнего силура - нижнего левона, девона - нижнего карбона и др., местами (г. Актур, р. Шахмардан) в верхней части появляется значительное количество прослоев мелкокристаллических и детритовых известняков, ниже которых обособляется песчано-сланцевая толща значительной мощности. Иногда в этой толще преобладают олигомиктовые (песчаники (междуречье Абыр-Тегермач), а известняки в вышележащей толще замещаются сланцами. Под вулканогенными образованиями киргизатинской серии (горы Карачатыр, р. Акбура и др.) в верхней части силурийской серии устанавливается обычно песчано-сланцевая пачка небольшой мощности, а в самых верхах - существенно сланцевая толща иногда с прослойками кремней, диабазов и диабазовых порфиритов. Местами (левобережье р. Силе и др.) количество вулканогенных прослоев существенно возрастает и может составлять до половины мощности серии, увеличивается при этом и мощность отложений.

На южном склоне Алайского хребта и на левобережье р. Гульча в нижней части силурийских отложений выделяется толща серых и темно-серых кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев, иногда пестроцветных, с редкими прослоями глинистых и углисто-глинистых сланцев. В верхней части преобладают зеленовато-серые и серые глинистые сланцы с редкими прослоями алевролитов и песчаников.

Мощность силурийских отложений в Туркестанском и Алайском хребтах изменяется от 700-800 м до 2000-2200 м. Наиболее изменчива мощность верхней, преимущественно терригенной части серии (300-1500 м).

Основание описываемых толщ известно лишь в единичных случаях - это нижнекембрийские эффузивы в горах Карагаты, ордовикские песчаники в горах Тохтобуз. Перекрываются они разнообразными по составу толщами силура и девона, как правило, согласно. Несогласие отмечается в южной части территории под доломитами алайской серии.

Силурийские отложения в Туркестано-Алае охарактеризованы многочисленными находками граптолитов от нижнего лландовери с

Paraclimacograptus comantis Chal., *Pristiograptus cyphus* (Larw.) до приждольских *Monograptus transgrediens* Ferner, *Linograptus rothshuisi* (R. Richter) и др. Биостратиграфия этих отложений детально охарактеризована в работах А.М.Обута и Р.Е.Риненберг, которыми разработана зональная граптолитовая шкала. Граница с ордовиком принята по подошве зоны *Akidograptus acuminatus* и *Ak. assevensis*, а с девоном – по подошве зоны *Monograptus uniformis*.

В Баубашатинском районе к нижнему-верхнему силуру отнесены следующие толщи:

1. Сланцы и песчаники с прослоями известняков, основных эффузивов и вулканокластических пород в долине р.Нарын и на ее правом берегу. Мощность 900–1100 м. В известняках найдены приждольские или жадинские криноидеи *Pentagonocyclicus* cf. *filigerus* Schew., P. cf. *scaberrimus* (Schew.) (определение В.С.Елтышевой). Эта толща недостаточно изучена и на геологических картах, видимо, не отделена от толщи окварцованных зелено-серых песчаников и сланцев, залегающих с конгломератами в основании на мраморизованных известняках нижнего карбона (верховья Токтобекская). Зелено-серые песчаники не имеют фаунистического обоснования и относились к карбону (М.М.Парфенюк и др., 1973 г.). Г.С.Бисекз, Г.С.Поршняков и др. (1971) считают отношение силура и карбона здесь тектоническими.

2. Черные граптолитовые сланцы и песчаники в подошве известняковых разрезов Баубашатинского типа (на карте показаны лишь по р.Кумьшсу). Мощность не более 100 м. В этой толще нижние слои охарактеризованы граптолитами верхнего лландовера, а в нескольких десятках метров выше найдены граптолиты основания лудлова (сборы и определения Р.Е.Риненберг).

3. Филлиты, пестрые сланцы, песчаники, редко кремни, известняки, мощностью до 600 м, залегающие в верховьях р.Куровес под девонскими эффузивами, либо не имеющие стратиграфических контактов. В них известны находки граптолитов верхнего лландовера и лудлова, а также табулят и гелиолитоидей лудлова.

4. Черная сланцевая толща восточной части массива Сурен-Тобе, в которой на р.Чонташ найдены граптолиты *Retiolites angustidens* (Elles et Wood), *Monoclimacis asiatica* (Obut), верхнего лландове-

ри (Бискэ, Поршняков, 1974, определение Т.Н.Корень). Толща перекрывается шаланской серией и имеет вскрытую мощность в пределах первых десятков метров.

В пределах Восточно-Алайского хребта под индексом нижний-верхний силур объединены две свиты: бурусундинская и текеликская (Яговкин, 1969). Первая из них сложена неравномерно чередующимися темно-серыми и черными глинистыми, песчано-глинистыми и углесто-глинистыми сланцами, а также черными, серыми, голубоватыми плитчатыми кремнями общей мощностью около 700 м. В стратотипе по сев Бурусунды, правый приток р. Западная Коксу, бурусундинская свита с конгломератами в основании, но структурно согласно налегает на сланцы ордовика. В нижней части свита охарактеризована граптолитами среднего лландовери *Climacograptus rectaangularis* McCoy, *Rastrites peregrinus* Barr. и др.; в средней части верхнего лландовери *Spirograptus minor* Bouček, *Sp. turriculatus* Barr. и др., а также *Retiolites geinitzianus* Barr., *Monograptus ex gr. priodon* Barr., *Monoclimacis ex gr. vomerina* Nich. (определения А.И.Обута и Т.Н.Корень). Текеликская свита согласно перекрывает бурусундинскую и представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с редкими прослоями песчаников, кремней и известняков общей мощностью до 500 м. Охарактеризована граптолитами венлока *Retiolites geinitzianus* Barr., *Cyrtograptus ex gr. lundgreni* Tullb. в нижней части и лудлова *Saetograptus chimaera* Barr., *Neodiversograptus nilssonii* (Larw.), *Pristiograptus bohemicus* Barr. и др. - в верхней (определение А.М.Обута и Т.Н.Корень). И.И.Солошенко бурусундинскую свиту принимал в объеме всего нижнего силура, а текеликскую - в объеме лудловского яруса. Текеликская свита согласно перекрывается кочкорчинской свитой, содержащей внизу остатки граптолитов *Pristiograptus ludlovensis* Bouček, *Saetograptus chimaera salweyi* (Larw.), *Colcograptus* sp.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Лудловский ярус - S_2 ld. Отложения лудловского яруса обнажаются на южном склоне Атбашинского хребта, в его западной части (15). В 1957 г. они были описаны А.Е.Довжиковым как карасуйская свита и подразделены на две подсвиты. Нижняя сла-

гается кремнями черного и зеленого цвета, порфиритами и их туфами, алевролитами, песчаниками; мощность более 600 м. В верхней подсвите Б.П.Морозов и В.А.Макаров в 1972 г. выделили четыре пачки: 1. Мраморы с прослоями глинисто-серицитовых сланцев, мощность около 200 м; 2. Серицито-кремнистые, серицито-кремнисто-карбонатные сланцы, с прослоями углистых мраморов, мощность 150-200 м; 3. Мраморы, переслаивающиеся с серицито-кремнистыми сланцами, 300-390 м; 4. Мраморы, мраморизованные известняки с прослоями серицито-кремнистых и кремнисто-карбонатных сланцев, 450 м. Мощность верхней подсвита достигает 1200 м, а мощность всех отложений яруса превышает 1800 м. Нижняя граница описываемых образований не обнажена, а верхняя - согласная с отложениями приподольского яруса силура.

В верхней части толщи присутствуют остатки *Entelophyllum articulatum* (Wahlen), *Pholidophyllum hedströmi* Wdkd., *Ph. love-ni* E.H., *Holmophyllum podolicum* Bulv., *Holacanthia flexuosa* (L.); *Stortophyllum uralicum* Nikol., *St. notabilum* Pavl. (определения А.П.Павловой).

Приподольский ярус. Шириктинская свита - S₂ Шр. Распространена в осевой части Атбашинского и на северо-восточном склоне Ферганского хребтов (15). Свита выделена в 1957 г. в Атбашинском хребте А.Е.Довжиковым (Довжиков и др., 1960), А.Г.Конюховым и Е.В.Христовым в ее составе в 1972 г. выделены две подсвита. Нижняя подсвита сложена серицито-кремнистыми, серицито-хлоритовыми, кремнистыми и известково-глинистыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков и пакетами серицито-кварцевых песчаников и алевролитов. Мощность до 900 м. Верхняя подсвита слагается песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, с редкими прослоями известняков. Мощность около 700 м.

Общая мощность свиты превышает 1600 м. Нижняя граница свиты не вскрыта, верхняя - согласная с отложениями нижнего-среднего девона. По данным А.Е.Довжикова и др. (1970), в кровле свиты собраны остатки *Favosites ex gr. gothlandicus* Lam., *Favosites cf. hisingeri* M. Edw. et Haime, *F. cf. magnicellulatus* Obut, *Squameofavosites ex gr. russanovi* Tchern., *Syringopora cf. gorskyi* Tchern. и других табулят и сфаринского горизонта (определения

В.Д.Чехович), относимого ныне к придольскому ярусу.

Верхний отдел - S_2 . Под этим индексом в Восточной Ферганае (13) выделены отложения, описанные ранее как ункурская толща и ее аналоги. Обнажаются они в бассейнах Караункура и Восточного Карасу, где без видимого несогласия, но с перерывом налегают на шаддыракскую толщу и представлены пестроцветными глинистыми, известняково-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями известняков, а также средних и основных эффузивов, песчаников. В известняковых прослоях найдены остатки брахиопод *Fenbrispirifer favositicus* Nikif. Кораллы, брахиоподы и трилобиты дальнего-исфаринского горизонтов известны также в районе пер.Кокбель и в других выходах толщи. В горах Аляпасы в ее разрезе выделяются: 1) известняки с брахиоподами *Carelliniella pitarum grandis* Mal., *Brookina turkestanica* Nikif., а также кораллами дальнего горизонта; 2) глинистые известняки и пестроцветные сланцы с табулятами *Squameofavosites rusanovi* (Tchern.), *Sq. incredibilis* Chekh. и другими исфаринского горизонта (определения брахиопод А.А.Мальгиной, а табулят Г.С.Биске).

Мощность толщи составляет от 300 до 700-800 м.

В Ясинском районе (14) к верхнему силуру отнесены: 1) сланцы с прослоями известняков, согласно подстилавшие ясинскую свиту нижнего-среднего девона в районе Кипчальминского ущелья и на р.Биргузы; 2) глинистые слоистые известняки и сланцы, подстилавшие мраморы верхнего силура - нижнего девона в тех же районах. В прослоях известняков по р.Биргузы содержатся остатки табулят *Squameofavosites ex gr. bohemicus* (Робта), *Sq. isfaraensis* Chekh., *Etmopsiella waaminica* (Chekh.) (определения Г.С.Биске) исфаринского горизонта. Мощность 300-400 м (Биске, Поряных, 1974).

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА НЕРАСЧЛЕНЕННАЯ

Арчабуласская свита - S_{ar} . Обнажается в бассейне р.Коксу и в верховьях рек Иркен и Анкуль (20). Выделена А.В.Яговкиным (1967). Представлена зелено-серыми микродиабазами, диабазовыми порфиритами и их туфами, прослоенными туфопесчаниками, углисто-глинистыми и глинистыми сланцами, а также кремнями. В основании и в кровле разреза преобладают осадочные породы, в

средней части - эффузивные. Мощность свиты превышает 800 м. Подосва свиты неизвестна. Она согласно перекрывается устькоксайской свитой. Наиболее низкие горизонты охарактеризованы граптолитами среднего мландовери - *Clyptograptus tamariscus*, Nich., *Hedrograptus* cf. *janischewskyi* Obut, *Rastrites* cf. *perfectus* Ps., в средней части найдены граптолиты верхнего мландовери - *Monograptus marri* Perner, *Spirograptus medius* Rin., *Spirograptus* cf. *turriculatus* Barr., *Oktavites* cf. *spiralis* Gein. и др. (определения Т.Н.Корень), а также табуляты венлока - *Favosites* aff. *tchernyshevi ainasui* cum Keller, *Halysites* aff. *labirintus* Goldf. и др. (определения Ю.И.Тесакова). Верхняя часть свиты относится к лудлову и охарактеризована граптолитами *Saetograptus* cf. *schmaegeri* Barr., *Neodiversograptus* sp. и др. (определение Н.Т.Корень), а также табулятами *Favosites forbesi* M.E. et H., *F.* aff. *orbabilis* Klaan. и др. (определение Ю.И.Тесакова и Г.С.Биска) и ругозами *Microrhyllum* aff. *intermedium* Wikd, *Zelophyllum* aff. *burnapkenensis* Ulit., и др. (определение В.Б.Горянова).

Зеравшанская серия - 3 гр. Распространена в бассейне р.Зеравшан, в приводораздельной части Туркестанского хребта и западной части Алайского хребта в верховьях рек Сох, Тамдыкуль, Пытаукуль и на правом берегу р.Кизылсу к западу от Катта-Карамык (20).

В бассейне р.Зеравшан и приводораздельной части Туркестанского хребта, по данным И.А.Марушкина, зеравшанская серия представлена сложным чередованием песчаников, глинисто-алевролитовых, глинистых, углисто-глинистых и кремнистых сланцев с прослоями известняков в средней и верхней части. Мощность серии около 2500 м (по некоторым оценкам до 5500 м). Нижняя граница серии неизвестна. В горах Мальгузар и Нуратау ее аналоги залегают на кембрийских или ордовикских образованиях. Серия перекрывается согласно образованиями верхнего силура - среднего девона или с перерывом более молодыми образованиями. Породы зеравшанской серии охарактеризованы внизу верхнеландоверийскими граптолитами *Climacograptus scalaris* His., *Rastrites peregrinus* Barr., *Spirograptus minor* Voubek и др., а в верхней части - верхневенлоцкими *Monograptus inognatus* (Ellen) и др. (определения Р.Е.Риненберг).

В истоках р.Сох и на южном склоне Алайского хребта, в бассейне р.Питаукуль к отложениям зеравшанской серии отнесены хлоритовые и слюдястые сланцы и слабо измененные глинистые сланцы, иногда углистые и филлитоподобные сланцы. Мощность серии оценивается в 2200-2700 м. Нижняя граница неизвестна, перекрывается серия терригенно-известковой толщей позднесилурийского - раннедевонского возраста. В верховьях р.Сох в породах зеравшанской серии известны единичные находки нижнесилурийских граптолитов, (И.К.Никитин, 1936) и лудловских *Saetograptus cf. leintwardieris* Нор., *Pristiograptus cf. vulgaris* Wood., *Pr. cf. nilssoni* (Barr.).

Турасуйская толща - Str. Выделяется в Ферганском хребте (13), в верховьях р.Кара-Алма и на поднятии Сюрен-Тюбе. Состоит из глинистых, обычно битуминозных, сланцев, кремнистых сланцев, реже песчаников, местами основных и средних эффузивов. Мощность до 700-1000 м. Подошва толщи неизвестна, перекрывается она согласно миндувайской толщей девона - нижнего карбона или шаланской серией.

В глинистых сланцах в 1959 г. Н.В.Ивановым, а затем Г.С.Бискэ найдены граптолиты верхнего лландовери (зоны *Monograptus turriculatus* и *Oktavites spiralis*), нижнего венлока - *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn.), верхнего венлока - *Monograptus ex gr. flomingi* (Salter), *M. cf. testis* (Barr.), лудлова - *Bohemograptus ex gr. bohemicus* (Lepw.) и приждола - *Monograptus cf. perneri* Bouček, *Linograptus sp.* (определения Р.Е.Риненберг). В Сюрен-Тюбе к турасуйской толще отнесены кремни и сланцы, охарактеризованные граптолитами верхнего лландовери и верхнего венлока (Бискэ, Поршняков, 1974).

Предполагается, что турасуйская толща является аналогом абширской серии, от которой отличается значительным содержанием кремнистых пород.

СИЛУРИЙСКАЯ-ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Переходные от силура к девону отложения широко развиты в Джунгом Тянь-Шане. Среди них выделены подразделения, объединяющие разные части силурийской и девонской систем.

Силурийская система, нижний отдел - девонская система, нижний отдел - S_1-D_1 . Образования этого возраста, без выделения на карте свит, распространены в Баубашатинском районе (13) и в низких предгорьях Алайского хребта (18).

В Баубашатинском горном узле Ферганского хребта толща нижнего силура - нижнего девона включает осадочно-вулканогенные образования кызкурганской и сересуйской свит. Кызкурганская свита выделена в 1959 г. Л.И.Турбиным. По данным В.Ф.Бородаенко, свита залегает в основании сересуйского типа разреза и представлена темными алевритами и углисто-глинистыми сланцами. Мощность 400 м. Нижняя граница кызкурганской свиты неизвестна, перекрывается она согласно мощной вулканогенной осадочной толщей, названной Л.И.Турбиным сересуйской свитой. В кызкурганской свите собраны граптолиты, принадлежащие *Retiolites dystrovi* Obut, *Monograptus ex gr. priodon* (Bronn), *Monoclimacis* sp. indet., *Pristiograptus* sp. indet., *Streptograptus* sp. indet. Возраст свиты, по мнению Р.Е.Финенберг, - нижний силур, нижний венлок. Сересуйская свита сложена чередованием филлитов, алевролитов, туфогенных и полимиктовых песчаников, брекчий и конгломератов, спилитов, диабазов и туфов с кремнистыми сланцами и яшмами. В.Ф.Бородаенко выделяет в составе свиты три пачки: I - глинистых и углистых сланцев, мощность 450-700 м; 2 - эффузивов основного состава, 320-650 м; 3 - яшмовидных кремнистых сланцев - 550 м. Мощность свиты 1200-2000 м. Перекрывается сересуйская свита согласно базальтовыми порфиритами с кораллами среднего девона в известняковых линзах. В нижней пачке собраны граптолиты венлока *Stromatograptus grandis* (Susa.), *Monograptus flemingi* (Salter), *M. riccatonensis* (Law.), *Pristiograptus* cf. *praedubins* (Bouček); в средней - лудловские *Pristiograptus bohemicus* (Barr.), *Neodiverwograptus nilssonii* (Larw.), *Monograptus pseudoformosus* Rin., *M. (Testograptus) testis* (Barr.); в верхней - нижнедевонские *Colomograptus cheloniensis* (Teller), *Col. princeps*, *Abduas. Monograptus* cf. *perneri* Bouček, а также *Monograptus hercynicus* Ferner (Финенберг, 1973). Возраст свиты устанавливается в интервале нижний венлок - нижний девон, прагский ярус.

В Туркестано-Алае отложения нижнего силура - нижнего девона распространены в низких предгорьях от хр. Катран-Нурунтуз, протягиваясь на запад почти до пос. Баткен и на восток до правобережья р. Чачме (18). Выделяются они в объеме сюетской и пульгонской свит, объединенных в стратотипическом районе их распространения. Стандартизации подразделения пульгонской свиты на пачки или под-свиты выдержать при этом не удалось (Долматов и др., 1960, Горьнов и др., 1959, 1961, Клишевич и др., 1962, Сафин и др., Приходько и др., 1972).

Нижняя часть силурийско-нижнедевонской толщи представлена пестроокрашенными глинисто-слоудистыми, углисто-глинистыми, углесто-кремнистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями и линзами мраморизованных известняков. Местами фтаниты образуют выдержанный горизонт в верхней части черносланцевой толщи, встречаются прослои кварцитовидных и полимиктовых песчаников. Породы часто загипсованы. Очень редко встречаются прослои лав андезитовых порфиритов иногда с шаровой отдельностью. Мощность сланцевой толщи 300-560 м. Верхняя часть толщи представлена песчано-сланцевыми образованиями. В основании местами выделяется пачка зеленовато-серых и серых кварцитовидных песчаников с тонкими прослойками глинистых сланцев, кое-где встречаются кварцевые гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Вышележащая пачка преимущественно сланцево-алевролитового состава характеризуется слабопестроцветной окраской, присутствием прослоев известняков и известково-глинистых сланцев. Выше выделяется еще одна существенно песчаниковая пачка, сменяемая алевролито-сланцевой, характеризующейся ритмичным переслаиванием пород и полимиктовым составом песчаников. Верхняя часть толщи имеет обычно мощность 500-600 м, увеличиваясь временами до 900-1000 м.

Нижняя граница толщи неизвестна, верхняя определяется налеганием пород или караджагачской серии нижнего девона или алькакаринской свиты.

Возраст толщи документирован многочисленными сборами граптолитов нижнего лландовери - *Paraclimacograptus comutis* Chal., *Fristiograptus cyphus* (Lapw.), среднего лландовери - *Demiantrites convolutus* (His.), *Hedrograptus janischewskii* Obut., *Campe-*

graptus communis Lapw. и главным образом верхнего ландовери - *Monoclimacys griestonensis* (Nich.), *Stomatograptus grandis* (Suess.), *Octavites spiralis* (Gelnitz.) и др. Более высокие горизонты толщи содержат венлокские *Cyrtograptus murchisoni* Carr., *Monograptus flemingi* Salter и др., лудловские *Neodiversograptus nilssoni* Barr. и др., исфаринские *Monograptus perneri* Bouček и кунжакские *Monograptus hercynicus* Bouček, *Paranowakia obtusi* Bouček. Таким образом, возраст описываемых отложений охватывает практически весь разрез силурийской свиты и нижней части нижнего отдела девонской системы.

Силурийская система, верхний отдел - девонская система, нижний отдел. В верхнем силуре - нижнем девоне на карте выделены устькоксовой, устьябалинская, зааминская, чаакташская, испатауская свиты, даудинская и чирмашская толщи. Для ряда районов разделение на свиты не отражено.

Устькоксовая свита - S_2-D_1 ук. Обнажается в Восточно-Алайском районе (20) в бассейне р.Коксу, а также в среднем течении р.Урта-Казык. Выделена А.В.Яговкиным в 1967 г. Представлена кварцевыми граувакками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Общая мощность 850-900 м. Согласно налегает на терригенно-вулканогенные отложения арчабулакской свиты силура и согласно перекрывается икезякской свитой. Охарактеризована остатками строматопоридей - *Paraphiroga* aff. *parvula* Zach. (определение В.М.Захаровой); табулят - *Favosites forbesi* Barr., *F. opinabilis* Клаам., *F. fungites* Sok. (определение Г.С.Биски; ругоз - *Zelophyllum* aff. *burnakense* Ulit., *Friematorphyllum* ex gr. *manipulatum* Робта (определение В.Б.Горянова), брахиопод - *Howellia* ex gr. *angustiplicata* Kosl., *Strispirifer* aff. *admirabilis* Nikiif. *Gypidula integra* Barr., *Protathyris* sp. (определение М.А.Рхонсницкой); гентакулитов - *Paranowakia* sp. nov. Klish., *Carniculina* sp., *Alaina* sp. и др. (определение В.Д.Клишевича). Все органические остатки собраны в средней части свиты в линзах известняков и определяют ее возраст в пределах поздний силур (исфаринский горизонт) - ранний девон (кунжакский горизонт). Хотя нижние горизонты свиты палеонтологически не охарактеризованы,

но, принимая во внимание согласное ее налегание на арчабулакскую свиту (в кровле которой найдены граптолиты и ругозы лудлова), нижняя граница свиты не моложе верхов лудлова. Верхний возрастной предел свиты менее определенный, поскольку перекрывающая ее икеезьянская свита не охарактеризована органическими остатками.

У с т ь о й б а л и н с к а я с в и т а - S_2-D_1 ub.
Выделена А.В.Яговкиным в 1967 г. Обнажается в Восточном Алае (20), участвуя в строении хр.Теректау. Свита сложена серыми, светло-серыми и темно-серыми грубослоистыми известняками мощностью до 450 м. Подстилающие породы не установлены. Согласно перекрывается песчаниками нижнего девона. Большая часть свиты сопоставляется с верхним силуром, причем установлены как лудловский ярус с комплексом ругоз *Cystiphyllum* aff. *cylindricum* Loned., *Spongophylloides* aff. *perfectum* Wdkd. (определение В.Б.Горянова; брахиопод - *Brooksina turkestanica* Nikif., *Lissatrypa columbella* Barr., *Conchidium knighti vogulicum* Vern. (определение А.А.Малыгиной) и трилобитов - *Joungia alaiica* Weber, *Encrinurus punctatus* Walh. (определение Е.А.Елкина); так и придольский ярус с комплексом табулят - *Favosites forbesi* M.E. et N., *F. sinuosus* Kov., *F. favositiformis* Holt., *Squameofavosites thetides* Chekh., *Riphaecolites ispharaensi* Chekh. (определения Ю.С.Биске и И.А.Черновой); ругоз - *Tryplasma* ex gr. *Loveni* M.E. et N., *Zelophyllum* aff. *burnakense* Ulit. (определение В.Б.Горянова), брахиопод - *Gymostrophia costatula* Barr. (определение А.А.Малыгиной). Верхние горизонты свиты охарактеризованы девонскими ругозами - *Lindstromia* cf. *transiensis* Pošta, *Phaulactis* cf. *cyathophylloides* Rid. (определение В.Б.Горянова); брахиоподами - *Spinatrypa dzwignogrodensis* Korl., *Spirigerina supramarginalis* Khalf., *Proreticularia carens* Barr. (определение А.А.Малыгиной) и тентакулитами *Turkestanella* ex gr. *acuaria* Richt. (определение В.Л.Клишевича).

З а а м и н с к а я с в и т а - S_2-D_1 sm. Выделена в 1959 г. М.М.Посоховой на северных склонах Туркестанского хребта западнее р.Аксу. В стратотипическом разрезе у пос.Мык (р.Зааминсу) свита представлена чередующимися алевролитами, аргиллитами и глинистыми известняками, с прослоем конгломератов в основании. В верхней части свиты здесь появляются прослойки известковистых пес-

чаников и гравелитов. Мощность 300 м. По данным Э.Т.Ташпулатова и др. (1963), в нижней части свиты присутствуют ишфаринские *Lissatrypa linguata* Buch., *Schellwienella pecten* Lin., *Fimbrispirifer favositicus* (Nikif.), *Emmonsella zaaminica* (Chekh.), *Actinostroma internucula* Javor. и др. В верхах свиты обнаружены органические остатки кунжакского и манакского горизонтов.

На рассматриваемой территории (I8) к зааминской свите условно отнесены отложения, описанные ранее Д.А.Старшининым под названием джесилькульской свиты, или в составе алмалыкской свиты (Поршняков, 1964) в горах Западный Акташ (к югу от Сулюкты). Здесь на песчано-сланцевых породах нижнего-верхнего силура с небольшим угловым несогласием залегают переслаивающиеся между собой темно-серые и буроватые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы, гравелиты, конгломераты и известняки, имеются прослой кислых и средних эффузивов и их туфов. Мощность 450–1200 м. Перекрываются они с размытым породами арпапаятской свиты нижнего-среднего девона. Охарактеризованы находками фауны нижнего девона, в том числе брахиоподами и тентакулитами кунжакского горизонта, а также кораллами кунжакского и манакского горизонтов (*Brooksina turkestanica* Nikif., *Lissatrypa linguata* var. *columbella* Barr.; *Cladopora* aff. *cylindrocellularis* Dubat., *Favosites* ex gr. *brusnitzini* Peetz, *F. nikiforovae* Chekh., *F. clarus* Vanet., *Pachyfavosites nitella* (Winch.) и др.; *Aulacophyllum sulcatum* (Orb.) *Tyrielaeme* cf. *spissatoseptata* Ger. и др.). Отсюда известна находка эйфельской ? *Amphipora* aff. *vesiculosa* Erm.

К зааминской свите условно отнесены также глинистые сланцы, алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями кислых и средних эффузивов и их туфов, составляющие нижнюю пачку отложений, выделенных Д.А.Старшининым в 1965 г. под индексом верхний силур, лудловский ярус, верхний подъярус – нижний девон, жединский ярус, в долинах рек Урям и Гудундук (верховья рек Аксу и Ляйляк). Эти породы фаунистически не охарактеризованы, они перекрываются породами кызоинской свиты, содержащей фауну манакского горизонта нижнего девона.

Аналогичные зааминской свите отложения на территории Таджикской ССР (Расценение..., 1976) содержат фаунистические остатки ишфаринского, кунжакского и манакского горизонтов. На этом осно-

вани зааминская свита отнесена к верхнему силуру - нижнему девону.

Даудинская толща - S_2-D_1 dd. Выделена В.И.Котельниковым в 1971 г. Район распространения даудинской толщи - междуречье Ляйляк-Кшемьш (горы Карачону-Дауда) и междуречье Кшемьш - Сох в их среднем течении (18). Отложения даудинской толщи описывались также разными авторами как верхнесилурийско-нижнедевонские, как нижне-среднедевонские и средне-верхнедевонские; Ю.А.Сорокин и В.Б.Аверьянов считали эти отложения верхнекаменноугольными.

В разрезе даудинской толщи снизу вверх намечаются следующие пакки:

1. Нижняя пакка - переслаивание известняков и доломитов, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Толща содержит остатки брахиопод дальянского горизонта - *Conchidium knighti* Sow. и др., тентакулиты кунжакского горизонта - *Tentaculites ornatus* Sow., а также верхнесилурийские и нижнедевонские кораллы - *Prorora* sp., *Favosites forbesi* E.H., *F. brunsnitzini* Peetz., *F. aff. regularissimus* Vanet., *Cladopora cylindrocellularis* Dub. и др. Мощность 300-1250 м.

2. Средняя пакка - полимиктовые конгломераты с прослоями гравелитов, песчаников, глинистых сланцев и линзами известняков, содержащими остатки верхнесилурийских и нижнедевонских кораллов - *Squamocofavosites aff. isfarensis* Chekh., *Barrandorphyllum perplexum* Pošta, *Fasciphyllum conglomeratum* Sch. и др., верхнесилурийских брахиопод - *Gypidula ex gr. galeata* Dalm. и трилобитов - *Encrinurus punctatus* Wahl. Мощность 250-800 м.

3. Верхняя пакка - глинистые, песчаные, известковые сланцы, алевролиты, песчаники и гравелиты с прослоями конгломератов и известняков. Здесь также содержатся кораллы верхов силура и нижнего девона *Favosites ex gr. alpina* Hürn., *F. ex gr. goldfussi* d'Orb., *F. ex gr. forbesi* E.H., *Cladopora elegans* Dub., *Thamnopora aff. elegantula* Chud. и др., а также строматопоронидеи *Clathrodictyon savaliensis* Riab. и др. и фораминиферы *Visphaera elegans* Vis. и др. Мощность 350-630 м. Взаимоотношения между этими тремя пакками плохо изучены. Можно предполагать, что соседние в

разрезах пачки замещают друг друга и по простираанию.

Даудинская толща согласно залегает на сланцах нижнего-верхнего силура и в отдельных местах без видимого углового несогласия перекрывается верхнепалеозойскими конгломератами. В настоящее время можно лишь оценить возраст даудинской серии в целом как лудловско-раннедевонский. Не исключено, что описываемые отложения включают более высокие, чем нижний девон, горизонты.

Чирмашская толща - S_2-D_1 бк. Развита в Атбашинском хребте, в его западной части (15). Выделена А.Е.Довжиковым (1958). В 1972 г. В.П.Морозов и В.А.Макаров в составе толщи выделили следующие пачки (снизу вверх): 1. Амфиоровые известняки, сменяющиеся вверх по разрезу мраморами и светло-серыми известняками, до 400 м; 2. Кремнисто-углистые, кремнисто-хлоритовые, глинисто-серицитовые сланцы, 100-200 м; 3. Массивные известняки с темно-серыми плитчатыми известняками, содержат прослои филлитов и глинисто-карбонатных сланцев, 300 м; 4. Туфы порфиритов, переслаивающиеся с кремнисто-хлоритовыми сланцами, филлитами, 255-500 м; 5. Мраморы полосчатые белого и розового цвета с прослоями темно-серых массивных известняков; в западном направлении карбонатные породы замещаются глинистыми сланцами, 400-600 м; 6. Глинисто-хлоритовые, глинисто-серицитовые сланцы с прослоями известняков 400-700 м. Общая мощность чирмашской толщи 1855-2700 м.

Она с нормальным стратиграфическим контактом налегает на породы лудловского яруса и согласно перекрывается отложениями кенсуйской свиты нижнего девона. Ее возраст определяется многочисленными сборами остатков ругоз, табулят и строматопороидей: *Cirrhophyllum samsugensis* Smith. et Tromb., *Holmophyllum taltense* Nikol., *Gassia enorme* Ether., *Dictyofavosites* aff. *microporus* Mir., *Favosites* aff. *polaris* Chekh., *F. finitimus* Yanet., *Squameofavosites tchortangensis* Chekh., *Sq. rusanovi* Tchern., *Syringostroma* aff. *kunshakensis* Lees. и др. (определения А.П.Павловой, И.А.Черновой, В.М.Захаровой), принадлежащих прикидольскому - локховскому ярусам.

Чакташская свита - S_2-D_1 бк. Распространена в Атбашинском хребте (15). Выделена А.Е.Довжиковым (Довжиков и др., 1960). В составе свиты имеется две пачки. Нижняя -

известковистые, серицито-известковистые, серицито-хлоритовые сланцы с прослоями мраморизованных известняков и доломитов, 500 м. Верхняя - мраморы с прослоями серицито-хлоритовых, серицито-известковистых сланцев и глинистых доломитистых известняков, до 300 м. Общая мощность свиты более 800 м. Свита согласно, но с резким переходом залегает на породах ташрабатской свиты нижнего силура; стратиграфические взаимоотношения с более молодыми отложениями не установлены.

В нижней части свиты присутствуют остатки табулят - *Favosites* cf. *similis* Sok., *Emmonsiaella* cf. *saxinica* (Chekh.) и др., многочисленные остатки ругоз, строматопороидей пржидольского - лохковского ярусов.

Испатауская свита - S_2-D_1 is. Распространена в Баубашатинском горном узле, особенно в северной его части (IЗ). Образует подошву известняковой (исфанджайляуской) серии в районах Баубашатинского типа (Бискэ, Поршняков, 1974). В стратотипическом разрезе у северного подножия плато Исфан-Джайлуу, на левом борту долины р. Восточная Карасу, свита согласно налегает на ункурскую толщу верхнего силура и включает: 1) темные слоистые комковатые доломитистые известняки с *Squameofavosites*, *Parastriatorora commutabilis* Klaam., *Propora salairica* Miron., отвечающие низам исфаринского горизонта (лудлов), 180 м; 2) темные амфиоровые известняки, чередующиеся с более светлыми и массивными разностями с кораллами и строматопороидеями исфаринского горизонта - 200 м; 3) слоистые комковатые темные известняки с кораллами верхов исфаринского - кунжакского горизонтов - *Squameofavosites bohemicus* (Робта), *Emmonsiaella saxinica* (Chekh.), *Pseudomicroplasma* ex gr. *salairica* Peetz (определения Г.С. Бискэ, В.Б. Горянова), мощностью 200 м. Мощность повсеместно не более 600 м. К испатауской свите отнесены также останцы массивно-слоистых "караункурских" известняков у пер. Шаддырак, в горах Досталы-Ата и др. Эти известняки содержат раковины брахиопод *Conchidium knighti* (Sow.), колонии табулят *Favosites* ex gr. *gothlandicus* L., *Propora asiatica* Chern. дальнянского - низов исфаринского горизонтов (определения А.А. Малыгиной, Г.С. Бискэ, 1968-1971 гг.). Испатауская свита является аналогом матчайской свиты Южной Ферганы.

Силурийская система, верхний отдел - девонская система, нижний отдел - S_2-D_1 . Выделенные под этим индексом образования распространены в Южном Тянь-Шане, в Яссинском (14), Джанджирском (15) и Кокшаальском (16) районах, широко представлены в Туркестано-Алае (18,19).

В Джанджирском хребте, в районе перевала Кенсу в составе отложений, по данным Г.Л.Бельговского и Л.А.Эктовой, преобладают полимиктовые песчаники и кремнистые алевролиты, среди которых залегают тела рифогенных известняков, основных эффузивов, их туфов. Мощность не превышает 250 м. Нижняя часть срезана разломом. На этих отложениях согласно залегают балыктинская свита нижнео-среднего девона. В рифогенных известняках содержатся остатки силурийских и раннедевонских кораллов *Favosites cf. multiperforatus* (Tschern.), *F. cf. shiriktensis* Chekh., *Heliolites lindströmi* Koval., *Halysites ex gr. vulgaris* Tschern., *Helioplasma* sp., *Tryplasma ex gr. loveni* M. Edw. et N., *Zelophyllum aff. intermedium* Wäkd. (определения Г.С.Бискэ, В.Б.Горянова).

В восточной части Джанджирского хребта, в Уланском хребте и в хр.Борколдой (бассейн р.Чонузенгикуш) разрез имеет двухчленное строение. Силур сложен терригенными породами с подчиненным количеством вулканитов, девон - известняками. Так, в бассейне р.Кокджар, по данным В.Г.Королева и др. (1960), выходит толща известково-глинистых сланцев и органогенных известняков. Мощность 1200-1500 м. В известняках обнаружены остатки приподольских брахиопод *Retsia weberi* Nikif., *Lissatrypa linguata* (Buch.), кораллов *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Heliolites interstinctus* Lin. и др., а в верхах разреза известняки содержат остатки брахиопод *Flectatrypa marginalis* (Dalm.), *Uniculina berenice* (Barr.), и кораллов *Squameofavosites sokolovi* Chekh., *Favosites hyperboreus* Tschern. доховского яруса (определения А.А.Мальгиной и И.А.Черновой). В восточном направлении (бассейн р.Каракол) разрез насыщается вулканогенными образованиями: диабазовыми порфиритами, туфами, туфоловами. Основание разреза (свита Каракол С.С.Шульца, 1938) составляет терригенно-карбонатная толща неустановленного возраста, от которой вулканогенный силур - нижний

девон отделен конгломератами. Контакт с перекрывающимися известняками пражского яруса согласный.

Двучленное строение разреза имеют описываемые отложения на южном склоне Джангджирского хребта. Обнаруженные в них органические остатки (брахиоподы, кораллы) и нормальная согласная граница с перекрывающимися известняками пражского яруса свидетельствуют о присутствии в этих разрезах придольского яруса верхнего силура и лоховского яруса нижнего девона. Неполная мощность их (основание не вскрыто) достигает 1200-3100 м.

В хр.Учкуль отложения верхнего силура - нижнего девона, по данным Б.В.Семенова (1968 г.), слагают узкие тектонические блоки. На северном склоне в основании разреза залегает пачка туфо-песчаников. Ее перекрывают слоистые известняки. На южном склоне в нижней части разреза развиты известковистые и кремнисто-глинистые сланцы, в верхней - известняки. Неполная мощность отложений 550 м. В низах разреза определены остатки придольских кораллов и строматопороней *Sphaerofavosites cf. thetidis* Chekh., *Helicolites multitabulatus* Bondarenko, *Densestroma podolicum* (Javor.), *Plexodictyon laminatum* (Riab.) и др. Верхняя часть разреза охарактеризована фауной лоховского яруса: брахиоподами *Spirigerina supramarginalis* Khalf., *Ferganella turkestanica* Nikif., *Lissatrypa samelina* Buch., *Atrypa aspera* Schloth. и кораллами *Helicolites decipiens* (M'Coу) и др. (определение брахиопод А.А.Мальгиной, табулят - И.А.Черновой).

В бассейне р.Чакыр-Корум фаунистически охарактеризованные образования верхнего силура - нижнего девона выделены А.В.Кришталец из состава отложений ранее относившихся к среднему карбону. Представлены они песчаниками, глинистыми и кремнистыми сланцами, алевролитами, комковатыми известняками, туфами, спилитами. В нижней части разреза обнаружены остатки лудловских граптолитов *Colopogartus* sp., *Monogartus* sp., *Fristiogartus* sp. (определения Ф.Е.Риненберг). Выше в комковатых известняках содержатся остатки брахиопод *Retsia weberi* Nikif., *Lissatrypa columbella* (Buch.) (определения А.А.Мальгиной) и кораллов *Favosites cf. turkmenensis* Rukh. (определение И.А.Черновой) придольского яруса и в самых верхах - остатки раннедевонских тентакулитов *Nowa-*

kia sp. (определение В.Л.Клишевича). Контакты толщи тектонические, неполная мощность достигает 1500 м.

В горах Сары-Белес нижнюю часть видимого разреза описываемой толщи составляют кремневые известняки с остатками брахиопод *Conchidium aff. lajlakense* (Nikif.), кораллов *Protopora sp.*, *Plasmoporella ? sp.*, *Thecia swinderniana* Goldf., *Palaeofavosites cf. regularis* (Rukh.), *Helysites sp.*, относящихся к дальнянскому горизонту венлок ? лудлова (определения Г.С.Бискез, А.А.Мальгиной, И.А.Черновой). Мощность около 100 м. Выше залегают массивные известняки с остатками брахиопод дальнянского, исфаринского и кунжаковского горизонтов (Мальгина, 1973) мощностью до 400 м.

На востоке Джаньдзерского района, в хребтах Сарыджазском и Иныльчекском, значительные площади сложены отложениями верхнего силура - нижнего девона. Отложения лудловского яруса представлены, по данным В.А.Иордана, чередующимися слоистыми известняками и серицит-хлоритовыми сланцами, которым сопутствуют песчаники и кремнистые сланцы. Нижняя граница толщи не установлена; сверху она согласно перекрывается породами приждольского яруса. Видимая мощность лудлова 630 м.

В основании приждольского яруса, по данным В.А.Иордана, залегает пачка известняков (650 м), перекрытая пачкой основных эффузивов, их туфов (400 м). Верхняя часть сложена сланцево-известняковыми и песчаниково-сланцевыми пачками, в самом верху содержащими кератофиры, их туфолавы, туфогравелиты. Мощность приждола достигает 3200-3750 м. Отложения лохковского яруса нижнего девона согласно залегают на приждольских. Их нижняя и верхняя части образованы преимущественно известняками, в средней преобладают глинистые и кремнистые сланцы. Мощность лохковского яруса достигает 1400-1500 м, а всего разреза верхнего силура - нижнего девона почти 6000 м.

В нижней части разреза обнаружены остатки лудловских кораллов *Mesofavosites aff. asiaticus* Chern. (msc), *Favosites ex gr. hisingeri* M. Edw. et N., *F. aff. mirandus* Sok., *F. ex gr. forbesi* M. Edw. et N., *F. similis* Sok., *F. ex gr. constriatus* Hall., *Syringopora fomitschevi* Chekh., *S. aff. gerskyi* Tchern., *Helicolites ex gr. interstinctus* L., *Multisolenia tortuosa* Frits (определения И.А.Черновой) и строматопородей *Clathredictyon regu-*

lare Ros., Cl. concentricum Javor., Cl. microstriatellum Riab., Cl. ex gr. savaliense Riab., Eoclimadictyon microtuberculatum Riab. и др. (определения В.М.Захаровой). Прижидольский ярус охарактеризован остатками брахиопод *Retzia weberi* Nikif., *Spirifer favositicus* Nikif., *Fimbrosipirifer borcoldoensis* Nikif. и кораллов *Mesofavosites cf. asiaticum* Chekh., *Striatopora ex gr. tschichatschevi* Peez и др. (определения А.А.Малыгиной и И.А.Черновой). Верхняя часть разреза, принадлежащая лохковскому ярусу, содержит остатки кораллов *Favosites matthensis* Chekh., *F. aff. lautkini* Tschern., *Squameofavosites kokshalensis* Chekh., *Sq. aff. rusanovi* Tschern., *Dictyofavosites atbaschiensis* Chekh., *Heliolites subprobus* Chekh. (определения И.А.Черновой) и строматопороидей *Actinostroma podolicum* Riab., *Stromatopora typica* Ros. и др. (определения В.М.Захаровой).

В Кокшаальском районе, в долине р.Кайнар разрез отложений верхнего силура - нижнего девона, по данным В.М.Рожанца и А.Н.Мозолева, представлен часто переслаивающимися глинистыми сланцами, алевролитами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с примесью туфогенного материала. В маломощных линзах известняков содержатся *Retzia weberi* Nikif., *Favosites fungites* Sok., *F. kenkolicus* Chekh. прижидольского яруса. Вероятно, на более высоком стратиграфическом уровне Г.Л.Бельговским и Л.А.Эктовой в линзах известняков собраны остатки *Atrypa ex gr. reticularis* L., *Fordegia sp.*, которые, по мнению Т.Л.Модзалевской, не исключают присутствия девона. По данным В.М.Рожанца, описываемые отложения слагают тектонические блоки, неполная их мощность достигает 800 м.

В Яссинском районе (I4) отложения верхнего силура - нижнего девона выделены в Кипчалминском ущелье и долине р.Биргуза. По данным Г.С.Биске и Г.С.Поршнякова, основание разреза сложено мраморами, выше залегает сланцево-известняковая толща, согласно перекрытая мраморами. Общая мощность 700-1500 м. Отложения верхнего силура - нижнего девона залегают согласно на известняково-сланцевой толще силура. Верхняя граница их неясна. Средняя часть разреза охарактеризована кораллами низов кунжакского горизонта *Favosites keslovskii* (Sok.), *F. cf. intricatus* (Barr.), *Holmo-*

phyllum sp., Squameofavosites ex gr. bohemicus (Pocock), а также радкими тентакулитами Styliolina sp., верхние горизонты фаунистически не охарактеризованы и могут быть моложе раннего девона.

В Туркестано-Алае (I8, I9) к верхнему силуру - нижнему девону отнесены широко распространенные в известняковых разрезах среднего палеозоя карбонатные отложения матчайской и талбулакской свит. Районы распространения матчайской свиты: горы Чильмайрам и Чильустун, юго-восточный Карачатыр, Чемендик, Сухумтау, между-речье Исфара-Карабулак, горы Ишметау - Тамчи, район Дяйляка, горы Улукан и Актур и др.

Как геологическое тело матчайская свита обособлена В.Н.Вебером (1934), детальное биостратиграфическое расчленение дано О.И.Никифоровой (1937). Название было присвоено по решению территориальной редколлегии и вошло в схему стратиграфии силура Средней Азии в 1958 г. (Довжиков и др., 1957; Решения..., 1959, Горянов и др., 1961).

Опорным является разрез на между-речье Исфара-Карабулак, на северном склоне Туркестанского хребта. В строении свиты участвуют разнообразные известняки, в том числе органогенные и обломочные. В нижней части часто встречаются прослои песчаников, глинистых и кремнистых сланцев (Т.С.Замалетдинов в 1962 г. описывал эту часть разреза под названием "ишметауская свита"). Мощность свиты колеблется от 30-150 м до 900-2000 м, обычно она составляет 300-700 м. Свита залегает согласно с постепенным переходом на песчано-сланцевых толщах, возраст верхней части которых колеблется от вендока до лудлова включительно.

Матчайская свита перекрывается согласно талбулакской свитой нижнего девона, судя по фауне, фациально замещающей верхнюю часть матчайской. Местами на матчайской свите трансгрессивно залегает караджегачская серия нижнего девона.

О.И.Никифорова разделила матчайские отложения на три биостратиграфических горизонта. Для нижнего дальянского горизонта характерны банки пентамерид *Conchidium knighti* Sow., *C. vogulicum* Vern., *Brooksina turkestanica* Nikif. и др. Возраст - верхний венлок-лудлов. Средний исфаринский горизонт характеризуется многочисленными остатками *Howella isfarensis* (Nikif.), *Schulwi-nella pecten* L., *Retsia* (*Retsiella*) *weberi* Nikif. и др., харак-

терный комплекс табулят и гелиолитид. Были сделаны находки придо-
льских граптолитов *Colonograptus ex gr. bugensis* (Teller), *Monograptus angustidens* Pfibyl (сборы и определения З.М.Абдуазимовой и Р.Е.Риненберг). Верхнему кунжакскому горизонту свойственны *Brachyprion* (*Cymostrophia*) *costatula* (Barr.), *Decoroprigna* (*Uncinulina*) *berenice* (Barr.) и др. Известны также находки в верхах матчайской свиты брахиопод манакского горизонта - *Ferganella turkestanica* Nikif. и др. Остатки граптолитов *Monograptus hercynicus* Fegner, известные из кунжакского горизонта, позволяют сопоставлять его с лохковским ярусом нижнего девона Богемии. Таким образом, возраст матчайской свиты находится в пределах верхнего силура - нижнего девона, но местами, возможно, она охватывает и верхи венлокского яруса нижнего силура (Стратиграфический словарь, 1975).

Талбулакская свита выделена в 1963 г. Л.Н.Кугураковым в междуречье Исфара-Карабулак (18). Сложена плитчатыми известняками, в средней части развиты прослои органогенных известняков, вверху полаяются прослои и пакки алевролитов или кремнистых сланцев. Для карбонатных пород характерны прослои и желваки кремней. Мощность свиты достигает 1200 м. Свита перекрывается известняками верхнего девона - нижнего карбона.

В нижней части свиты встречены кунжакские *Neomphya originata* (Sovhk.), *Favosites kozlevskiyi* (Sok.), *Spirigerina supra-marginalis* (Khalf.), в более высоких горизонтах - манакские *Ramulophyllum heterozonale* Nikol., *Carinata comata* Barr., а вверху ляглянские и сандальские *Jvdelinia moldavansevi* Andr., *Acanthophyllum heterophyllum* M. Edw. et H., *Callipora chaeteteoides* Lec. и др., эйфельские *Zdimir pseudobaschkiricus*, живетские *Uncites griffus* Schloth., *Thamnopora nicholsoni* Freck., *Heliophyllum helii* M. Edw. et H., французские *Purothyridina suboides* (Sow.) и фаменские *Quasiendothya communis* Reitl.

Силурийская система - девонская система, нижний отдел - S-D₁. Нерасчлененные вулканогенно-осадочные образования силура - нижнего девона выделены в Баубагатинском (13) и Восточно-Алайском районах (20).

В районе массива Сурен-Тобе на михайловской толще предполагаемого нижнего силура согласно залегают известняковые грауваки и алевролиты с покровами базальтовых порфиритов и прослоями известняков. В известняках обнаружены остатки кораллов *Favosites ex gr. gothlandicus* L., *Subalveolites* sp., *Halysites* sp. (венлок - основание лудлова) и тентакулитов нижнего девона (определения Г.С.Биске и В.Л.Клишевича). Мощность 300-500 м. Толща перекрыта без видимого несогласия нижним карбоном.

В Восточно-Алайском хребте отложения силура - нижнего девона известны в бассейне р.Коксу, в верховьях рек Урта-Казык и Чон-Казык и др. Нижняя часть, в основном срезанная разломом, сложена лавами базальтов и андезитов, их туфами, глинистыми и кремнистыми сланцами и песчаниками. Отмечены прослои и линзы известняков. В нижних горизонтах собраны лландоверийские граптолиты *Monograptus cf. acus* (Lapw.), *Monoclimacis*, *Streptograptus*; из более высоких горизонтов А.В.Ягочкин в 1970 г. нашел остатки верхнесилурийских кораллов *Favosites constrictus* (Hall.), *Spongophylloides aff. perfecta* Wkd. Мощность колеблется от 300 м до 500 м.

Верхняя часть образована зеленовато-серыми полимиктовыми и кварцитоподобными песчаниками и глинистыми сланцами. В верховьях р.Урта-Казык среди песчаников присутствуют известняки. Мощность 500-750 м. Породы содержат остатки кораллов *Favosites socialis* Sok. et Tes. f. *heterostyla* Dubat., *F. admirabilis* Dubat., *Squamocofavosites thetidis* Chekh., *Zelophyllum aff. burnakense* Ulit., и брахиопод *Spirigerina supramarginalis* (Khaf.), *Protathyris graecuscor* Kozl., характерных для исфаринского (верхний силур) - кунжакского (нижний девон) горизонтов. Эта толща перекрывается согласно среднедевонскими песчаниками и алевролитами.

Силурийская система - девонская система, средний отдел. Отложения, охватывающие практически всю силурийскую систему, а также нижний и средний отделы девонской системы, закартированы в западной части Южного Тянь-Шаня под названием каракурумской, кайдинской и манубадинской свит.

К а р а к о р у м с к а я с е р и я - S₁-D₂ кк. Распространена в Баубашатинском районе (13), в верховьях р. Майлису (стратотип), и в Атойнакском хребте. Выделена Г.С. Бискэ и Г.С. Поршняковым в 1974 г. В составе серии различаются: 1) арпатинская свита дацитовых альбитофиров, туфов и туфобрекчий с прослоями кремней, битуминозных сланцев с граптолитами *Camptograptus aff. communis* (Larw.), *Monograptus marri* Ferner, среднего и верхнего лландовери и известняков с *Halysites* вр. до 300-400 м (нормальная подошва отсутствует); 2) карабытауская свита базальтовых порфиритов, спилитов, туфов и туфобрекчий, кремней, граувакк, битуминозных сланцев с граптолитами лудловского яруса от зоны *Neodiversograptus nillsoni* до зоны *Monograptus formosus* и придольского яруса с *Pristiograptus cf. transgrediens* Ferner и др., а в долине Кугай также эрхнелоховских *Monograptus hercynicus* Ferner (определения граптолитов Р.Е. Риненберг, 1970 г.). Встречаются также известняки с *Conchidium knighti* Sow. и кораллами. Присутствие венлокских отложений не подтверждено, но вероятно. Мощность 400-800 м; 3) айрыташская свита базальтовых и андезитовых порфиритов с горизонтами и линзами кораллово-брахиоподовых известняков, содержащих фауну манакского-аккапчигайского горизонтов, редко также живетского яруса. Нижнедевонская часть толщи нередко сложена лишь маломощными туфами и сланцами тентакулитами. Мощность 500-600 м, местами до 1000 м (?).

Общая мощность серии до 1500-2000 м. Она перекрывается окдзатпесскими известняками среднего девона - нижнего карбона, либо известняками нижнего карбона.

К а и н д и н с к а я с в и т а - S-D₂ kd. Распространена на северном склоне Алайского хребта к востоку от р. Киргизата (горы Шенкол и Талдык), а также в горах Карачатыр и Намаздек (18). Выделена Г.С. Поршняковым и А.В. Яговкиным в 1959 г.

Нижняя часть каиндинской свиты мощностью до 100-200 м представлена темными глинистыми сланцами, алевролитами и песчаниками с прослоями и пачками известняков, часто обломочных. Встречаются гравелиты и конгломераты с обломками зеленых метаморфических сланцев, возможно принадлежащих протерозойской (?) канской серии. В составе верхней части каиндинской свиты преобладают полимикто-

вые песчаники с прослоями и пачками глинисто-алевритовых сланцев, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, основных туфов и известняков. Мощность каиндинской свиты варьирует от 100-300 м до 600 м.

Каиндинская свита залегает без видимого углового несогласия трансгрессивно на породах канской серии и перекрывается также без признаков углового несогласия нижнекаменноугольными известняками или несогласно - верхним палеозоем.

Стратиграфический объем каиндинской свиты в разных районах различный. В наиболее полных разрезах она охватывает диапазон от лландоверийского яруса нижнего силура до среднего девона включительно. Так, в нижней части свиты в горах Шанкол В.И.Котельников, А.В.Ждан, В.Б.Горянов нашли остатки лландоверийских *Pentamerus ex gr. oblongus* Sow., венлокских или венлокско-нижнелудловских табулят *Multisolenia tortuosa* Fritz., *Mesosolenia festiva* (Tchern.), *Favosites ex gr. gothlandicus*, F, aff. *nigarensis* Hall, кораллов *Zelophyllum aff. intermedium* Wdkd, *Ramulophyllum heterozonala* Nikol.; А.В.Ждан и В.Б.Горянов в горах Карачатыр - верхнесилурийских кораллов *Spongophylloides aff. perfecta* Dub., *Dividictyon aff. uniformis* Soc. и выше-нижнедевонских *Plasmodiophyllum ex gr. salairica* Peetz., *Microplasma ex gr. imbricatum* (Lond.) *Microphyllum aff. ligeriensis* (Bevirois). В более высоких горизонтах в горах Талдык, по данным В.А.Клишевича и А.В.Ждана, содержатся остатки эйфельских кораллов *Stenophyllum aff. hedströmi* Wdkd, *Alveolites aff. levis* Tchern. и брахиопод *Wespirifer davousti* Vern.

Манубалдинская свита - S-D₂ mb. Выделена Г.С.Биске и Г.С.Поршняковым в 1970 г. в Баубашатинском районе (13). В стратотипическом разрезе в верховьях рек Манубалды и Акджол она залегает без признаков несогласия на зеленых сланцах майлиуской свиты и представлена глинистыми и кремнистыми сланцами, часто зелеными и красными, с частыми прослоями и горизонтами мраморов, мраморизованных известняков и зеленокаменно-измененных базальтовых порфиритов и спилитов, реже андезитовых порфиритов и кремней. В истоках правой составляющей р.Кёзарт в составе свиты появляются зеленовато-серые песчаники. Мощность свиты до

1000-1500 м. Перекрывается она кумбельской кремнисто-сланцевой толщей нижнего карбона (?). В разных пунктах в известняках обнаружены остатки кораллово-строматопоровой фауны: дальневосточные - *Isafarinia* *Proroga* cf. *asiatica* Chern., *Helioplasma* sp., *Heliolites* ex gr. *interstinctus* L.; нижнедевонские или эйфельские - *Favosites* ex gr. *stellaris* Tchern., *Thamnoroga* sp., среднедевонские *Corolites* sp., *Cyclochaetetes* sp., *Gracilopora* ? sp.

Силурийская система, верхний отдел - живетский ярус - S_2-D_2 IV. Под этим индексом описываются плохо изученные толщи, залегающие на зеравшанской серии силура в приводораздельной части северного склона Туркестанского хребта, а также в истоках рек Сох, Тамдыкуль, Питаукуль и на правом берегу р. Кызылсу к западу от Катта-Карамыка (20).

Отложения представлены, по данным Г.С. Поршнякова и И.А. Марушкина (1963), сложным чередованием прослоев и пачек глинисто-песчаных сланцев и известняков с переходами по простиранию в сплошные известняки. Толща охарактеризована находками рогоз *Pholidophyllum* ex gr. *hedströmi* Wäkd., P. aff. *cilindricum* Wäkd., *Clathrodictyon* aff. *regulare* Ros. и брахиопод *Spirifer* ex gr. *pentameriformis* Tschern. и др. Мощность 900-1500 м.

В приводораздельной части западного Алая (водораздел бассейнов рек Ходжаачкан и Тамдыкуль-Питаукуль) известна толща конгломератов (500 м), сменяющаяся выше чередованием пачек известняков, сланцев и конгломератов. Общая мощность около 1500 м. Контакты толщи тектонические. Из нее известны находки живетских амфиопод *Amphiroga* *rauhosa* Phill. и брахиопод нижнего-среднего девона *Cypidula* *brevirostris* Phill., G. cf. *biplicata* Schuch., *Anlacella* (*Dalmanella*) *interlineata* Sow.

Среднедевонская фауна встречается и в сланцево-известняковой толще, периклинально окаймляющей сланцы зеравшанской серии (?) на правом берегу р. Кызылсу в районе Ачикалмы.

Силурийская система, верхний отдел - девонская система, средний отдел - S_2-D_2 . В Восточном Алае (20) под этим индексом объединяются тузкандинская и таркольская свиты, выделен-

ные А.В.Яговкиным и В.П.Клишевичем (1970). Туюзкандинская свита представлена темно-серыми глинисто-серицитовыми сланцами и алевролитами с прослоями песчаников, мраморов, туфов и туфобрекчий базальтовых порфиритов, встречаются прослои кремней. Мощность 400–450 м. Согласно налегает на бурусундинскую свиту нижнего-верхнего силура. Охарактеризована остатками позднесилурийских строматопоридей *Stromatopora concentrica* Goldf. (определение В.А.Захаровой) и силур-девонских табулят *Favosites* sp. (определение Г.С.Бискэ). Таркольская свита согласно перекрывает туюзкандинскую и сложена внизу конгломератовидными известняками с редкими прослойками терригенных пород и вулканических туфов. В верхней части преобладают терригенные породы, известняки имеют подчиненное значение. Мощность 350–450 м. Свита согласно перекрывается известняками живетского яруса. Охарактеризована остатками ранне- и среднедевонских табулят *Favosites ex gr. socialis* Sok. et Tes., *F. compositus* Tchern. *Thamnopora aff. slavica* Dubat., Lin. et Tchi, *Pachyfavosites polymorphus* Goldf., *Favosites gregalis* Porf. (определено Г.С.Бискэ); ругоз *Colummaria cf. conglomerata* Schlut., *Heliophyllum spongiosus* Schuls. (определение В.Б.Горянова); тентакулитов *Turkestanella ex gr. acuaris* Richt., *Nowakia cf. barrandei* Bouček, *N. cf. oitalensis* Klish. (определение В.Л.Клишевича), аммонойд *Erbensoceras* sp. (определение А.В.Яговкина).

Силурийская система, верхний отдел - девонская система - S_2 -D. Отложения этого возраста выделены на карте в восточной части хр.Кок-Шаал, в верховьях рек Кайче и Джангарт и на левобережье р.Сарыджаз (16), а также в Туркестано-Алае (19,20).

В Кокшаальском хребте нижняя часть разреза сложена массивными известняками, которым подчинены прослой песчаников и алевролитов. Выше располагаются переслаивающиеся слоистые известняки, глинистые сланцы, алевролиты, встречаются прослой известковых конгломератов. Верхняя часть разреза слагается известняками, с прослоями глинистых сланцев и алевролитов. Мощность всей толщи 1000–1700 м. Она залегает в тектоническом блоке. В верхней части разреза найдены кораллы *Thamnopora* sp., *Cladopora* sp., *Cerasites*

ар. позднесилурийского – среднедевонского возраста (заключение И.А.Черновой). На левобережье р.Сарыджаз в осыпи найден *Favosites* ар. девонского облика (заключение И.Б.Рухина).

В верховьях р.Сох в Туркестанском хребте толща представлена алевролитами с прослоями известняков, глинисто-известковистых сланцев, песчаников и плитчатых кремней. Местами в составе толщи преобладают известняки, чередующиеся с песчаниками, глинистыми сланцами, известково-кремнистыми сланцами и кремнями. В верхней части обычно преобладают глинистые сланцы с прослоями кремней. Мощность достигает 800-1000 м. Основание толщи неизвестно, перекрывается она с несогласием калмакауской свитой.

Описываемые отложения содержат остатки брахиопод, кораллов и tentaкулитов верхов силура – нижнего девона *Favosites forbesi* M. Edw., *P. cf. hisingeri* M. Edw., *Bospirifer tschortangensis* Nikif. *Turkestanella acuaria* (Richt.), *Sogdiana regularis* Klish., а в самых верхах разреза обнаружены среднедевонские *Uncinulus cf. parallelepipedus* Bronn.

В верховьях р.Акбуры и на южном склоне Алайского хребта между Дарауткурганом и Талдыком толща верхнего силура – девона представлена глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями углистых, кремнистых и известковистых сланцев, песчаников, реже известняков. Мощность 500-700 м. Нижняя граница толщи не известна, перекрывается она калмакауской серией. В основании толщи здесь собраны лудловские *Neodiversograptus nilssoni* (Larw.) и др., а в верхних горизонтах приидольские *Pristiograptus cf. transgrediens* Fribyl. и др. В составе толщи верхнего силура-девона в пределах Восточно-Алайского хребта и южных склонов Алая (20) объединены кочкорчинская свита, азанская серия и буринская свита. Кочкорчинская свита (Яговкин, Клишевич, 1970) представлена сланцами и известняками. Она согласно с постепенным переходом налегает на текелинскую свиту (нижний-верхний силур). Мощность до 220 м. Нижние горизонты охарактеризованы лудловскими граптолитами *Pristiograptus ludlowensis* Bonček, *Saetograptus fritschi* Ferner (определение А.М.Обута); в средней части содержатся исфаринские рогозы *Spongophylloides perfecta* Wdkd, *Trypasma ex gr. loveni* M. E. et M. (определение В.Б.Горянова) и табуляты *Favosites hisingeri*

М. В. et Н., *Propora spinosa* Chern. (мвс). (определение Г.С.Бискэ); в верхней части найдены граптолиты кунжаковского горизонта *Monograptus hercynicus* Perner (определение Т.Н.Корень) и тентакулиты *Paranowakia intermedia* (Barr.) (определение В.Л.Клишевича).

Азванская серия, по данным А.В.Яговкина, подразделяется на итульмесскую и шартскую свиты.

Первая сложена известняково-глинистыми, иногда туфогенными алевролитами и полимиктовыми песчаниками с пачками плитчатых известняков, глинистых и мергелистых сланцев и кремней. Мощность от 200 до 550 м. Нижние горизонты охарактеризованы остатками раннедевонских табулят *Favosites nitidus* Charn., *F. Nikiforovae* Chekh. и др. (определение Г.С.Бискэ), ругоз *Tryplasma hercynica* Roem. (определение В.Б.Горянова), тентакулитов *Turkestanella ex gr. esuaria* Richt., *Paranowakia intermedia* Barr. (определение В.Л.Клишевича), граптолитов *Monograptus ex gr. hercynicus* Perner (определение Т.Н.Корень). В верхних горизонтах свиты найдены среднедевонские табуляты *Favosites cifallensis* Nich., *Thamnopora kuznetsiensis* Tchern. (определение Г.С.Бискэ), ругозы *Bethanuphyllum cf. lindstromi* Frech. (определения В.Б.Горянова), тентакулиты *Nowakia cf. slichovensis* Bouček, *N. cf. barrandei* В.-Р., *Viriatellina cf. pseudogeinitziana* Bouček (определение В.Л.Клишевича). Шартская свита сложена чередующимися кремнистыми, глинистыми, углисто-глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с прослоями и пачками мергелистых известняков. Мощность от 0 до 500 м. Свита охарактеризована строматопороидеями *Actinostroma ex gr. clatratum* Nich. и др. (определение Н.А.Флеровой), тентакулитами *Nowakia karpinskii* G. E., *Viriatellina cf. tarda* Klich., *Striatostylololina* sp. и др. (определение В.Л.Клишевича) и фораминиферами *Parathuramina degmae* Sul., *Vicinesphera* и др. (определение А.Д.Миклухо-Маклая).

Буринская свита, по данным Л.Б.Вонгаза (1958), А.В.Яговкина (1965-1967), представлена серыми, светло-серыми и розовыми известняками с тонкими прослойками глинистых и реже кремнистых сланцев общей мощностью от 10 до 100 м. Она обнажается на северных склонах Восточно-Алайского хребта. Охарактеризована остатками фаменских аммоноидей *Cheiloceras subpartitum* Munst., *Prolehi-*

tes delphinus Sandb., *Clymenia laevigata* Munst. (определение А.В.Яговкина). Буринская свита, по-видимому, с параллельным несогласием перекрывает азванскую серию.

Силурийская - девонская системы, нерасчлененные. Суукторская свита - S-D sk. Обнажается в Восточно-Алайском хребте (20). Выделена А.В.Яговкиным и В.Л.Клишевичем (1970). Сложена хлорит-глинистыми, серицит-глинистыми сланцами, метапесчаниками с частыми прослоями известняков и доломитов. Мощность более 600 м. Свита с параллельным несогласием (?) налегает на протерозойскую (?) сугутскую серию. Перекрывающие отложения не установлены. Свита охарактеризована в нижней части остатками табулят плохой сохранности *Favosites* sp., *Halysites* sp. (определение И.А.Черновой), в средней - строматопоройдей *Amphiroga* sp. (определение В.М.Захаровой) и фораминифер *Archaeoerbaera* sp., *Parathuramina* sp. - в верхней (определение А.Д.Миклухо-Маклая). Судя по находкам в составе свиты *Halysites* sp., возраст ее нижних горизонтов не моложе венлока, а находки раковин *Parathuramina* sp. свидетельствуют о том, что верхняя ее возрастная граница не древнее живета.

Силурийская - девонская системы, нерасчлененные - S-D. Этим индексом в Восточном Алае (20) объединяются айляминская и актамская свиты. Айляминская свита (Поршняков, Котельников, Яговкин, 1964; Яговкин, Клишевич, 1970) сложена глинистыми сланцами, песчаниками, кремнями с линзами и прослоями известняков, базальтовых лав и их туфов. Подошва свиты неизвестна. Согласно перекрывается актамской свитой. Мощность более 400 м. Айляминская свита охарактеризована силурийскими трилобитами *Cheirurus* sp., *Encrinurus* sp. (определение З.А.Максимовой), девонскими строматопоройдеями, табулятами *Favosites interstinctus* Regn. и др. (определение Г.С.Биске), ругозами *Mucorphyllum* ex gr. *ligeriensis* Barr., *Chlamydoephyllum obscurum* Pošta. (определение В.Б.Горянова), тентакулитами *Viriatellina pseudogeinitziana* Bouček, *Nowakia slichovenensis* Bouček и др. (определения В.Л.Клишевича), аммоноидеями *Erbenoceras advolvens* (Erben), *E. solitarius* (Barr.), *Mimosphinctes*

tripartitum (Eich.), *Mimagoniatites zorgensis* Barr., *Cyroceratites laevis* Eich. (определения А.В.Яговкина) и др.

Актамская свита (Яговкин, Клишевич, 1970) представлена глинистыми и кремнистыми сланцами с прослоями и линзами известняков, песчаников, гравелитов и конгломератов общей мощностью 350–450 м. Согласно перекрывается терекской серией нижнего карбона. Нижние горизонты охарактеризованы эйфельскими тентакулитами *Striatostyliolina* cf. *raucicostata* Bouček, *Nowakia* sp. (определение В.Л.Клишевича), средние содержат живетские *Amphiroga ramosa* Phill. (определение В.М.Захаровой), а верхние – верхнедевонские фораминиферы *Maliivkinella* sp. и *Auroria ferganensis* Pojark., *Bituberitina devonica* Pojark., *Neotuberitina maljavkini* Mikh., *Quasiendothyra communis* Raus и др. (определения Б.В.Пояркова).

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонская система развита по всей площади хребтов Южного Тянь-Шаня, где преимущественно в морских фациях представлены все три отдела. Отложения девона здесь чрезвычайно разнообразны по литологическому составу и по мощностям. В Срединном Тянь-Шане нижний отдел распространен спорадически, образован континентальными терригенно-вулканогенными толщами. На большей части площади характерны континентальные красноцветные терригенные толщи среднего – низов верхнего девона, которые лишь на юго-западе замещаются морскими карбонатно-терригенными отложениями. Фаменский ярус на всей территории Срединного Тянь-Шаня морской, сланцево-карбонатного состава. В хребтах Северного Тянь-Шаня нижний и средний отделы девонской системы – красноцветные и пестроцветные терригенные, терригенно-вулканогенные, в верхней части верхнего девона местами красноцветные толщи содержат остатки морской фауны.

Граница между силуром и девонем в морских фациях проводится по подошве кунджакского горизонта, соответствующего лоховскому ярусу Богемии. Она хорошо трассируется по фауне в непрерывных карбонатных и, особенно, терригенно-карбонатных разрезах. В Срединном и Северном Тянь-Шане девон залегает с большим несогласием трансгрессивно или на силуре, или на более древних образованиях.

Граница между девонской и каменноугольной системами в мор-

ских фациях хорошо прослеживается в Срединном Тянь-Шане, где фаменский ярус в непрерывных разрезах сменяется турнейским ярусом, но в своеобразных фациях, вызывающих угнетенный характер фауны, проводится по подошве сонкульского горизонта. В карбонатных разрезах Южного Тянь-Шаня граница систем во многих случаях проводится по изменению комплексов фораминифер в карбонатных фациях и гониатитов - в кремнистых. В Северном Тянь-Шане граница девона и карбона условная.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел девонской системы принимается в объеме лохковского и пражского ярусов. К нему отнесены кызокинская, кенсуйская и баркольская свиты, караджегачская серия и недифференцированные на свиты преимущественно карбонатные толщи в СЗ части Ферганского хребта и в Восточном Алае.

Кызокинская свита - D₁ кк. Выделена Д.А.Старшининым (1971; Расчленение..., 1976) на северных склонах Туркестанского хребта, главным образом к западу от р.Аксу (18). Это толща известняков, нередко конгломератовидных, с прослоями глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность 350-400 м. Эти отложения ранее описывались как алмалыкская свита (Котельников, 1961; Зайд, 1966, и др.). Свита залегает с разрывом на терригенном силуре; кровля здесь не сохранилась. Западнее, на территории Узбекистана, эта свита согласно сменяет зааминскую свиту верхнего силура - нижнего девона, содержит остатки нижнедевонских кораллов и брахиопод и согласно или трансгрессивно перекрывается отложениями нижнего или нижнего-среднего девона. Мощность 350-400 м. Свита охарактеризована кораллами *Favosites ex gr. clarus Yanet*, *F. ex gr. interstinctus Regnell*, *F. brusnitsini Yanet*, *Pachyfavosites cf. koslowkii Sok.*, *Cladopora rectilineata Simps.* и др. и брахиоподами *Spirigerina supramarginaloides (Khalf.)*, *Clorindina arataeformis (Nikif.)* и др., свойственными манакскому горизонту нижнего девона.

Таким образом, возраст кызокинской свиты в целом следует датировать манакским временем, причем и кровля, и подошва свиты, по-видимому, располагаются внутри манакского горизонта.

Кенсуйская свита - D, kd. Распространена в западной части Атбашинского хребта (15). Выделена в 1957 г. А.Е.Довжиковым. В 1972 г. А.Г.Конюхов, Е.В.Христов и др. установили принадлежность свиты к кунжакскому горизонту девона. Нижняя часть свиты слагается кварц-полевошпатовыми песчаниками с прослоями известняков 300 м. Средняя часть свиты внизу и вверху сложена криноидно-коралловыми известняками, в средней части залегают кремни темно-серого и черного цвета, кремнисто-серицитовые сланцы и известково-кремнистые песчаники. Мощность не менее 750 м.

Свита согласно залегает на известняках чирмашской свиты позднего силура - раннего девона, верхняя стратиграфическая граница свиты не установлена. В свите содержатся остатки ругоз, табулят, строматопороидей, среди которых были определены *Trypania altaica* Dub., *Emmonsia crassa* Chern. (msc), *Favosites kunjakensis* Chekh., *Cladopora bella* Mir., *Heliolites diligens* Bond., *Heliolites parvistella* (Roem.), *Densastroma podolicum* Janc., *Hermatostroma pseudococentrica* Zach. и др. (определения А.П.Павловой, И.А.Черновой, В.М.Захаровой, принадлежащие лохковскому ярусу девона.

Караджегачская серия - D, kd. Распространена в низких предгорьях Алайского хребта от левобережья р.Сох на западе до долины р.Киргизата на востоке (18). Выделяется впервые. Она включает образования анкорсайской и караджегачской серий В.И.Котельникова и др., картировалась под названием исфайрамской, ташказанской, джидалинской и аккумуляской свит (Кушнарь и др., 1956). В таком же понимании объема отложениям, относимым к караджегачской серии, было ранее предложено название джидалинской свиты (Горняков и др., 1961). Однако в дальнейшем объем джидалинской свиты был сильно сокращен и разные ее части получили указанные выше свитовые названия.

К западу от р.Шахимардан, в северном подножии хр.Сондаль-Катран, а также к северу от хр.Каузан в междуречье Исфайрам-Абшир и далее к востоку до низовьев р.Чачме, в нижней части серии резко преобладают сланцы и алевролиты, чередующиеся с песчаниками. Гравелиты и конгломераты образуют единичные прослои. В верх-

ней части серии количество конгломератов достигает 30% объема пород. В кровле серии среди песчаников и сланцев появляются линзы и прослои известняков. Мощность серии не превышает 1000 м.

В междуречье Шахимардан-Исфайрам, к югу от хр. Акташ-Арпалык-Каузан караджегачская серия образована двумя макроритмами, каждый из которых начинается конгломератами, гравелитами, песчаниками с биостромами, а венчается песчаниками, алевритами и сланцами.

Караджегачская серия залегает на толщах нижнего силура - нижнего девона и согласно перекрывается девонскими известняками.

Серия охарактеризована многочисленными органическими остатками нижнедевонской фауны *Sieberella sieberi* (Buch.), *Stropheodonta stephani* Barr., *Gypidula* cf. *pelagica* Barr., *Favosites brusnitsini* Peetz, *Acanthophyllum heterophyllum* E.-H. и флоры *Zosterophyllum*, *Psilophyton*, *Taenioocrada*. В самых верхах серии собраны среднедевонские *Carinata signifera* Schnur., *Atrypa* ex gr. *flabellata* Roem., *Columnaria sulcata* Goldf. Таким образом, возраст основной части серии укладывается в ранний девон, но не исключено, что ее верхняя часть переходит в средний девон.

Баркольская свита - D, br. Распространена в Киргизском, Сусамырском, Джумгольском, Заилийском хребтах, Кунгей и Терской Алатау (1,2,3,7). Выделена В.Я.Медведевым в 1958 г. в западной части Киргизского хребта. Нижняя ее часть сложена андезитовыми порфиритами с прослоями дацитов, андезитобазальтов, их туфов, кварцевых порфиров, глинистых и кремнистых сланцев. Мощность 500-600 м. В средней части преобладают туфоконгломераты и туфы андезитовых порфиритов, а также лавы и туфолавы андезитобазальтов и дацитов. Мощность 200-450 м. Верхняя часть сложена туфолавами андезитовых и базальтовых порфиритов. Мощность 200-350 м. Общая мощность свиты 400-1300 м.

Баркольская свита несогласно залегает на различных горизонтах протерозоя и среднего ордовика и перекрывается нижне-среднедевонскими толщами кислых эффузивов. Органические остатки не выявлены. О возрасте баркольской свиты нет единого мнения. Одни исследователи (Медведев, 1960; Белькова, Огнев, 1964) считают ее верхнеордовиковской, другие - силурийской (Киселев, Королев, 1964). Большинство геологов (В.И.Кнауф, Е.Н.Горецкая, А.А.Черепанов,

Т.А.Додонова и др.) склонны считать ее нижедевонской.

Арчаконушская свита - D₁ ? аг. Распространена на юго-западном склоне Чаткальского хребта. Выделена из состава кугалинской свиты нижнего-среднего девона при крупномасштабных геологических съемках. Свита с базальными конгломератами (20-250 м) в основании с угловым и азимутальным несогласием залегает на отложениях нижнего силура и более древних толщах.

Вышележащая часть свиты сложена внизу андезитовыми порфирирами, сверху - дацитовыми порфирами, красноцветными песчаниками, конгломератами, гравелитами. Общая мощность достигает 1100 м.

Перекрывающие образования относятся к живецкому ярусу. Органические остатки не обнаружены. Свита отнесена к нижнему девону на основании стратиграфического положения.

Нижний девон - D₁. В Баубашатинском районе (13) местами выходят плитчатые окремненные криноидные известняки с прослоями массивных обломочно-органогенных известняков, известково-глинистых и кремнистых сланцев. В известняках на р.Шаддырак, Восточная Карасу, в горах Акташ найдены кунжакские брахиоподы и кораллы *Symostrophia costatula* (Barr.), *Favosites koslovskii* (Sok.) (определения А.А.Малыгиной и Г.С.Бискэ, 1969-1971 гг.), а в верхней части - фауна манакской-сандальского горизонтов нижнего девона. Мощность 200-250 м, редко до 500 м. Эти известняки согласно перекрывают испатаускую свиту верхнего силура - нижнего девона и согласно перекрыты массивными аккурганскими известняками нижнего - среднего девона. Это определяет их раннедевонский возраст.

В Восточно-Алайском хребте (20) к нижнему девону, по данным А.В.Яговкина и В.А.Клишевца (1970), относится сланцево-карбонатная толща, распространенная на северном склоне горы Каратума. Толща сложена тонкослоистыми, часто органогенными и органогенно-детритовыми известняками со слоями мергелистых известняков, мергелей, известково-глинистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев. Мощность 220-250 м.

Описываемые отложения залегают согласно на известняках верхнего силура - девона, перекрываются темно-серыми до черными известняками среднего - верхнего девона.

Возраст подразделения обоснован находками в нижней его части кунжакских *Monograptus hercynicus* Perner (определения Р.Е.Риненберг), *Paganowakia obuti* Bouček, *Corniculina karatimensis* Klíš. (определения В.Л.Клишевича) и др. В верхней части толщи собраны манакские *Pachifavosites kozlovskii minima* Chekh. (определения Г.С.Бискэ).

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

В связи с неясностью положения в биостратиграфической схеме органических остатков, а также в ряде случаев из-за малой площади выходов на карте, выделены толщи переходного возраста между нижним и средним отделами девонской системы.

Пражский - эйфельский ярусы.
К этому подразделению относятся караванкульская и аккурганская свиты.

Караванкульская свита - D₁₋₂ kv.
Распространена в восточном Алае (20). Выделена Г.С.Поршняковым в 1964 г.

Сложена свита эффузивно-осадочными породами и почти повсеместно разделяется на две пачки: нижнюю - эффузивно-осадочную и верхнюю - существенно осадочную. Вулканогенные породы нижней части свиты представлены хлоритизированными базальтами, базальтовыми порфиритами, иногда миндалекаменными, туфами и туфобрекчиями основного состава, туфосланцами. Вулканогенные породы чередуются с пачками и прослоями сланцев, алевролитов, песчаников, линзами и прослоями органогенных обломочных известняков, мергелистых известняков. Окраска вулканогенных пород от темно-серой до зеленовато-серой, осадочных - обычно серая и темно-серая.

Верхняя часть свиты сложена серыми и темно-серыми сланцами и алевролитами, переслаивающимися с песчаниками. Встречаются единичные прослои базальтов, туфов, пачки кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев.

Нижняя граница караванкульской свиты с подстилающей устькоксуйской свитой проводится по смене полимиктовых песчаников, характерных для верхов устькоксуйской свиты, вулканогенными породами. Верхняя граница - по подошве грубослоистых песчаников перекрывающей ихэвьякской свиты.

Мощность свиты составляет 250–450 м, причем большая ее часть приходится обычно на долю вулканогенно–осадочной нижней половины свиты.

Возраст свиты документирован многочисленными находками органических остатков в ее нижней и средней частях.

В нижней ее части собраны брахиоподы *Howellella* ex gr. *angustiplicata* Kozl., *Schelwienella* ex gr. *umbraculum* Schel., (определения М.А.Ржонсницкой); табуляты *Favosites* ex gr. *forbesi* M. E. et H., *Favosites* ex gr. *brusnitzini* Peetz., *F.* ex gr. *fungites* Sosn., *Squameofavosites* aff. *bohemicus* Pošta и др. (определения Ю.С.Бискэ и Ю.И.Тесакова); ругоз *Tryplasma* aff. *devoniana* Soshk., *Rhysophyllum* aff. *gervillei* (Boyle), *Mucophyllum* ex gr. *ligeriensis* (Barr.), *Acontophyllum* ex gr. *pseudoheliantoidea* (Scherzen) и др., характерные для нижней части девона.

В средней части свиты встречен комплекс органических остатков, характерный для верхов нижнего девона и низов среднего. Здесь собраны табуляты *Favosites* ex gr. *regularissimus* Yanet, *F. regularissimus* Yanet, *F. clerbispinus* Mir. et Dubat., *F.* cf. *robustus* Lec., *Pachyfavosites nitella* (Winch.), *P.* aff. *vilvaensis* Sok., *Corolites hamidulicus* Kim., *Oculipora* cf. *parva* Kim (определения Г.С.Бискэ и Ю.И.Тесакова); ругозы *Stenophyllum* cf. *hedstromi* Wdkd, *Stenophyllum* sp., *Favistella* sp. (определения В.В.Горянова); *Amphypora* ex gr. *vetustior* Gür.

А к к у р г а н с к а я с в и т а - D₁₋₂ ак. Выделена Л.И.Турбиным в 1959 г. в Баубашатинском районе (13). Сложена известняками, в основном толстослоистыми до массивных, органогенными. В некоторых разрезах в нижней части содержатся криноидные окремненные известняки, известковистые сланцы и органогенные известковистые брекчии. Мощностью от 200 до 500 м. Свита согласно налегает на карбонатную испатаускую свиту верхнего силура – нижнего девона и согласно или с перерывом перекрывается босоготашской свитой среднего девона. Свита, по данным А.А.Мальгиной и др. (1973), включает отложения кунжакского, манакского, сандальского, дяглынского и акалчигайского (беубашатинского) горизонтов, хорошо охарактеризованные остатками брахиопод, кораллов и тентакули-

тов, т.е. располагается в интервале от лоховского до эйфельского ярусов.

Нижний отдел - эйфельский ярус. Карагирская свита - D₁₋₂ кр. Распространена в Атбашинском хребте (15). Выделена в 1957 г. А.Е.Довжиковым. Подробно описана в 1972 г. А.Г.Конюховым, Е.В.Христовым и др. В нижней части преобладают серицито-глинистые, известково-глинистые, глинисто-кремнистые сланцы, алевролиты, присутствуют прослои комковатых и обломочных известняков. Верхняя часть сложена криноидно-обломочными известняками. Мощность свиты 700-1400 м. Она согласно залегает на породах верхнего силура и перекрывается отложениями вулканогенной толщи среднего-верхнего девона.

Возраст свиты определяется находками *Favosites kunjakensis* Chekh., *F. ex gr. interstinctus* Regn., *F. ex gr. maubasensis* Koval., *F. ex gr. forbesi* M. Edw. et Haim., *F. aff. nikiforovae* Chekh., *F. ex gr. jaivaensis* Sok., *Squameofavosites thetidis* Chekh., *Pachyfavosites aff. polymorphus var. cronigerus* Orb., *Fasciphyllum halliaforma* Soshk., *Pseudamplexus quadripartites* Soshk. Возраст фауны раннедевонский, можно предполагать, что она переходит и в эйфель.

Нижний отдел и эйфельский ярус среднего отдела объединенные - D_{1+D₂} ef. Такие отложения широко развиты в пределах Джанджирского района, где обособлены в 1955-1956 гг. А.Е.Довжиковым.

Это подразделение образовано в основном массивными и грубослоистыми известняками, в нижней части разреза иногда криноидными, детритусовыми и брекчиевидными. В Уланском хребте, по данным В.Г.Королева (Бакиров и др., 1961), разрез двухчленный: внизу массивные криноидные и доломитистые известняки, сверху плитчатые известняки с прослоями кремнистых пород, туфов, основных эффузивов. В Иньльчекском хребте, по данным В.А.Иордана, верхняя часть разреза сложена глинистыми и известковистыми сланцами с прослоями криноидных известняков. Мощность отложений от 500-800 м на западе (Сарьбелес, Уланский и Джанджирский хребты) до 1000 м и более на востоке (Иньльчекский хребет). Изменения мощности свя-

заны с тем, что нижняя граница описываемых отложений в единичных карбонатных разрезах проводится на разном возрастном уровне в пределах нижнего девона: то внутри лохковского яруса, то по подошве пражского яруса. Граница с живецкими отложениями проводится по смене органических остатков, но в Уланском хребте, по данным В.Г.Королева (Бакиров и др., 1980), между известняками эйфельского и живецкого ярусов наблюдается размыв и пачка известняковых конгломератов. Наиболее полная фаунистическая характеристика разреза получена А.А.Мальгиной в хр.Сарыбелес. В лохковском ярусе характерны *Plectatrypa marginalis* (Dalm.), *Stropheodonta costatula* (Barr.), *Samarotoechia famula* Barr. и др.; в нижней части пражского яруса - *Pentamerella arataeformis* Nikif., *Uncinulus kekelikensis* Nal., а в верхней - *Stropheodonta stephani* (Barr.), *Sieberella sieberi* (Buch.), *Karpinskia conjugula* Tschern, и др. Эйфельская фауна представлена *Stropheodonta uralensis* Vern., *Uncinulus parallelepipedus* (Bronn.), *Stenochisma atrypoides* Nikif., *Calceola sandalina* Lam. и др.

Нижний отдел - живецкий ярус среднего отдела - D₁-D₂ Іv. В Восточно-Алайском хребте (20) под этим индексом объединяются три свиты, выделенные А.В.Яговкиным в 1967 г.: карабельская, уртаказьская и теректауская. Они участвуют в строении гор Теректау. Карабельская свита (200 м) сложена известняковыми песчаниками с редкими прослойками гравелитов. Содержит остатки брахиопод *Striispirifer aff. abmirabilis* Nikif., *Protathyris praecursor* Kosl. (определение М.А.Ржонсницкой), ругоз, табулят и строматопоридей. Согласно налегает на устьейбалинскую свиту верхнего силура - нижнего девона. Уртаказьская свита согласно перекрывает карабельскую. Она образована слоистыми известняками с прослойками известняковых конгломератов, песчаников и сланцев. Мощность до 340 м. Нижние горизонты свиты охарактеризованы остатками брахиопод нижнего и низов среднего девона, в том числе *Spirigerina supramarginalis* Khalif., *Stegerhynchus pseudolivonicus* Volk., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn. (определение А.А.Мальгиной). Верхние горизонты содержат остатки брахиопод яглянского горизонта *Levicenschidella cf. vagrenica* Khod., *Jvdelinia cf. procerulla* Barr., *Jv. be-*

tocostata Khod., *Cyrtina heteroclyta* Deufr. и эйфельского яруса *Desquamatia desquamata* Sow., *Megastrophia uralensis* Vern. (определение М.А.Ржоненицкой). Уртаказыкская свита согласно перекрывается теректауской свитой. В ее составе преобладают массивно слоистые и грубослоистые органогенные известняки с многочисленными остатками строматопородей, ругоз табулят и брахиопод. Нижние горизонты относятся к эйфельскому ярусу и охарактеризованы *Megastrophia uralensis* Vern., *Zdimir baschkiricus* Tschern.; верхние - к живетскому ярусу и содержат *Stringocerphalus burtini* Deufr., *Emanuella subumbona* Hall. (определение А.А.Мальгиной). Мощность свиты 500-530 м. Суммарная мощность описываемых отложений превышает 1000 м.

Арпапаятская свита - D₁₋₂ ар. Выделена Д.А.Старшининым в 1965 г. на северных склонах Туркестанского хребта к западу от р.Ляйляк (18). Распространена в горах Западный Акташ, Джангыэжыр, Андыгентау, на правом берегу р.Исфары (Майдан), на левобережье р.Сох (бассейн р.Аксу) и в горах Каузан (Кокбелес). Описывались ранее под названием или в составе алмалыкской свиты (В.Б.Горянов, П.В.Зайд, Г.С.Поршняков, В.И.Котельников и др.). В составе арпапаятской свиты характерны пестроцветные конгломераты, гравелиты и песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, с линзами и прослоями известняков, мергелей и доломитов; местами встречаются прослои основных и средних эффузивов. Мощность от 20-30 до 500-600 м. Арпапаятская свита залегает с разрывом на различных более древних отложениях (терригенный силур, заминская и кизокинская свиты). Перекрывается она в непрерывном разрезе доломитами нижней части алайской серии. Свита охарактеризована нижедевонскими и эйфельскими кораллами *Faviscyphillum schlüteri* Soshk., *F. cf. medianum* Soshk., *Coenites* ex gr. *clathratus* Stein, *Cladopora* aff. *elegans* Dub., *Thamnopora savitschevii* Dub. и др. и брахиоподами нижнего девона *Spinatrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Janius irbitensis* (Tschern.), *Ferganella turkestanica* Nikif., *Latonotoechia atropoidea* ? Nikif. и др. Известны отдельные находки живетских кораллов *Favistella* ? *rhenana* Sosn. и амфиоп *Amphipora* cf. *ramosa* Phill. (Д.А.Старшинин, 1965, 1971). С учетом возраста подстилающих и перекрывающих отложений возраст

арпапатской свиты может быть оценен как раннедевонский (манакский) – среднедевонский.

Б е д е л ь с к а я с в и т а - D₁₋₂ bd. Распространена в центральной и западной частях хр.Кокшаал (16). Выделена А.В.Довжиковым. В восточной части своего распространения, в междуречье Пикертык – Узенгегуш, она по данным М.Б.Иванова, М.М.Пуркина и других, сложена преимущественно мелко- и среднезернистыми кварцевыми и полевошпатово-кварцевыми песчаниками, выделяется также алевролитоглинисто-сланцевая пачка. Мощность до 2400 м. Основание свиты не вскрыто, она согласно перекрывается отложениями верхнего девона – нижнего карбона.

В западной части хр.Кокшаал состав свиты преимущественно песчаниковый, но встречаются прослои кремнистых сланцев, известняков и туфокогломератов. В терригенных фациях белдельская свита фаунистическими остатками не охарактеризована. Возраст ее определяется условно, но видимо согласно положению в разрезе ниже толщ с фауной верхнего девона – нижнего карбона, а также находками на западе, по долине р.Кепкоо, в прослоях известняков остатков мшанок *Fistulipora*, *Eridotrypa*, *Batostopora*, *Saffordotaxis* девонского облика (сборы В.Д.Брежнева, определения и заключение О.Ф.Лазуткиной).

Я с с и н с к а я с в и т а - D₁₋₂ js. Распространена в Яссинском районе, главным образом в долине р.Яссы (14,20). Выделена в 1946 г. В.И.Тихоновым (1948). Сложена внизу и вверх алевролитами и сланцами с подчиненными песчаниками. В середине выделяется груборитмичная толща песчаников. Мощность около 2000 м. Согласно залегает на сланцево-карбонатной толще верхнего силура – нижнего девона и перекрывается джартабинской свитой среднего-верхнего девона. В песчаниках средней толщи найдены остатки наземных растений *Aphyllorthis* sp., *Hastimella* sp. конца силура или раннего девона (Брежнев, 1967). Сланцы верхней толщи содержат линзы известняков с тентакулитами *Monakia Groniaei* G. L., *Viriatellina* sp. и др. низов среднего девона, а вблизи кровли найден детритовый известняк с живетскими ? кораллами *Seenites* sp., *Dendrosetella rhenana* (Froeh.) (Бискэ, Поршняков и др., 1974; определения В.Л.Клишевича, В.Б.Горянова). Аналогом яссин-

ской свиты, по крайней мере, средней ее части, в Кокшаальском районе является бедельская свита.

Б а л ь к т и н с к а я с в и т а - D_{1-2} ? *bl.* Распространена в западной части Джангджирского хребта и к югу от оз. Чатыркуль (15). Выделена С.С.Шульцем (1938). По данным Л.А.Эктовой, Г.Л.Бельговского, Ж.В.Христова и др., свита складывается в нижней части разреза зеленовато-серыми полимиктовыми и кварцевыми песчаниками с подчиненными прослоями серицито-кремнистых, хлорито-кремнистых и других сланцев. В верхней части свиты сланцы преобладают. Мощность свиты оценивается в интервале от 1200 до 2400 м.

Контакты свиты повсеместно тектонические. В долине р.Кенсу предполагается нормальный стратиграфический контакт с силуром - нижним девонем.

В нижней части разреза свиты были найдены остатки *Toeniosgrada cf. langi Stock.* (сборы Л.А.Эктовой) ранне-среднедевонского возраста (заключение Н.М.Петросян).

К и р г и з а т и н с к а я с е р и я - D_{1-2} *ks.* Распространена в северных предгорьях Туркестанского и в Алайском хребтах, а также в горах Карачатыр и Алдыяр (18). Выделена Г.А.Каледой в 1956 г. как подразделение, объединяющее яшскую и араванскую свиты (Каледа, 1962).

Киргизатинская серия имеет двухчленное строение. В нижней части выделяется толща туфов базальтовых порфиритов, чередующихся с покровами базальтовых порфиритов, диабазов, андезитовых порфиритов и реже пикритовых порфиритов. Встречаются прослои кремнистых и кремнисто-карбонатных пород, алевролитов и туфогенных песчаников, линзы и прослои известняков. Верхняя часть серии представлена шаровыми лавами базальтовых порфиритов и диабазов, часто мицдалекаменных. На границе двух толщ, или в основании араванской свиты, выделяется пачка существенно известнякового состава, содержащая также прослои обломочных пород. Мощность серии оценивается обычно от 500-1000 м до 2000-3000 м и более.

Залегает киргизатинская серия по резкому контакту на песчано-сланцевых образованиях силура. По данным В.В.Горянова и др. (1978), в долине Джилису под киргизатинской серией выделяются

осадочно-вулканогенные образования верхнесилурийского-нижнедевонского возраста, не включаемые ими в состав серии. Перекрывается киргизатинская серия повсеместно кремнистыми образованиями ходжагаирской свиты среднего девона - нижнего карбона, местами с признаками перерыва в осадконакоплении.

Серия охарактеризована находками в известковых линзах и прослоях кунякских *Favosites kozlowskyi* Sok., *Tryplasma* ex gr. *loveni* (H. Edw. et H.) и др.

В средней части известны пражские *Favosites interstinctus* Regn., *Cypridula* cf. *integra* Barr., *Espirifer* cf. *secans* Barr., *Karpinskia conjugula* Tschern., а в верхней части - элиховские (ляглянские) *Favosites* ex gr. *goldfussi* Orb., *Espirifer superbus* (Richw.), *Quadrithyrina mesodevonica* Nal., *Uncinulus parallelepipedus* Bronn., *Nowakia cancellata* (Richt.).

К киргизатинской серии в Баубашатинском районе (I3) на карте условно отнесены толщи базальтового состава, входящие в состав вулканогенных разрезов X). Здесь преобладают базальтовые порфири-ты с авгитом или титан-авгитом, реже андезитовые и андезитобазальтовые порфири-ты. Им подчинены пачки и слои туфобрекций, туфов и кремней. Мощность до 1500-2000 м. Вулканогенный девон согласно перекрывает терригенный или кремнисто-сланцевый силур и согласно перекрывается известняками среднего девона. Иногда на вулканитах трансгрессивно лежат известняки нижнего карбона. Органические остатки, в основном кораллы и брахиоподы, найдены в известняковых горизонтах (рифях) и связанных с ними шлейфах обломочных известняков. Они относятся чаще всего к верхам нижнего и низам среднего девона, хотя известны находки также кунякской (лохковской) и живетской фауны (определения Г.С.Вискз, А.А.Малыгиной, В.Л.Клишевича и др.).

X) На среднемасштабных геологических картах (Т.А.Додонова, Д.И.Турбин) вулканогенные толщи, включаемые авторами настоящего раздела в киргизатинскую серию, выделены в качестве живетских, что подтверждено многочисленными сборами фауны. Обфузиям северной Верганы в возрастном отношении не отвечают киргизатинской серии. Последняя, согласно приведенному выше списку окаменелостей, не выходит за пределы нижнего девона (Примечание В.И.Кнауфа).

Намаздыкская свита - D₁₋₂ nm (намаздыкская толща, Г.С.Бискэ, Г.С.Поршняков, 1974). Выделяется в Баубашатинском районе, в верховьях р.Майлису (13). В стратотипическом разрезе у пер.Намаздык на правом берегу Майлису свита включает пестроокрашенные граувакковые песчаники с обломками сланцев, в том числе эпидот-хлоритовых, кремней, спилитов и базальтовых порфиритов, присутствуют конглобрекции того же состава, прослои основных эффузивов и туфов, линзы известняков и известняковых конгломератов. Мощность 200-300 м. Налегает с размывом, но без видимого углового несогласия, на канскую серию (FR ? kn). В породе свиты найдены остатки кораллов и брахиопод верхов нижнегонизов среднего девона *Favosites* ex *gr. goldfussi* d'Orb., *Bethanurphyllum soetenicum* (Schlüt.), *Cyathostrophia nobilis* (M'Cooy) и др. (определены Г.С.Бискэ, А.А.Малыгиной, 1968-1971 гг.).

Кугалинская свита - D₁₋₂ kg. Распространена на междуречье Кассансай-Сумсар. Выделена как стратиграфолитологическое тело под названием порфир-туфовой толщи А.С.Аделунгом, Н.В.Ивановым, Н.М.Синицыным (1937), названа А.С.Макаровым (1965). В основании залегают конгломераты с прослоями песчаников. Вышележащая толща представлена внизу андезитовыми и андезито-дацитовыми порфиритами и их туфами, сверху - туфами и туфобрекчиями дацитовых порфиритов с линзами и прослоями туфоконгломератов, туфобрекчий, липаритовых порфиров. Мощность до 560 м.

Свита несогласно залегает на силурийских отложениях и также несогласно перекрывается песчано-сланцевой толщей живетского яруса. Время образования ее относится, по-видимому, к нижнему и среднему (эйфаль) девону.

Альмерекская свита - D₁₋₂ al. Развита в Киргизском, Заилийском, Джумгольском хребтах и в хр.Терской Алатау (1-4). Выделена Ю.В.Жуновым и Р.М.Израилевой в 1967 г. в Кас-текском хребте.

Альмерекская свита сложена в основном липаритовыми порфирами, дацитами, фельзитами и их туфами. В наиболее полном разрезе свиты по долине р.Аксу в Киргизском хребте В.А.Грищенко разделяет ее на три пачки: 1) нижняя - сферолитовых фельзитов со сферолитами липаритовых порфиров и их туфов (100-125 м); 2) средняя

начинается туфоконгломератами, выше развиты фельзиты, пестроцветные кремнистые туффиты, туфопесчаники и бурые туфолавы (360 м); 3) верхняя - в основном красно-бурые и розовые фельзиты, фельзитпорфиры, их туфы и кластолавы, местами содержащие в основании горизонт липаритовых порфиров и дацитов (325 м). Общая мощность 775-800 м. В Заилийском хребте наиболее широко развиты фельзиты, часто сферолитовые ("икряные"), фельзит-порфиры, их туфы и игнибриды. Мощность колеблется от 50 до 1300 м. В Джумгольском хребте свита сложена липаритовыми порфирами и дацитами, их туфолавами и туфами, в нижней половине разреза содержащими прослойки андезитов. Мощность 200 м. В Терской Алатау развиты в основном липаритовые порфиры и их туфы, местами содержащие прослойки андезитов. Мощность колеблется от 500 до 1500 м.

Альмерекская свита с разрывом и местами с конгломератами в основании залегает на баркольской свите нижнего девона или породах нижнего палеозоя и протерозоя. Перекрывается каракольской свитой среднего девона.

Возраст свиты обосновывается находками в Кастекском хребте отпечатков стеблей и побегов *Dicranophorus* (возможно *Lidaeaishorhyton* sp.), характеризующих, по заключению М.А.Сенкевич, ранне-среднедевонский возраст осадков (Ю.В.Жуков, Р.М.Израилева).

Девонская система, нижний - средний отделы - D₁₋₂. Под этим индексом на карте выделены вулканогенные породы, развитые в Нарынском (10) и Баубашатинском (13) районах, а также терригенные и карбонатно-терригенные толщи Кокшаала (16) и Восточного Алая (20). В Нарынском районе Срединного Тянь-Шаня вулканы этого возраста распространены по долине р.Сарыджаз и на левобережье р.Куйлю. В долине р.Сарыджаз развиты лиловые, коричнево- и красно-бурые щелочные базальтоиды (банакиты, трахибазальты, псевдолейцитовые туффиты, анальцимовые базальты, их туфолавы и туфы. Мощность от 50 до 400 м. Они резко несогласно лежат на нижнепротерозойских гнейсах и кристаллических сланцах толщи Куйлю и, по данным В.И.Кнауфа, перекрываются песчаниками толькоубашской свиты среднего-верхнего девона. Условно к образованиям этого возраста отнесена вулканогенно-осадочная толща, залегающая в тектоническом блоке на лево-

бережье р.Куял. Здесь в основании видимого разреза толщи лежат порфириты и их туфы с прослоями алевролитов и бурых сланцев. Вверх по разрезу они сменяются песчаниками и конгломератами с гранитной галькой. Неполная мощность 550 м. Органические остатки не выявлены.

Ранне-среднедевонский возраст толщи принимается по положению в разрезе по аналогии с подобными вулканогенными образованиями кугалинской свиты Кассанского района. Т.А.Додонова целочные базальтоиды долины р.Сарыджаз считала позднепермскими - раннетриасовыми.

В Баубашатинском районе индексом нижний-средний девон показана изолированно развитая в верховьях р.Караункур садкейская толща эффузивов контрастного состава (Бискэ, Цветков, 1975; Поршняков и др., 1971). Она включает андезито-базальтовые или дацитовые альбитофиры, среди которых встречаются пласты и линзы известняков с брахиоподами, кораллами и иногда тентакулитами верхов нижнего - низов среднего девона вплоть до слоев с *Zdimir pseudobaschkiricus* (Tschern.) (определения А.А.Мальгиной, Г.С.Бискэ, В.Л.Клишевича). Мощность 400-600 м. Нормальная подошва не наблюдается, выше садкейской толщи согласно (9) залегают эффузивы босоготашской свиты среднего девона. Базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы наблюдаются также на правом борту долины Восточная Карасу; мощность их здесь до 1600 м.

В Восточном Алае под этим индексом объединены таунмурунская и музбельская свиты, выделенные А.Е.Яговкиным в 1967 г. Они принимают участие в строении известняковой гряды Арчалтур. Таунмурунская свита сложена светлыми массивными органогенными известняками. Мощность 0 до 300 м. На восточных склонах гор Арчалтур они замещаются слоистыми известняками с прослоями глинистых сланцев и известковистых песчаников. Местами устанавливается налегание таунмурунской свиты на песчаники икезаякской свиты. В рифовой фации таунмурунская свита охарактеризована разнообразными органическими остатками нижнего и среднего девона до эйфельского яруса включительно, в том числе брахиоподами *Sieberella sieberi* Buch., *Karpinikia conjugula* Tschern., *Carinata* ex gr. *flabellata* Roem., *Cyrtina heteroclyta* Defr. *Zdimir pseudobaschkiricus*

Tschern., *Megastrophia uralensis* Vern. (определения М.А.Ргон-
смицкой и А.А.Малыгиной). Музбельская свита согласно налегает на
таунмурунскую, представлена слоистыми известняками с прослоями
доломитов общей мощностью до 570 м и охарактеризована комплексом
строматопор, ругоз, табулят, брахиопод, в том числе *Stringose-*
rphalus burtini Defr., и *Chascothyris* sp. (определение А.А.Малы-
гиной). Возможно, верхние горизонты свиты относятся к низам
верхнего девона, о чем свидетельствуют единичные находки раковин
фораминифер *Parathuramina elegans* Pojark., *Auroria ferganensis*
Pojark. (определение В.В.Пояркова).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний отдел девонской системы при составлении карты при-
нят в объеме зйфельского (чарканакская и икезякская свиты) и жи-
ветского (текедиторская, босоготашская свиты и др.) ярусов. Сред-
ний девон без ярусного деления включает каранкольскую и аральскую
свиты и условно кольбашинскую свиту и толщи кислых эффузивов в
Чаткале.

И к е з я к с к а я с в и т а - D₂ ik. Выходит в хреб-
тах Восточного Алая (20). Выделена в 1967 г. А.В.Яговкиным. Сложна
олигомиктовыми песчаниками с прослоями глинистых сланцев.
Мощность до 300 м. Согласно налегает на карванкульскую свиту
нижнего-среднего девона. Установлен также согласный верхний
контакт с зйфельскими известняками. Органических остатков не со-
держит. Зйфельский возраст принят по положению в разрезе.

Ч а р к а н а к с к а я с в и т а - D₂ бг. Развита в
Чаткальском хребте (II, I2). Выделена вместе с арчаконульской сви-
той из состава кугалинской свиты при геологических съемках в на-
чале 60-х годов. Сложена эффузивами среднего и кислого составов,
перемежающимися с туфами, конгломератами и песчаниками. В осно-
вании залегают крупногалечные конгломераты (85 м), затем кварце-
вые и дацитовые порфиры (120 м), отделенные пачкой красноцветных
полимиктовых песчаников (110 м) от венчающей разрез пачки туфо-
лав и туфов андезитовых и андезито-дацитовых эффузивов (260 м).
Такой разрез свиты описала Г.Н.Ситкевич в 1964 г. в районе
р.Сумсар.

Мощность свиты изменяется от 80 до 600 м. Она с размывом, небольшим угловым и азимутальным несогласием залегает на арчако-нушской свите предполагаемого нижнего девона и на отложениях нижнего силура и перекрывается конгломератами, начинающийся разрез живетского яруса. Органические остатки не найдены. По положению в разрезе предполагается среднедевонский возраст, не моложе эйфельского века.

Т е к е л и т о р с к а я с в и т а - D₂ tk. Впервые была намечена как геологическое тело А.Е.Довжиковым в 1954-1955 гг., выделена и названа В.Г.Королевым в 1956 г. (Бакиров и др., 1961). Развита в Уланском хребте, горах Коджеге и хр.Учкуль.

В стратотипе, на северном склоне Уланского хребта, состоит из двух частей. Внизу преобладают кремнистые породы с прослоями яшмобрекчий и туфов, линзами известняков, покровами долеритов и диабазов. Верхняя состоит из андезитовых, базальтовых и трахибазальтовых порфиритов и их туфов, содержащих рифы и разных размеров включения органогенных известняков. Мощности 450-1000 м. Свита залегает трансгрессивно или без видимого несогласия на известняках нижнего девона - эйфельского яруса и согласно перекрывается известняками живетского яруса. В рифовых известняках обнаружены живетские *Stringocephalus burtini* Defr. и *Amphipora ramosa* Phill. вверху, *Vagrana kolumensis* Hal. - внизу (сборы В.Г.Королева, определения А.А.Малыгиной и В.М.Захаровой). Тем самым текелиторская свита должна относиться к живетскому ярусу среднего девона. Наблюдается ее фациальное замещение живетскими карбонатными породами.

Б о с о г о т а ш с к а я с в и т а - D₂ вв. Распространена в Баубашатинском горном узле (13). Выделена в конце 50-х годов Л.И.Турбиным (1959). Налегает согласно или с перерывом на аккурганскую свиту или эффузивы нижнего-среднего девона, а перекрывается согласно тегерекской свитой.

Состоит из лавовых покровов андезито-базальтового и базальтового состава, включая оливин-двуспироксеновые порфириты, среди которых преобладают олигофировые разности, грубообломочные туфы и туффиты составляют не более трети мощности свиты. Эффузивы находятся в сложных соотношениях с линзами и клиньями слоистых

темных амфиловых известняков, которые иногда залегают в основании свиты. Мощность свиты колеблется от 100 до 1000-1500 м и даже 2000 м; отчасти изменения мощности связаны с замещением эффузивов известняками снизу аккурганской и сверху тегерекской свит. Органические остатки *Amphiroga ramosa* Phill., брахиоподы *Stringocephalus burtini* Deffr. кораллы *Scoliopora conferta* Ermak., *Dendrostella rhenana* (Fresch) и другие относятся к живетскому ярусу. Свита является аналогом текелиторской свиты.

Ж и в е т с к и й я р у с - D₂ Ж. В массиве Бозбутау (I2) доломитистые известняки и доломиты залегают с разрывом и базальной конглобрекцией на толще эффузивов среднего девона. Карбонатные породы местами переходят в известковистые гравелиты, песчаники и алевролиты. Мощность 150-300 м. В известняках найдены остатки брахиопод и кораллов живетского яруса.

К а р а к о л ь с к а я с в и т а - D₂ Кк. Распространена в Киргизском, Джумгальском, Сусамырском хребтах (2-7). Выделена и названа в 1956 г. В.Я.Медведевым в ур.Арал на западе Киргизского хребта (Кнауф, 1960). Сложена красноцветными, реже серыми и зелено-серыми полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, состоящими из продуктов разрушения вулканитов баркольской и альмерекской свит, а также гранитоидов, осадочных и метаморфических пород нижнего палеозоя и докембрия. Мощность 100-300 м. Наибольшую мощность (3400 м) свита имеет в восточной части Киргизского хребта, где она в 1968 г. описана В.А.Грищенко под названием туякжарской свиты. Свита сложена буровато-серыми и красно-бурными полимиктовыми песчаниками с редкими прослоями алевролитов и гравелитов, мелкогалечных конгломератов. В остальных районах Северного Тянь-Шаня - это в основном красноцветные грубообломочные образования, представленные конгломератами, гравелитами и песчаниками в различных соотношениях. Мощность колеблется от 40 до 2000 м.

Каракольская свита залегают с разрывом на баркольской и альмерекской свитах нижнего и нижнего-среднего девона или на более древних образованиях докембрия и нижнего палеозоя и прорывающих их гранитоидов и с разрывом и слабо выраженным разрывом перекрывается аральской свитой среднего девона.

В ур.Арал из пород свиты выделены споры, доминирующими из которых являются *Leiotriletes devonicus* Naum., *Acanthotriletes perpussilus* Naum., *Retusotriletes laevie* Tschibr. var. *minor* Hask., *Archaeozotriletes timanicus* Naum. var. N 1, *Ar. variabilis* Naum., *Samarozonotriketes pusillus* Naum., *Diatomozonotriketes devonicus* Naum. и другие, по заключению Л.Г.Раскатовой, указывающие на живетский ярус среднего девона. В восточной части Киргизского хребта, по левобережью р.Чу, из средней части свиты Э.Д.Ногаевым собраны *Pseudovogochnus* (?) sp. а В.А.Гриценко в 1968 г. в верхней ее части найдены остатки *Protopteridium* cf. *hostimenae* Krejčí, *Licoraida* sp. indet., *Pteropsida* sp. indet., которые, по заключению М.А.Сенкевич, указывают на среднедевонский возраст осадков.

Таким образом, и стратиграфическое положение, и органические остатки указывают на среднедевонский возраст каракольской свиты.

Кольбашинская свита - D₂ ? kl. Развита на Киргизском хребте, в верховьях р.Карабалты (2,3). Выделена Е.Н.Горецкой в 1936-1939 гг. По составу свита делится на три пачки. Нижняя сложена лейцитофирами, лейцититами, лейцитовыми фonoлитами и редко нефелиновыми лейцитофирами, средняя - трахитовыми и лейцитовыми трахитовыми порфирами, верхняя - преимущественно туфами порфиров и лейцитофиров. Мощность свиты около 800 м. Кольбашинская свита несогласно залегает на вулканогенных породах нижнего-среднего девона (?) и перекрывается красноцветными терригенными отложениями верхнего девона - нижнего карбона. Возраст ее по положению в разрезе определяется как среднедевонский.

Аральская свита - D₂ ar. Распространена в западной части Киргизского хребта, а также в Сусамырском и Ддумгольском хребтах (1,2,3,7). Выделена Н.С.Натковой и В.Я.Медведевым в 1953 г. под названием галдыбулакской свиты. Название "аральская свита" предложено Т.А.Додоновой в 1965 г. со стратотипом в ур.Арал. В северных отрогах Киргизского хребта и хр.Конджон Р.Я.Шабаетым и Г.К.Гних выделялась как сарьбулакская свита. Свита сложена базальтовыми, андезито-базальтовыми и андезитовыми порфиритами с прослоями туфов и туфоконгломератов. Характерны

миндалекаменные разности. В нижней части свиты широко развиты линзовидные тела валунно-галечных и крупногалечных туфоконгломератов. В Джумгольском и Сусамырском хребтах породы свиты отличаются повышенной щелочностью. Здесь широко развиты трахибазальты. Мощность свиты достигает 1200 м. Она залегает с разрывом на каракольской свите среднего девона или на более древних толщах и согласно перекрывается тадысуйской свитой среднего-верхнего девона.

Из органических остатков, характеризующих возраст аральской свиты, известны только отпечатки стеблей плауновых, которые, по заключению М.А.Сенкевич, позволяют предполагать принадлежность ее к образованиям среднего девона.

Средний девон? - р. ? Выделяется в северо-восточной Фергане, в массиве Бозбутау (12). В разрезе описывается (В.М.Тюленев и др., 1964) три пакки: 1) кварцевых, фельзитовых и риолитовых порфиров, реже туфов и лавобрекчий - около 2000 м; 2) хлорит-серицитовых и эпидот-биотитовых метаморфизированных порфиров и фельзитов - до 500 м; 3) риолитовых порфиров и лавобрекчий - 0-600 м. Общая мощность 2500-3000 м. Подошва толщ не вскрыта. Толща перекрывается с разрывом живетскими известняками и доломитами. Н.М.Синицын и Е.И.Зубцов считали возможным докембрийский возраст кислых эффузивов Бозбутау, сопоставляя их со свитой Большого Нарына. Такой же точки зрения придерживались В.Г.Королев, а также Л.Н.Белькова и В.Н.Огнев (1977).

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Неразделенные средний и верхний отделы девонской системы выделяются во всех структурных областях Тянь-Шаня. В Среднем Тянь-Шане это континентальная тьякубашская свита и замещающие ее карбонатно-терригенные прибрежно-морские толщии живетского и франского ярусов объединенные. В Северном Тянь-Шане к этому подразделению отнесена континентальная тадысуйская свита порфирового состава. В южном Тянь-Шане выделены как терригенные (тахматдангинская и джартубинская свиты) и карбонатные (эйфельско-франские, живет-верхнедевонские, тегерекская свита), так и вулканогенные морские образования.

Тегерекская свита - D₂₋₃ tg. Распространена в Баубашатинском районе (13), где составляет нижнюю часть известняковой баубашатинской серии (Бискэ, Поршняков, 1974). Выделена в 1956-1958 гг. Л.И.Турбиным (Решение..., 1959).

Сложена слоистыми известняками, нередко оолитовыми и водорослевыми, доломитизированными известняками и реже доломитами. Мощность от 100-200 до 800-1000 м. Свита согласно с постепенными переходами налегает на босоготашскую свиту среднего девона и согласно или местами с перерывом перекрывается известняками нижнего карбона. В нижней части содержатся обильные амфипоры из группы *Amphipora ramosa* Phill, а также брахиоподы *Stringocephalus burtini* DeFr., *Uncites gryphus* Schloth., кораллы *Trachypoda circulopora* Kauser, *Caliopora buttersbyi* M. E. et П., *Dendrostella rhenana* (Frech) и другие живетского яруса (определения А.А.Малыгиной, Г.С.Бискэ, В.Б.Горянова и др.). К франскому ярусу относятся известняки с *Amphipora ratokensis* Riab. Обосновано также выделение по комплексу фораминифер ниже- и верхнефаменских отложений (Скворцов, 1971). Таким образом, возрастной объем тегерекской свиты от верхней части живетского яруса среднего девона до фаменского яруса верхнего девона (включительно).

Живетский ярус и верхний отдел объединенные - D₂ Жv + D₃. Толщи объединенных живетского яруса и верхнего отдела составляют значительную часть карбонатного разреза в хребтах Уланском, Учкуле и горах Сарыбелес, Коджеге (15). Это слоистые известняки, среди которых выделяются доломитистые, оолитовые, псевдооолитовые, битуминозные и часто органогенные (амфипоровые, строматопоровые) разности. Мощность от 700 до 1000 м. Они имеют согласные взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими отложениями. В Уланском хребте, по данным В.Г.Королева (Бакиров и др., 1960), описываемые отложения залегают на текелиторской свите, либо на замещающих ее по простиранию известняках среднего девона; перекрываются известняками турнейского яруса. В горах Сарыбелес они залегают на известняках эйфельского яруса, а в горах Коджеге согласно подстилаются вулканогенной толщей среднего девона. В обоих районах они согласно перекрываются известняками турнейского яруса (данные Е.В. и М.П.Христовых, 1972).

Возраст определяется положением в разрезе и по находкам органических остатков, изученных А.А.Малыгиной, И.А.Черновой, В.А.Захаровой, Б.В.Поляковым. Низы разреза охарактеризованы животскими *Stringocephalus burtini* Defr., *Amphipora ramosa* Phill., *Stromatopora concentrica* Goldf., *S. pellucida* var. *artyschtensis* Javor. В более высоких частях разреза содержатся верхнедевонские *Parathuramina tuberculata* Lip., *Par. dagmarae* Sul., *Par. crassitica* Antr., *Par. oldae* Sul., *Par. bykovaе* Pojark., и др.

Та х м а т д а н г и н с к а я с в и т а - D₂₋₃ th. Распространена у подножия северного склона Алайского хребта в междуречье Сох-Шахимардан (I8). Выделена В.С.Сафиним в 1961 г. Представлена брекчиями, состоящими из обломков сланцев канской серии, песчаниками, алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами; имеются линзы известняков, обычно обломочных. Мощность свиты 100-200 м. Недостаточная изученность свиты не позволяет оценить ее возраст точнее, чем средний-поздний девон. Тахматдангинская свита трансгрессивно залегает на породах канской серии и трансгрессивно перекрывается карбонатными породами визейско-башкирского возраста. Известняки содержат остатки позднедевонских фораминифер *Quasiendothyra communis* Raus., *Tournaella rauserae* Lip., *Chernyshinella disputabilis primitiva* Brazhn. и других, а также среднедевонских кораллов *Thamnopora* cf. *tumefacta* Lec. и амфипор *Amphipora ramosa* (Phill.).

Д ж а р т ю б и н с к а я с в и т а - D₂₋₃ dž. Установлена в Яссинском районе (I4). Выделена В.И.Тихоновым (1948) в 1946-1947 гг. Сложена в основном массивными мелко-среднезернистыми олигомиктового кварцевого, до кварцево-граувакового состава в ритмичном чередовании с черными и фиштакковыми глинистыми сланцами и алевролитами. Мощность 400-800 м. Свита залегает согласно на яссинской свите нижнего-среднего девона, согласно перекрывается джуректашской свитой карбона. Из находок растительного детрита определены *Drepanophycus* cf. *spiniformis* Gørrp., *Taenocrada descheniana* Kr. et Weyl., *Hostimella* sp. и др. (нижний-средний девон), а также *Taenocrada gracilis* Tschirk. ? и *Lepigodendropsis* ? скорее верхнего девона по заключению Н.М.Петросян (Бискэ, Поршняков и др., 1974). Есть также линзочки обломочного известняка с

редкими остатками кораллов *Trachypoda* ? sp. и тентакулитов *Styliolina* ex gr. *nucleata* Karp. Литологические аналоги джартюбинской свиты широко распространены в Кокшаальском хребте, где они показаны в составе бедельской свиты и отложений верхнего девона — нижнего карбона.

Т о л ь к у б а ш с к а я с в и т а - D_{2-3} tl. Широко распространена в Нарынском (IО) и Чаткальском (II) районах Среднего Тянь-Шаня. Впервые выделена в Центральном Кара-Тау (Вебер, 1935). В хребтах Акширяк (зап.), Джетым-Тоо, Акширяк (вост.), а также в долине р.Сарыджаз она имеет двухчленное строение. Ее нижнюю часть составляют разногальчатые полимиктовые конгломераты и гравелиты с характерной галькой черных и пестроцветных кремней (300-1000 м). В других районах мощность конгломератов резко сокращается, слагая небольшую (10-50 м) пачку, и основной фон разреза образуют красноцветные, розовато-серые, розовато-бурые полимиктовые, олигомиктовые и кварцитовидные разнозернистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов.

Мощность свиты резко колеблется вокруг простирация в меридиональном направлении от 300 до 2000 м.

Толькубашская свита в горах Молдотю и в Присонкулье со скрытым стратиграфическим несогласием ложится на отложения среднего — верхнего ордовика (Зубцов, 1955, 1956; Королев, 1957), а восточнее, в бассейне р.Сарыджаз, с размывом и несогласием перекрывает ордовик, кембрий и протерозойские гранитоиды (В.И.Кнауф, И.И.Захаров). В Чаткальском районе она несогласно перекрывает арчаконущскую и чарканакскую свиты нижнего девона. Свита согласно перекрывается отложениями фаменского яруса. В Чаткальском районе содержит остатки средне-верхнедевонских рыб. По положению в разрезе, скудным органическим остаткам и фациальному замещению в Кассансайском районе живецко-франскими отложениями толькубашская свита отнесена к среднему-верхнему девону.

Т а л д ы с у й с к а я с в и т а - D_{2-3} td. Распространена в хребтах Киргизском, Джумгольском, Кунгей-Алатау, Терской-Алатау и Молдотау (I,4,7,8). Выделена в западной части Киргизского хребта и названа в 1955-1957 гг. В.Я.Медведевым, В.С.Буртманом, А.Ф.Степаненко (Кнауф, 1960).

В других районах Северного Тянь-Шаня выделялась как пастек-ская свита (И.Л.Захаров), кургантөрөкская свита (В.А.Иордан), кетменская свита (И.Л.Захаров), среднедевонская толща кварцевых порфиров, фельзитов и их туфов (В.М.Рожанец), верхнедевонская толща кислых эффузивов (Т.А.Додонова).

Талдысуйская свита сложена липаритовыми порфирами, фельзитами, игнимбритами, игнимбитовыми порфирами и туфоловами липаритовых, редко, дацитовых порфиров с подчиненными горизонтами туфов порфиров. В основании свиты местами залегают линзовидные тела красноцветных туфоконгломератов. В Джумгалском хребте наряду с липаритовыми порфирами широко развиты трахилипариты, кварцевые трахиты и трахиты. Мощность свиты колеблется от 100 до 1500 м, но обычно составляет 300-600 м.

Талдысуйская свита несогласно залегает на аральской свите среднего девона и более древних образованиях и несогласно с разрывом перекрывается верхнедевонскими красноцветами. Судя по положению в разрезе, возраст талдысуйской свиты определяется в пределах верхов среднего - низов верхнего девона. Не противоречат этому и сборы отпечатков флоры *Taeniostrada decheniana* Gaerr et W., *T. spitzbergensis* Naeg., *Algae* sp. indet., *Pellipsida* sp. из прослоев песчаников среди кислых эффузивов талдысуйской свиты в долине р.Каракастек (северный склон Заилийского хребта), которые, по заключению М.А.Сенкевич, указывают на среднедевонский возраст осадков.

Средний - верхний девон неразделенные - D₂₋₃. Отложения среднего-верхнего девона выделены в Каиндинском и Атбашинском хребтах (15), а также в Восточном Алае (20). По данным В.А.Иордана и В.Е.Глубоковских, полученным в 1967 г., в Каиндинском хребте средний девон подразделяется на три пачки. Нижняя (550 м) сложена известняками, песчаниками, сланцами, маломощными горизонтами конгломератов; присутствуют пласты эффузивных и вулканокластических пород. Средняя пачка (80 м) представлена известняками с линзовидными прослоями конгломератов в основании. В известняках обнаружены остатки среднедевонских *Pachyfavosites* ex gr. *polymorphus* Goldf., и *Dendrostella rhenana* (Frech), *Pasciphyllum halliafor* ne Soshk. (определения И.А.Чер-

новой и А.П.Павловой. Верхняя пачка (370 м) образована переслаивающимися глинистыми сланцами, песчаниками, известняками, диабазовыми порфиритами и туфолавами. Мощность последней пачки около 370 м. Граница между отложениями среднего и верхнего девона тектоническая. Подстилающие отложения не выявлены.

Нижняя часть разреза верхнего девона (250–280 м) складывается спилитами, ортофирами, миндалекаменными спилитовыми туфолавами, диабазами. Выше в разрезе располагается пачка известняков (до 150 м), на которой с конгломератами в основании залегает пачка (130 м) переслаивающихся кремнистых сланцев с туфами диабазов, известняков, глинистых сланцев, песчаников. В известняках присутствуют фораминиферы фаменского яруса *Archaeophæra minima* Sul., *Parathuramina cf. sulsimanovi* Lip., *Salpingothuramina tuberculata* Lip., *S. paulis* Вук., *Eotuberitina crassa* Pojark. и др. (определения Б.В.Пояркова). Мощность этой части разреза достигает 130 м.

В Атбашинском хребте описываемые отложения распространены в западной части, где выделены А.Г.Конюховым, М.П. и Е.В.Христовыми в 1972 г. и подразделены на две пачки: нижняя – пестроцветные кремни с пропластками кремнисто-глинистых, гематитовых сланцев и верхняя – кремнистые, серицито-глинистые, глинисто-гематитовые сланцы, серицито-кремнистые алевролиты, чередующиеся с пачками плагиобазальтовых и базальтовых порфиритов, трахибазальтов, кератофирров, андезито-базальтов, авгитовых андезитов. Мощность более 315 м. Органические остатки не обнаружены, возраст определяется по согласному налеганию на породы карагирской свиты нижнего-среднего девона и залеганию ниже пород нижнего карбона.

В Восточно-Алайском хребте из состава кульгеджилинских известняков (Шоршняков и др., 1964) выделена толща известняков и доломитов, развитая в междуречье Чонблеули-Бейга, а также в массиве Каратума. В первом пункте нижние горизонты толщи представлены известняками и доломитами живетского яруса с *Amphipora gamosa* Phill. и *A. rudis* Riab. (определение Н.А.Флеровой) мощностью свыше 300 м, а верхние – толстослоистыми и массивно-слоистыми известняками и доломитизированными известняками верхнего девона с *Amphipora ratokensis* Riab., *A. desquamata* Lec. (определение Н.А.Флеровой) и раковинами фораминифер мощностью до 200 м. С под-

стилающими породами стратиграфических контактов не наблюдалось. С перерывом перекрываются известняками визе.

В массиве Каратума выходят известняки мощностью 350–400 м с остатками строматопоридей *Jdiostroma cf. roemeri* Nich., *Amphipora vesiculosa* Erb. (определение В.А.Захаровой), табулят *Rachyfavosites polymorphus* Goldf. (определение Г.С.Биска), остатками живетских ругоз *Dendrostella rhenana* Frech (определение В.Б.Горянова) и брахиопод *Stringocephalus burtini* Defr. и остатками строматопоридей *Amphipora rudis* Lec. (определение И.А.Флеровой) и ругоз *Penekiella* sp. верхнего девона (определение В.Б.Горянова) в кровле. Толща согласно подстилается известняками нижнего девона и с параллельным несогласием перекрывается известняками визе.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

В работе принято деление верхнего отдела на два яруса: франский и фаменский. Морские, несомненно прибрежные, отложения франского яруса обособливаются лишь в юго-западной части Среднего Тянь-Шаня, на значительно большей его площади они входят вместе с живетским ярусом в состав континентальной толькоубашской свиты, уже описанной. Фауна франского века найдена во многих районах Южного Тянь-Шаня, но возникшие в это время образования большей частью не отделены от среднего девона. Фаменский ярус в своеобразных морских "каратауских", по Д.В.Наливкину (1926), фациях, широко распространен по всей территории Среднего Тянь-Шаня, где имеет значительную мощность. Этот ярус выделяется и в восточной части Южного Тянь-Шаня, в хр.Борколдой. В Северном Тянь-Шане верхний девон на ярусы не разделен и большей частью объединен с нижнекаменноугольными отложениями. Лишь в районе Боомского уезда неразделенный верхний девон обособлен от турнейского яруса нижнего карбона. В Восточном Алае объединенные франский и фаменский ярусы формируют арчалтурскую свиту.

Франский ярус - D₃f развит на юго-восточном склоне Чаткальского хребта (12). Широкое его распространение здесь было доказано в первой половине 30-х годов Н.В.Ивановым, А.С.Аделунгом, Н.М.Синицыным (1937). В дальнейшем площадь выходов франских отложений была уточнена в 50-х годах Л.И.Турбиным и

в процессе детальных геологических съемок - в 60-е годы.

Франский ярус представлен чередованием красноцветных песчаников, алевролитов и известняков, подчиненными являются гипсы и ангидриты. В районе р.Сусамыр разрез яруса имеет трехчленное строение: внизу ракушечниковые известняки, доломиты, мергели с подчиненными алевролитами и песчаниками (200 м), в середине - гипсы и известняки среди алевролитов и песчаников (250 м), сверху преобладают красноцветные песчаники (100-400 м). В большинстве разрезов две нижние пачки объединяются в одну, мощность, верхней пачки возрастает до 350-500 м. Общая мощность франского яруса в Чаткальском хребте достигает 1000 м. В Бозбутоо она сокращается до 270 м, весь разрез - карбонатный.

Франские отложения залегают согласно с постепенными переходами на франских и также согласно перекрываются фаменскими. Среди органических остатков характерны брахиоподы *Cyrtospirifer subbanossofi* Rzon., *Theodosia schulkei* (Kays.), кораллы *Alveolites suborbicularis lamellosa* Lec., *Thamnopora cervicornis* (Blainv.), водоросли и фораминиферы. Все органические остатки характерны для франского яруса.

Фаменский ярус - D₃ fm. Выделяется в Нарынском (I0), Чаткальском (II) и Кассанском (I2) районах, а также в хр.Борколдой Джанджерского района (I5). Широкое развитие здесь фаменских отложений было доказано Д.В.Наливкиным (1926), подтверждено при геологических съемках среднего и крупного масштаба.

В строении фаменского яруса в Среднем Тянь-Шане характерны разнообразные известняки: ракушечниковые, глинистые, алевролитистые и песчаные, комковатые и конгломератовидные, доломитистые и доломитовые, большое значение имеют известково-глинистые сланцы, в нижней части встречаются прослои красноцветных песчаников и алевролитов. Верхняя часть обычно имеет наиболее доломитовый состав, местами содержит прослои ангидритов и гипсов. Мощность изменяется от 50 до 1300 м. Фаменские отложения согласно с постепенным переходом залегают на толькубашской свите среднего-верхнего девона, граница с турнейским ярусом проходит в однородной толще и проводится по смене комплексов фауны.

По органическим остаткам фаменский ярус в большинстве мест

своего распространения в пределах Нарынского, Чаткальского и Касанского районов подразделяется на два подъяруса. Для нижнего подъяруса характерны остатки брахиопод *Cyrtospirifer aquilinus* Rom., *C. aff. semisburgensis* Nal., *Samarotoechia boloniensis* d'Orb, *Sam. tevratica* Rom. и др. (определение А.А.Малыгиной), фораминифер *Bisphaera elegans* Viss., *Parastegnammina tenuissima* Pojark., *P. fustisaeformis* Pojark. (определение Б.В.Пояркова). Верхний фамен по брахиоподам выделяется в зону *Dmitria romonovskii*, в верхней части обычны *Adolfia talassica* (Viss.), *Samarotoechia mitcheldeanensis* Vaugh., *Parathurammina cushmani* Sul., *Septatourayella aff. rauserae* Lip., *Caligella aff. borovkaensis* Bir. и др. (коктерекский горизонт Б.В.Пояркова).

В Джанджержском районе, в хр. Борколдой, разрез фаменского яруса делится на две части. Нижняя часть сложена миндалекаменными порфиритами, оливиновыми диабазами, туфами и туфоконгломератами с прослоями известняков с остатками брахиопод *Cyrtospirifer archiaci* Murch., *Samarotoechia padridgiae* Whidb. Мощность 170 - 300 м. Основание срезано разломом. Верхняя часть образована известняками и доломитами, много органогенных разновидностей с остатками *Cyrtospirifer rostarchiaci* Nal., *G. murchisonianus* (Mon.), *Mesoplica preelonge* (Sow.), *Samarotoechia mitcheldeanensis* Vaugh. и др. Мощность 300-500 м. Эти образования согласно перекрываются нижнетурнейскими карбонатными породами.

Арчалтурская свита - D₃ гр. Выделена А.В.Яговкиным в 1967 г. в Восточном Алае (20). Свита представлена массивными и грубослоистыми серыми и светло-серыми известняками. Согласно налегает на музбельскую свиту нижнего и среднего девона и также согласно перекрывается асанкурганской свитой нижнего карбона. Мощность от 900 м в южных выходах (горы Арчалур) до 300 м в северных (бассейн р.Бель-Аули). В нижних горизонтах свита охарактеризована комплексом франских фораминифер *Laurelia ferganensis* Pojark., *Parathurammina vasiljevae* Pojark., *Thikinella* sp. (определение Б.В.Пояркова), а в средних и верхних горизонтах - фаменскими фораминиферами *Septaglomospiranella nana* Reitl., *Glomospiranella rara* Lin., *Quasiendothyra communis simplex* Brash. (определение Б.В.Пояркова) и брахиоподами *Leischum-*

chus baschkiricus Vern., *Samaratoechia* aff. *neapolitana* Whidb. (определения А.А.Малыгиной).

Верхний девон - D₃. Выделен в северо-восточной части Восточно-Киргизского прогиба, на северо-востоке Киргизского хребта и в западной части Кунгей-Алатау. Обособление условно, так как положение границы девонских и нижнекаменноугольных отложений окаменелостями в необходимой степени не документировано.

В хр.Окторкой, где наблюдается наиболее полный разрез толщи, В.М.Рожанцом и В.А.Макаровым (1968) она разделена на три пачки: 1. Базальные красновато-бурые конгломераты и гравелиты с подчиненными прослоями аркозовых и полимиктовых песчаников. 2. Преимущественно косослоистые красноцветные песчаники. В верхней и средней частях пачки присутствуют прослои алевролитов с известковистыми конкрециями с пропластками серых известняков, содержащих остатки фауны. 3. Конгломераты и гравелиты, переслаивающиеся с песчаниками и бордовыми алевролитами. В верхних горизонтах пачки местами встречаются прослои известняков с остатками фауны. К востоку от Боомского ущелья верхнедевонская толща сложена в основном красновато-бурыми конгломератами. Мощность 1200-1900 м.

Верхнедевонская толща с разрывом и угловым несогласием залегает на вулканитах среднего-верхнего девона и отложениях ордовика и согласно перекрывается сероцветными конгломератами и песчаниками турне.

Позднедевонский возраст определяется по многочисленным сборам остатков фораминифер *Bisphaera elegans* Viss., *Archaeosphaera minima* Sul., *Septatournaella* (*Roseptatournaella*) sp., *Parathuramina* sp. aff. *dagnarae* Sul., *Thuramina* cf. *cushmani* Sul. (определения В.В.Пояркова и В.П.Скворцова).

Девонская система нерасчлененная - D. Под этим индексом выделены карбонатные отложения в Баубашатинском районе (13) и в восточной части Кокшаальского района в бассейне р.Сарыдзас (16). К нерасчлененному девону отнесена также талбулакская серия.

В восточной Фергане индексом неразделенного девона показаны известняки, образующие небольшой тектонически обособленный массив

в верховьях р.Ирису (Чангет). Здесь по литологическому составу и комплексу ископаемых установлены аналоги катранской и журунтузской свит (нижний – средний девон). Мощность до 500 м.

В восточной части Кокшаальского хребта (16) (бассейн р.Сарыджаз) как девон нерасчлененный выделена толща тонкоплитчатых алевролитов и сланцев с подчиненными прослоями песчаников и обломочно песчаных известняков. Местами отложения по составу приближаются к карбонатному флишу. Мощность толщи трудно определима из-за сложной складчатости, ориентировочно она не менее 2000 м. Толща надвинута на пермские отложения и согласно перекрыта песчаниками верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона. В средней и нижней частях разреза содержатся крупные линзы известняков, местами доломитов с тентакулитами *Striatostyliolina cf. peneani* Bouček, *Viriatellina cf. galinae* Bouček, *V. cf. tarda* Klish. и табулятами *Favosites brunnitzini* Peetz, *F. goldfussi* d'Orb. (сборы Г.С.Бискэ, А.В.Яговкина, определения Г.С.Бискэ, В.Л.Клишевича), что указывает на элиховский возраст. В верхней части толщи прослой песчаных известняков содержат раковины тентакулитов *Homostenus cf. krestovnikovi* G. L. и фораминифер франского возраста (сборы и определения тех же авторов).

ДЕВОНСКАЯ- КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМЫ

В Южном Тянь-Шане широко распространены толщи, которые на карте объединяют те или иные части девонской и каменноугольной систем. К среднему девону – нижнему карбону отнесены алайская серия, ходжагаирская свита и окджатпесская толща. К верхнему девону – нижнему карбону принадлежат терригенные флишеидные толщи Кокшаала, ойбалинская свита и кремнисто-сланцево-карбонатная толща в Восточном Алае. В Джанджержерском, Баубашатинском, Восточно-Алайском, Туркестано-Сурметашском районах широко распространены отложения девонской системы, откартированные как целое вместе с нижним отделом каменноугольной системы, в их числе – миндувальская толща. В северных предгорьях Алая выделяются отложения девона – нижнего карбона и девона – среднего карбона. Во многих районах Северного Тянь-Шаня развиты пестроцветные карбонатно-терригенные толщи верхнего девона – турнейского яруса нижнего карбона.

Девонская система, средний
отдел - каменноугольная
система, нижний отдел

Алайская серия - D_2-C_1 al. Развита в северных предгорьях Алайского хребта (18). Выделена в 1964 г. Г.С.Поршняковым как совокупность арпалыкской, боординской, адыракоуской, назаринской и карадаванской свит. Ранее описывалась Н.М.Синицыным в разрезах карбонатных "седиментационных мульд".

Вследствие картографических трудностей отдельные свиты, составляющие алайскую серию, на карте не выделены. Их описание дается ниже в возрастающем порядке.

Арпалыкская свита выделена Г.С.Поршняковым в 1956 г (Горянов и др., 1961), сложена доломитами темной окраски. Залегает на арпалыкской свите нижнего-среднего девона, мощностью от 150-300 до 700 м. Местами в подошве отмечаются конгломерато-брекчии, а в кровле - покровы альбитофиров и ортофиров. О ее живетском возрасте свидетельствуют *Amphiroca ramosa* (Phill), *Palaeophyl-lus rhenana* (Fresch.), *Chascothyris* sp.

Боординская свита выделена В.Б.Горяновым в 1958 г. Образована слоистыми доломитами с прослоями известняков. Мощность 250-850 м. Наряду с живетскими содержит остатки франских амфиопор *Amphiroca patokensis* Riab., *A. kolvensis* Riab. и др.

Адыракоуская свита выделена В.Б.Горяновым и А.И.Гончаровым в 1960 г. Представляет собой переслаивание доломитов, доломитово-известняковых пород, известняков и мергелей, в средней части выделяются пестроокрашенные песчаники, гравелиты, кремни. Местами (горы Андыген и др.) залегает с угловым несогласием и базальным конгломератом на силуре терригенного состава. Мощность от 300 до 1300 м. Свита охарактеризована остатками франских амфиопор, фораминифер и живетско-франских брахиопод *Theodosia apowoffi* (Vern.), *Emanuelia subumbona* Hall. и др.

Назаринская свита выделена первоначально В.Б.Горяновым и А.И.Гончаровым в 1960 г. под названием "штутская свита". Новое наименование дано Т.С.Замалетдиновым в 1962 г. Свита слагается сложно чередующимися слоистыми известняками и доломитами. Мощность от 400 до 1000 м. В свите содержатся остатки фаменских

брахиопод *Curtospirifer archiaci* (Murch.), *Curtospirifer brodi* (Vern) и др. и фораминифер, но в нижней части известны находки франских *Theodosia anossofi* (Vern.), *Amphipora patokensis* Riab.

Карадаванская свита обособлена А.И.Гончаровым, В.Б.Горняковым и Л.В.Кушнарь в 1960 г. Она состоит из переслаивающихся доломитов, доломитово-известняковых пород и известняков. В основании залегают конгломерато-брекчии, трансгрессивно перекрывающие назаринскую свиту. Мощность свиты от 30 до 700 м. Свита охарактеризована остатками турнейских и турнейско-ранневизейских фораминифер *Quasiendothya communis* Raus., *Spinoendothya cf. inflata* Lip. и др., а в более высоких слоях - ранне-средневизейских *Glomospirella spirillinoides* Grozd. et Leb., *Eostaffella prisca* Raus. и др.

Общая мощность алайской серии до 2000 м.

Серия перекрывается согласно или трансгрессивно пешкаутской свитой визейского-серпуховского ярусов. Таким образом, по фаунистической характеристике и по положению в разрезе алайская серия располагается в интервале от живетского яруса среднего девона до визейского яруса нижнего карбона.

Ходжагаирская свита - D₂-C₁ hg. Распространена в северных предгорьях Алайского хребта (18). Выделена В.Л.Клишевичем в 1963 г. Сложена слоистыми кремнями с прослоями глинистых и углистых сланцев, алевролитов и песчаников, известняков и обломочных известняков. Средняя мощность 100-300 м, но сокращается до 10-60 м и возрастает до 500-800 м. Согласно залегает на вулканитах киргизатинской серии нижнего-среднего девона, перекрывается согласно, но с размывом терригенными породами чугамской свиты.

В кремнистых сланцах нижней части ходжагаирской свиты содержатся остатки среднедевонских радиолярий (Клишевич и др., 1977), а в верхней - фораминифер нижнего карбона *Mediocris medicris* Viss., *Earlandia vulgaris* Raus. et Reitl., гониатитов *Entogonites cf. borealis* Gerdm., *Goniatites ex gr. arenistria* Phill., *Gravenoceras aff. ricardsonianum* Girtly и др.

Органические остатки и положение в разрезе определяют возраст ходжагаирской свиты в интервале средний девон - нижний карбон.

О к д ж а т п е с с к а я т о л щ а - D_2-C_1 ок. Распространена в Баубашатинском районе (13). Выделена в 1974 г. Г.С.Бискэ., Г.С.Поршняковым и другими учеными как "оджакпесские известняки". Сложена внизу темными слоистыми амфиоровыми известняками с живетскими *Amphiroga gamosa* Phill и кораллами. Верхние толстослоистые и брекчиевидные известняки содержат остатки фаменских брахиопод, а занимающие более высокое положение известняки с кремнями - остатки фораминифер от турне до среднего визе. Известняки кровли характеризуются визе-серпуховскими стриатиферами. Мощность толщи до 600 м. Она согласно залегает на вулканогенной киргизатинской серии и согласно перекрыта отложениями башкирского яруса. Внутри толщи местами фиксируется предвизейский разрыв, благодаря которому выпадают отложения от верхнего девона до турнейского яруса нижнего карбона.

Д е в о н с к а я с и с т е м а , в е р х н и й
о т д е л - к а м е н н о у г о л ь н а я
с и с т е м а , н и ж н и й о т д е л

Д е в о н с к а я с и с т е м а , в е р х н и й о т д е л - турнейский ярус - D_2-C_1 t. Отложения этого возраста широко распространены в Карабалтинском (2) и Тюпском (5), выделены в Таласском (6) и Киргизско-Терскойском районах Северного Тянь-Шаня, прослежены в Сонкульском районе (9) в системе прогибов, приуроченных к "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня". Они откартированы также на значительной площади в Кокшаалском районе Южного Тянь-Шаня (16).

В Карабалтинском районе в центральной и приосевой части Киргизского хребта эти отложения были откартированы в начале 50-х годов В.И.Кнауфом, А.А.Луikom и др., названы В.С.Бургманом в 1961 г. тарсуйской свитой, а в северных предгорьях восточной части этого хребта - талдыбулакской свитой после работ В.М.Рожанца и др. в 1963 г. В строении этих свит преобладают красноцветные полимитовые и аркозовые песчаники, в нижней части большее значение имеют разногалечные конгломераты, гравелиты. В верхних частях разрезов появляются прослои и пачки алевролитов, тонкие прослойки известняков. Мощность колеблется от 300-600 м в

краевых частях прогибов до 3500–3800 м в центральных.

Верхнедевонские–турнейские отложения залегают или на терригенных, или на вулканогенных толщах девона с размывом и небольшим несогласием, или с резким угловым несогласием на ордовике и более древних образованиях и на каледонских гранитоидах. Они согласно сменяются визейско–серпуховскими отложениями.

Красноцветные толщи верхнего девона – нижнего карбона в Киргизском хребте охарактеризованы находками средне–верхнедевонских панцирных рыб (находки В.А.Гриценко, определения Д.В.Обручева), верхнедевонского – турнейских плауновых *Leptophloeum rhombicum* Daw. и др. (сборы В.С.Буртмана, определения Л.И.Савицкой и М.А.Сенкевич), а в известняках из верхней части разреза верхнефаменских–турнейских фораминифер *Bisphaera cf. malevkenensis* Bir., *B. elegans* Viss. и др. (сборы В.А.Гриценко, В.А.Манарова и др., определения Б.В.Пояркова). Органические остатки и положение в разрезе свидетельствуют о позднедевонском–турнейском возрасте описываемых толщ.

В Тюпском районе, на востоке хр.Терской Алатау, верхнедевонские – турнейские отложения развиты в шовном прогибе вдоль Центрально–Терской зоны разломов. Здесь они изучены в середине 50–х годов В.И.Кнауфом, В.Г.Королевым, Д.М.Шендеровичем. Они представлены красноцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками, конгломератами с редкими прослоями алевролитов и известняков. Мощность 300–400 м. Отложения залегают с размывом и несогласием на девонских вулканитах и более древних толщах. В них имеются находки верхнедевонских–турнейских кораллов, сделанные Д.М.Шендеровичем.

В Таласском и Сусамырском хребтах отложения верхнего девона–турне были выделены В.И.Киселевым в ирибулакскую свиту в 1967г. В ее основании несогласно на ордовике залегают конгломераты, выше которых развиты красноцветные песчаники, чередующиеся с гравелитами, сверху – с алевролитами, иногда есть прослой известняков с верхнефаменскими–нижнетурнейскими брахиоподами *Camptoteuchia cf. michelideanensis* Serg., *Schuchertella* sp. (сборы А.Г.Разбойникова и А.А.Черепанова в 1974 г., определения А.А.Малыгиной). В терригенных породах многочисленны остатки спор и

пыльцы девон-нижекаменноугольных растений (сборы В.И.Киселева, заключение Л.Г.Раскатовой).

В Сонкульском районе верхнедевонские-турнейские отложения выделялись в хр.Кокийрим под названием кокийримской свиты В.Н.Огневым (1940), а в Присонкульском районе - Г.Л.Одиным и Н.С.Катковой в 1942-1943 гг. как контайский комплекс. Нижняя часть этих отложений обычно представлена пестроцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками, верхняя - зелеными, лилово-серыми и вишневыми песчаниками, алевролитами и сланцами. Мощность достигает 5000 м. Конгломераты нижней части описываемых толщ с глубоким разрывом и резким угловым несогласием залегают на различных толщах верхнего докембрия и нижнего палеозоя и также со структурным несогласием перекрывают отложениями нижнего карбона, а местами (междуречье Кенсу-Контай в Присонкулье), возможно, верхнего девона. А.Г.Ласовский, Ю.В.Жуков нашли в толще остатки флоры, которые, по заключению М.А.Сенкевич, принадлежат верхнедевонским-турнейским *Leptophloeum rhombicum* Dawson, форма *squamata* Senk., *Cephalopteris* sp., *Pteridorhachis* sp.

В хребтах Кокшаал и Майдантаг широкое развитие верхнедевонских-нижекарбонных отложений было доказано в 1955-1956 гг. А.Е.Довжиковым, В.И.Кнауфом и Ю.В.Жуковым. Верхний девон - нижний карбон сложены здесь терригенной флишоидной толщей, состоящей из полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с редкими прослоями известняков и кремнистых сланцев, а на востоке появляются прослои конгломератов. Мощность с запада на восток возрастает от 1000 до 1600 м. Описываемые отложения согласно залегают на бедельской свите предположительно ранне-среднедевонского возраста и также согласно перекрываются фаунистически охарактеризованными визейскими толщами. В породах толщи многочисленны остатки позднедевонских и турнейских фораминифер *Radiosphaera basilica* Reitl., *Vicinesphaera squalida* Antr., *Irregularina tchekoslavkensis* Byk., *Parathuramina radiata* Antr., *Bisphaera irregularis* Bir., *Eotuberitina reitlingerae* M. - Macf., *Parathuramina suahmani* Sul., и др. (определения Б.В.Пояркова) и растений *Leptophloeum rhombicum* Dawson, *L. rhombicum* форма *squamata* Senk., *S. australe* (Miccog) Neub.

Ойбалинская свита - D₃-C₁ об. Выделена А.В.Яговкиным в 1967 г. в Восточно-Алайском хребте (20). Свита участвует в строении гор Теректау и представлена массивными и массивно-слоистыми известняками. Мощность свиты до 300-400 м. Она согласно налегает на подстилающие отложения и охарактеризована остатками брахиопод франского и фаменского ярусов: *Pugnoides triangularis* Mark., *Eorethicularia pseudoprechyrhyncha* Vern., *Cirtospirifer archiaci* Murch., *C. verneuilli* Murch., *Liorhynchus baschkiricus* Tschern. (определение М.А.Ржонсницкой), а также турнейскими фораминиферами *Parathuramina tuberculata* Lip. *Serp-taglomospiranella* sp. (определение Б.В.Пояркова).

В этом же районе (20) развита толща известняков и кремнистых сланцев, обнажающаяся в верховьях р.Иркеш и выделенная на карте под индексом - D₃-C₁. Мощность до 250 м. Толща с параллельным несогласием перекрывает караванкульскую свиту нижнего-среднего девона и перекрыта четвертичными отложениями. В свите содержатся остатки турнейских фораминифер *Bisphaera malevkensis* Bir. Позднедевонский возраст нижней части свиты предполагается по стратиграфическому положению толщи.

Девонская система - каменно-
угольная система, нижний
отдел

Девон-турнейский ярус - D-C₁ t. Выделяется в Джанджирском районе (15). А.Е.Довжиковым описывалась под названием джанджирской свиты и относилась к московскому ярусу среднего карбона.

В строении толщи участвуют кремнистые и глинистые сланцы, алевролиты, яшмы, подчиненными являются основные и средние эффузивы (в том числе субщелочного ряда) и их туфы, включающие линзы и прослои органогенно-обломочных известняков. Мощность 600-1200 м. Толща согласно с постепенными переходами сменяет лудловские образования и также согласно перекрывается визейскими отложениями.

В толще содержатся нижнедевонские окаменелости *Brooksina turkestanika* Nikif., *Conchidium biloculare* var. *lajlakensis* Nikif.; *Samarotoechia* ex gr. *famula* Barr., *Stropheodonta* cf. *costa-*

tula Barr. (определения Г.О.Никифоровой, А.А.Малыгиной), среднедевонские *Palaeocoralites crassiformis* (Yanet), *Favosites stellaris* Tschern. и др. (определения Г.С.Бискэ), верхнедевонские фораминиферы *Parathuramina magna* Antr., *P. dekkeri* Antr., *P. spinosa* Lip., *P. radiata* Antr., *P. cushmani* Sul., *Vicinisphaera aequalida* Antr. и др. (определения Л.А.Эктовой). Таким образом, возраст отложений от начала девона до начала карбона.

Миндувайская толща - D-C₁, md. Выделена в Баубашатинском районе (13) Г.С.Бискэ и Г.С.Поршняковым (1974). Сложена слоистыми кремнями с прослоями обломочных известняков, туфопесчаников и сланцев, местами эффузивов и туфов в нижней части, пелитоморфными и криноидно-детритусовыми известняками вверху. Мощность 300-600 м. Залегает или на турасуйской толще силура, или на киргизатинской серии нижнего-среднего девона, которой, по-видимому, в своей нижней части фациально замещается. Перекрывается верхневизейско-башкирскими известняками.

В нижних горизонтах содержит остатки девонских фораминифер, водорослей и кораллов *Pachyfavosites* sp., *Pachycanalicoula dentata* Miron., а в верхних - фораминифер нижнего карбона *Archaeodiscus* sp. и др. Это определяет возраст миндувайской толщи от начала девона до начала карбона включительно.

Девон - нижний карбон - D-C₁. Под таким индексом на карте выделены карбонатные толщи в северных предгорьях Алая (18), в Туркестано-Сурметашском (19) и Восточно-Алайском (20) районах. В этих толщах выделялись различные по составу и возрасту свиты, картографическое выделение которых в масштабе карты затруднительно.

В северной части Алайского и Туркестанского хребтов Г.С.Поршняков (1969) выделил два типа разреза девона. Актурский тип в опорных разрезах гор Чемендык, Катран и Актур внизу сложен массивными и грубослоистыми обычно органогенно-обломочными известняками. Мощность от 200 до 1000 м. Толща залегает то на талбулакской серии девона, то на матчайской свите, то на терригенном силуре. Она начинается почти во всех районах своего распространения с манакского горизонта нижнего девона, охарактеризованного брахиоподами *Cymostrophia stephani* (Barr.), *Favosites brus-*

nitsini Peetz. и др., или с ляглинского горизонта, со свойственными ему *Uncinulus parallelepipedus Bronn.*, *Acantophyllum heterophyllum* (E.-H.) и др. Для верхних частей толщи характерны эйфельские *Megastrophia uralensis* (Vern.), *Thecodossia superba* (Sichw.), и др., а местами живетские *Stringocephalus burtini* var. *orthocephalis* Wal. Вышележащие отложения представлены грубослоистыми известняками, нередко амфипоровыми. Мощность от 400-600 до 900-1400 м. Они охарактеризованы живетскими *Stringocephalus burtini* Defr., *Amphipora ramosa* Phill. внизу и французскими *Hypothyridinae suboides* Sow., *Amphipora patokensis* Riab., *A. koivensis* Riab. и др. сверху.

В катрабашинском типе разреза (охнинская серия) внизу выходят доломиты, нередко амфипоровые, начинающиеся полимиктовыми конгломератами и гравелитами. В основании верхней части встречаются линзы бокситов, аллитов и карбонатно-аллитовых конгломерато-брекчий. Выше преобладают доломиты и известняки, нередко амфипоровые. Мощность 300-600 м. Описываемая толща залегает трансгрессивно на терригенном силуре. Нижняя часть ее охарактеризована эйфельско-живетскими амфипорами *ex gr. vetusta* Glir. и средневерхнедевонскими фораминиферами, верхняя - эйфельскими *Amphipora vesiculosa* Ems. и др., а выше - живетскими *Amphipora ramosa* Phill. Вышележащая толща имеет мощность 200-350 м, образована амфипоровыми известняками, внизу с линзами бокситов, аллитов, известняково-аллитовых конгломерато-брекчий. В нижней части толщи характерны живетские брахиоподы и амфипоры, в верхней - французские амфипоры.

Как в актурском, так и в катрабашинском типах разрезов средне-верхнедевонские известняки сменяются кверху оолитово-комковатыми, водорослево-фораминиферовыми или мелкообломочными известняками. В них встречаются линзы бокситов, аллитов, известняково-аллитовых конгломерато-брекчий. Мощность обычно 200-400 м, до 1000 м. Нижняя часть охарактеризована верхнедевонскими, а верхняя турнейско-ранневизейскими фораминиферами и брахиоподами.

Разные горизонты описываемых отложений трансгрессивно срезаются визейско-серпуховскими известняками или среднекаменноугольными терригенными породами.

В приводораздельной части Алайского и Туркестанского хребтов нижняя часть разреза обычно складывается светлыми массивными и грубослоистыми доломитами и известняками мощностью в 700–800, охарактеризованными табулятами нижнего-среднего девона и брахиоподами *Karpiuskyia conjugula Tschern.* Средняя часть образована темно-серыми до черных слоистыми доломитами и доломитистыми известняками мощностью от 200 до 800 м с живетско-франскими ругозами, живетскими амфипорами и брахиоподами. В верхней части преобладают светлые известняки и доломиты мощностью до 800 м с живетскими брахиоподами, живетско-франскими кораллами и амфипорами. Описываемая толща трансгрессивно перекрывается визейско-серпуховскими известняками.

На южном склоне Алайского хребта и в Восточно-Алайском хребте к девону – нижнему карбону отнесены кульгеджелинские известняки и их аналоги в ущелье Ойтала и в хр. Сийдаш (Поршняков и др., 1964). Обычно они сильно мраморизованы. В менее измененных разрезах наблюдается такая последовательность. На известняках и доломитах с фауной кунжакского горизонта нижнего девона согласно залегают такие же породы с эйфельскими *Productella mesodevonica Hal.*, *Atrypa armaris Eichw.* (определения М.А. Ржонсницкой). Мощность до 450 м. В выдежащих известняках и доломитах по фауне выделены живетские со *Stringocephalus burtini Defr.* (до 1000 м) и живетско-франские с *Amphipora ramosa Phill.* и *A. patokenais Rivab.* (350 м) образования. Разрез венчается светло-серыми массивными известняками со стриаиферами (300 м). Они перекрываются донгураминской известняково-кремнисто-сланцевой толщей нижнего-среднего карбона.

Девонская система – каменно-угольная система, средний отдел – D-G₂. Распространены в северных предгорьях Алайского хребта (18). В 1954 г. выделялись под названием зузановских известняков, картировались как верхняя подсвита толубайской свиты. Толща представлена светло-серыми массивными и грубослоистыми известняками, доломитистыми известняками. В верхней части отмечаются обломочные известняки, здесь же присутствуют линзовидные тела бокситов. В кровле толщи местами залегает пачка (10–20 м) песчаников и конгломератов. Мощность известняков изменяется от первых метров

до 300–400 м. Контакты толщи тектонические, подстилающие и перекрывающие образования неизвестны. Толща охарактеризована находками *Amphipora* sp. в скважинах на Кадамджайском рудном поле и нижнедевонских брахиопод в выходах в бассейне р. Каранглы. Более обычны сборы девонских фораминифер *Viciniphæra aquilida* Antr., *Parathurammina cushmani* Sul. и нижнекаменноугольных фораминифер *Eostaffella prisca* Reus., *Eostaffella mosquensis* Viss. Верхняя часть известняков и венчающие толщу песчаники охарактеризованы находками среднекаменноугольных *Profusulinella arta* Leont., *P. parva* Lee et Chen, *P. prisca* Depret.

СИЛУРИЙСКАЯ - КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

С и л у р и й с к а я с и с т е м а , в е р х н и й
о т д е л - к а м е н н о у г о л ь н а я
с и с т е м а , н и ж н и й о т д е л

Т а м а ш и н с к а я с в и т а - S_2-C_1 , тм. Выделяется в северных предгорьях Алайского хребта (18). Принимаемый в настоящей работе возрастной объем свиты доказан работами В.И.Клишевича и др. (1977). Тамашинская свита представлена слоистыми кремнями с подчиненными прослоями кремнистых, глинисто-кремнистых, глинистых и углисто-глинистых сланцев, алевролитов, в верхней части свиты присутствуют прослои, линзы и стяжения известняков. Местами в нижней части свиты выделяется толща сланцев и алевролитов с прослоями песчаников, кремней, линзами и прослоями известняков мощностью около 100 м. Мощность тамашинской свиты 250–400 м. Она согласно залегает на песчано-сланцевых образованиях силура, согласно перекрывается с постепенным переходом слоистыми известняками с прослоями и линзами кремней, относимыми к биданнинской свите. В горах Караултау нижняя часть свиты охарактеризована (Каледа, 1966) нижнедевонскими - *Karpinskia conjugula* Tschern., а в прослоях известняков среди кремней встречены примитивные фораминиферы верхнего девона. Более полная фаунистическая характеристика тамашинской свиты получена на участке между речья Сох-Исфайрам, где в основании свиты собраны иофаринские *Trypania* aff. *bellum* Pavl., *Gukoviphyllum septatum* (Bulv.) и др., а в верхних горизонтах - верхнедевонские *Bisphaera elegans* Viss.,

Cribrosphaeroides turkmenica M.-MacI. и др., а также нижнекаменноугольные *Barlandia minima* (Bir.), *Tournaella* sp., *Paleospiroplectammina* sp.

Силурийская система, верхний
отдел, пржидольский ярус -
каменноугольная система,
средний отдел

Шаланская серия - S_2-C_2 сл. Развита в северных предгорьях Алайского хребта. Выделена в 1947 г. Г.С.Поршняковым в ранге свиты. Возраст ее первоначально рассматривался как каменноугольный. В дальнейшем Б.В.Поярковым (1969) и В.Л.Клишевичем (1977) были установлены в ряде районов более широкие возрастные границы серии от конца силура до раннего карбона. Шаланская серия внизу представлена главным образом кремнистыми сланцами, а выше сложена слоистыми известняками биданинской свиты нижнего-среднего карбона. По условиям масштаба эти подразделения на карте показаны совместно. Также по условиям масштаба не выделены отдельно перекрывающие биданинскую свиту песчано-сланцевые образования среднего карбона (до низов московского яруса включительно), обычно не включаемые в шаланскую серию, хотя Я.Ф.Поршнякова (1961) при выделении свиты включала их в ее состав.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Отложения этой системы широко распространены во всех районах Тянь-Шаня. Граница ее с девонской системой фаунистически проводится по кровле коктерекского горизонта Б.В.Пояркова (1960) или по подошве сонкульского горизонта А.Я.Галицкой (1959). В пределах Тянь-Шаня деление на три отдела хорошо выдерживается в морских фациях, развитых в Южном Тянь-Шане. В Среднем Тянь-Шане морские фации в карбонатных и карбонатно-терригенных разрезах развиты в нижнем и низах среднего карбона, верхи среднего и весь верхний карбон почти повсеместно, за исключением южных окраин области, представлены терригенными континентальными молассами. В Северном Тянь-Шане прибрежно-морские образования свойственны

нижнему карбону и низам среднего карбона. Здесь они характеризуются красноцветными и пестроцветными толщами. Верхи среднего и верхний карбон — континентальные сероцветные и пестроцветные толщи.

В морских фациях граница каменноугольной и пермской систем проведена по подошве зоны *Schwagerina*. В континентальных фациях она условная.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Нижний отдел каменноугольной системы принят в объеме турнейского, визейского и серпуховского ярусов. В местной стратиграфической шкале к турнейскому ярусу отнесены, по А.Я.Галицкой и др. (1959), сонкульский, катунарский горизонты и нижняя часть акчеташского горизонта. Визейский ярус объединяет верхи акчеташского, джапрыкский, каракинский и ительгиинский горизонты. В серпуховском ярусе выделяются тешицкий и зангинский горизонты. Перечисленные биостратиграфические горизонты выделены по смене брахиоподовых комплексов. Граница со средним отделом проводится по появлению *Choristites ex gr. bisulcatiformis Semich.* и *Pseudostaffella ex gr. antiqua (Dutk.)*, т.е. в основании башкирского яруса.

Турнейский ярус

Нижний подъярус — S_1t_1 . Выделяется в Сонкульском (9), Нарынском (10), Чаткальском (II) районах.

В Нарынском районе раннетурнейский возраст имеет сонкульская свита, обособленная в 1932 г. М.С.Шведовым. В нижней части свита сложена доломитами и известняками, в верхней преобладают тонкослоистые ("микрослоистые") доломитистые и доломитовые известняки с прослоями и пачками калькаренитов, доломитовых брекчий, редко — гипсов. В северной части района появляются прослои терригенных пород, а на востоке — мощные пачки оолитовых известняков. Мощность меняется от 150 м на поднятиях до 880 м в прогибах. Сонкульская свита согласно залегает на фаменских отложениях, граница проводится по смене фауны и разными авторами несколько по разному. Также согласно кверху она сменяется катунарской

свитой верхнего турне, частично фашиально замещающей верхние горизонты сонкульской свиты. Свита охарактеризована нижнетурнейскими брахиоподами *Samarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), *Athyria vogdty* Peetz. (Галицкая, 1955, 1960), фораминиферами *Bisphaera malevkensis* Bir., *Tuberitina malakhovae* Pojark., *Earlandia minima* Bir., *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.) (Скворцов, 1962; Поярков, 1966), ругозами *Caninia cylindrica* Scoul. mut. в (Щукина, 1962).

В Сонкульском районе в составе нижнего турне развиты песчаники и глинистые сланцы с прослоями песчанистых известняков, содержащих остатки нижнетурнейских брахиопод *Semiproductus irregularicostatus* Krest. et *Mesoplica* sp. (по А.Я.Галицкой).

В Чаткальском и Кассанском районах нижнее турне, по данным Б.В.Пояркова и Л.И.Турбина, имеет преимущественно двучленное строение. Внизу выходят "микрослоистые" известняки, известковые брекчии и конгломераты с пластами доломитизированных известняков, сверху - грубослоистые и массивные известняки с прослоями криноидных, гастроподовых и кремнистых известняков. Мощность от 300 до 700 м. Толща залегает согласно на фаменском ярусе; Б.В.Поярков (1963, 1966) отметил, что местами между ними наблюдается стратиграфическое несогласие. Отложения охарактеризованы брахиоподами *Samarotoechia panderi* (Sem. et Moell.), *Spinulicosta temirensis* (Serg.) и др., фораминиферами *Bisphaera malevkensis* Bir., *Earlandia elegans* Raus. et Reitl., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Parathuramina cushmani* Sul. и др. (определения О.И.Сергуньковой, Б.В.Пояркова, В.П.Скворцова).

Верхний подъярус - C_1t_2 . Распространен в Чаткальском районе (II). Его биостратиграфия изучена в начале 60-х годов Б.В.Поярковым и В.П.Скворцовым (1965). На южном склоне Чаткальского хребта преобладают слоистые и массивные известняки с редкими линзами и стяжениями кремней. На северном склоне преобладают темно-серые до черных тонко- и среднеплитчатые известняки с линзами и желваками черных кремней и пачками брахиоподово-криноидных и криноидных разностей. Мощность на южном склоне хребта 350-600 м, на северном до 800 м. Отложения залегают согласно на нижнем турне и согласно перекрываются визейскими известня-

ками. Верхнетурнейские толщи содержат остатки верхнетурнейских брахиопод *Spirifer tornacensis* Kon., *Sp. ischimica* Litv. (определения В.И.Волгина), фораминифер *Planoendothyra chikmanica* (Mal.), *P. rotal* (Dain.), *Endothyra latispiralis* (Lip.) В. kovvensis Lip. и др. (определения В.П.Скворцова).

Турнейский ярус нерасчлененный - $C_1 t$. На карте обособлен в Шамсинском (3), Кассанском (12) и Джанджержерском (15) районах.

В Шамсинском районе эти отложения выделены в 1964 г. В.А.Иорданом и В.А.Макаровым. Их нижняя часть образована конгломератами (до валунных) с прослоями гравелитов, песчаников и алевролитов, выше преобладают песчаники и гравелиты, содержащие пачки конгломератов и алевролитов, в том числе углистых. Мощность от 400-800 до 1700-1800 м. Турнейские толщи согласно налегают на красноцветные отложения верхнего девона - нижнего карбона, отделяются от них по сероцветной окраске. Они несогласно перекрывают ашукольторской свитой верхнего карбона - нижней перми. В нижней части содержатся остатки турнейских фораминифер *Bisphaera elegans* Visn., *Scribnerphaeroides* sp., *Baituganella* sp. (определения Б.В.Пояркова), а сверху - остатки растений *Lepidodendron* sp.

На южном склоне Чаткальского хребта турнейский ярус слагается доломитизированными известняками, доломитами и известняками с редкими желваками кремней. Мощность от 200 до 800 м. Толща залегает в едином карбонатном разрезе между фаунистически доказанным фаменом внизу и визе сверху и охарактеризована турнейскими фораминиферами *Archaeosphaera minima* Sul., *A. crassa* Lip., *Parathurammina sulaimanovi* Lip. (сборы В.Ф.Храмкова, определения Б.В.Пояркова и В.П.Скворцова).

В Джанджержерском районе в хр.Борколдой, по данным М.М.Пуркина, М.Б.Иванова, Л.Н.Мозолева, В.М.Рожанца, полученным во второй половине 60-х годов, в нижней части разреза (500-700 м) выходят ленточно-слоистые, органогенные и доломитизированные известняки, сверху - массивные известняки с линзами, прослоями и желваками кремней (250-750 м).

Турнейские известняки залегают в едином непрерывном разрезе между фаменским и визейским ярусами и выделяются по фауне. Для

нижней части характерны раннетурнейские фораминиферы *Parathurammina cushmani* Sul., *Botuberitina reitlingerae* M.-Macclay, для верхней - брахиоподы *Palaeochoristites* cf. *batcalicus* Dut., *Plicatifera humerosa* Sow., фораминиферы *Tourmayella minima* Pojark., *Plectogya tuflata* Lip. (Пуркин и др., 1961).

В Уланском и Джангджирском хребтах мощность карбонатных отложений турне не более 300 м, они согласно залегают на живетско-франских отложениях и согласно сменяются визейскими. Фауна характеризует все подразделения турнейского яруса (Бакиров, Королев и др., 1960).

В горах Коджеге, Коккия, Сарыбелес, по данным Е.В.Христова (1964), в разрезе турне широко распространены оолитовые, криноидные и битуминозные разности известняков. Мощность 800-1000 м. Фауна брахиопод и фораминифер подтверждает присутствие в разрезе как нижнего, так и верхнего турне. Турнейский ярус входит в единый карбонатный разрез, непрерывный от живетского яруса среднего девона до серпуховского яруса нижнего карбона.

Т у р н е й с к и й - в и з е й с к и й я р у с ы

Нерасчлененные турнейские - визейские отложения особенно широко распространены в Срединном Тянь-Шане, где представлены карбонатными и терригенно-карбонатными толщами верхнего турне - нижнего визе на востоке и турне-визе на западе. В Северном Тянь-Шане турне - нижнее визе объединены в кетменскую свиту. Нерасчлененное турне-визе выделяется также на южном склоне Заалайского хребта.

Верхний подъярус турнейского яруса - нижний подъярус визейского яруса - S_1+2-v_1 . Карбонатные отложения этого возраста широко распространены в Нарынском районе (10) Срединного Тянь-Шаня, терригенные - в Сонкульском (9). Наиболее детально и полно они изучены в хр. Молдотау и в Присонкулье.

Рассматриваемое подразделение в карбонатных разрезах имеет трехчленное строение. Внизу располагаются массивные и грубослоистые известняки (от 0 до 400 м), соответствующие свите светлых

мраморизованных известняков А.Д.Смирнова (1940) или свите C_1^{1b} В.Г.Королева (1955), названной А.Я.Галицкой катунарьской. Они залегают согласно на сонкульской свите нижнего турне, частично замещают ее фациально. В свою очередь массивные известняки в мульдах синклиналей замещаются пестроцветной глинисто-карбонатной коргонской толщей, выделенной Е.В.Христовым (1970). Основная часть катунарьской свиты охарактеризована верхнетурнейскими брахиоподами *Spirifer desinuat* Lis., *Buxtonia antiquissima* (Lis.) (Галицкая, Королев, 1961), фораминиферами *Plectogyra cf. latispiralis* (Lip.), *Plancoendothyra tchikmanica* (Mal.), местами внизу встречаются нижнетурнейские *Bisphaera malevskensis* Bir., *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.) и др. (определения Б.В.Пояркова и В.П.Скворцова).

В средней части карбонатного разреза верхнего турне - нижнего визе располагается толща известняков с кремнями (по А.Д.Смирнову, 1940; свита C_1^{1c} В.Г.Королева; акчеташская свита А.Я.Галицкой, 1955, 1960). Акчеташская свита охарактеризована в нижней и средней частях верхнетурнейскими брахиоподами *Spirifer batkalicus* Dik., *Sp. tornasensis* Kon. и фораминиферами *Glomospiranella irregularis* (Moell.), *Endothyra inflata* Lip., *B. kosvensis* Lip. (Геология СССР, т. XXV, 1972).

Верхняя часть акчеташской свиты во многих местах замещается толщей криноидно-мшанковых известняков А.Д.Смирнова (1940) или свиты C_1^{1-2d} В.Г.Королева (1955). В этих известняках содержатся ранневизейские гониатиты *Ammonellipsites kochi* Libr., *Pascipericycclus tianshanicus* (Libr.) и др. (Попов, 1964, 1966), брахиоподы *Plicatifera kadralensis* Glad., *Spirifer cinctus* Keys., *Sp. grimesi* Kon. (Галицкая, 1955, 1960) и фораминиферы рода *Tetrataxis* (сборы А.В.Дженчураевой, Б.В.Пояркова, В.П.Скворцова). Выше согласно залегают отложения нижнего-среднего визе.

В Сонкульском районе (Королев, 1955; Христов, 1970) турневизейские отложения представлены преимущественно терригенными отложениями. По данным Е.В.Христова (1970), на севере преобладают грубообломочные фации (брекчии, конгломераты, гравелиты, песчаники), на юге - песчано-алевролитовые породы с прослоями известняков. Мощность 350-550 м. На севере района эти отложения несогласно залегают на нижнем палеозое, на юге согласно сменяют

нижнетурнейские известняки. Отложения содержат остатки поздне-турнейских – ранневизейских брахиопод, мшанок, фораминифер, пока что плохо изученных.

Турнейский – визейский ярусы – S_1t-v . Выделены в Заялайском (21) районе работами И.В.Пыжьянова и А.Х.Кафарского (Пыжьянов, 1965) под названием фортамбекской свиты в составе сауксайской серии (свиты, по Никитину, 1934). Свита сложена переслаивающимися вулканитами кислого, среднего и основного состава. Мощность 2000–3000 м. За пределами киргизии, в Дарвазском хребте, она залегает с размывом, иногда с угловым несогласием на диканзоуской карбонатной свите позднесилурийского–франского возраста и согласно перекрывается визейскими известняками. В Дарвазском хребте содержит остатки поздне-турнейских ругоз (Расчленение..., 1976). По стратиграфическому положению и остаткам фауны фортамбекская свита может относиться к турне-визе. И.В.Пыжьянов считает свиту ниже (?) – среднетурнейской.

Визейский ярус

Нижний подъярус – S_1v_1 . Развиг в Чаткальском (II) и Кассанском (I2) районах. Биостратиграфия этих отложений изучена Б.В.Поляковым и В.П.Скворцовым (1963, 1965, 1966).

На западе, в горах Акташ, ниже визе представлено тонко- и среднеслоистыми известняками с редкими стяжениями и прослоями черных кремней, криноидными известняками, а в верхней части – органогенно–обломочными карбонатами. Мощность около 200 м.

В приводораздельной части и на северном склоне Чаткальского хребта выделяются две пачки. Внизу – грубослоистые и массивные известняки, нередко оолитовые и криноидные со стяжениями и линзами светлых кремней (400 м), вверху – глинистые мшанковые известняки, в том числе кремнистые и битуминозные (200 м).

В Саңдалашском и Пскемском хребтах, по данным Б.Г.Фомина и др., полученным в 1976–1978 гг., в строении нижнего визе преобладают органогенно–детритусовые и криноидные известняки с желваками, линзами и прослоями светлых кремней. Мощность до 800 м.

Повсеместно ниже визе залегает в едином карбонатном разрезе с турнейскими и средневизейскими отложениями. Для него харак-

терны нижневизейские брахиоподы *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Spirifer striatus* Mart., *Sp. ischimicus* (Litv.) (определения В.И.Волгина); фораминиферы *Tetrataxis kiselica* Mal., *T. perfida* Mal., *Tuberitina malachovae* Pojark., *Barlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Endothyra prisca* Raus. et Reitl. и др. (определения В.П.Скворцова).

Нижний - средний подъярусы - с v_{1-2} . Распространены в Сонкульском (9) и Нарынском (10) районах. Первая схема расчленения этих отложений была дана Д.В.Никитиным и Л.С.Либровичем (1927), которые выделили джапрыкские гониатитовые слои. Она была существенно уточнена в 1932 г. М.С.Швецовым, в 1938 г. А.Д.Смирновым (1940), а в дальнейшем В.Г.Королевым (1955). Биостратиграфия отложений изучена А.Я.Галицкой по брахиоподам (1955, 1960), А.В.Поповым - по гониатитам (1964, 1965), В.П.Скворцовым - по фораминиферам.

Данное подразделение имеет на значительной территории трехчленное строение. Внизу согласно на верхнетурнейских - нижневизейских отложениях залегает джапрыкская свита пестроцветных известняков - глинистых сланцев, комковатых и конгломератовидных мергелистых известняков. Мощность от 0 до 120 м. Свита включает скопление ядер гониатитов *Megacrinites djarprakensis* Libr., *M. asiaticum* Karр., *Dzharpacoceras tianschanicum* (Libr.), *Fasciperioecus tianschanicum* Libr., характерных для нижнего визе.

Вышележащая каракиинская свита, выделенная как геологическое тело М.С.Швецовым в 1932 г. и названная А.Я.Галицкой в 1955 г., в нижней части, по данным В.Г.Королева (1955), сложена полимиктовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами, сверху - преимущественно черными алевритовыми и алеврито-глинистыми сланцами, включающими линзы известняков. Мощность изменяется от 200-300 м до 1500-2000 м. В породах свиты содержатся гониатиты *Beurichoceras*, брахиоподы *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Spirifer striatus* Mart. и др., фораминиферы: внизу *Barlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Tetrataxis eominis* Raus. и др., сверху *Ammodiscus prisca* Raus., *A. ovoides* Mich., *Endothyra similis* Raus. et Reitl. и др. Вся фауна соответствует интервалу нижне-среднее визе, судя по гониатитам *Beurichoceras*, должна относиться, скорее всего, к среднему визе.

Ительгиуинская свита во многих местах залегает на поверхности размыта, срезающей каракиинскую свиту. Как геологическое тело выделена В.Г.Королевым (1955), палеонтологическая характеристика и название даны А.Я.Галицкой (Гладченко, 1955). Свита сложена известняками, в том числе органогенно-обломочными, оолитовыми и песчанистыми, частично замещающимися в Сонкульском районе терригенными породами. Мощность 150-400 м. Ительгиуинская свита согласно перекрывается верхневизейской тешикской свитой.

Средний подъярус - C_{1v2} . Выделен в Нарынском (10), Чаткальском (11) и Кассанском (12) районах.

В южном горном обрамлении Нарынской впадины эти отложения изучались в конце 60-х - начале 70-х годов Ю.В.Жуковым, В.А.Колесниковым, В.И.Рубцовым и М.П.Христовой и др. Они представлены обломочными и органогенно-обломочными известняками с большим количеством желваков и линз кремней, местами встречаются пакки кремнистых пород, прослой песчаников. Мощность от 400 до 1200 м. Толща залегает согласно на известняках верхнего турне - нижнего визе, согласно перекрывается известняками визейского-серпуховского ярусов. Среди органических остатков присутствуют брахиоподы *Spirifer grimesi* Hall., *Sp. ischimus* Litv. и др. (определения А.Я.Галицкой), фораминиферы *Endothyra pauciseptata* Reus., *Omphalotis cf. wjasmensis* (Ganel.), *Pseudoammodiscus paraprimevius* (Skvor.), *Parapragmadiiscus primevius* (Skvor.) (определения В.П.Скворцова). Органические остатки свидетельствуют о принадлежности отложений к среднему визе.

В Чаткальском хребте развиты в основном слоистые плитчатые известняки с кремнями, которые частично замещаются массивными органогенными известняками. Мощность 250-350 м. Толща согласно залегает в едином карбонатном разрезе фаменской-серпуховский ярусы. Она охарактеризована фораминиферами *Planorchaediscus spirillinoideus* (Reus.), *Pl. longus* Skvor. и др. (Ленчураева и др., 1973). В Саңдалашском хребте разрез сложен плитчатыми комковатыми и органогенно-обломочными, частично доломитистыми известняками с многочисленными линзами и прослоями кремней. Мощность 560 м. В известняках содержится фауна брахиопод, криноидей, мшанок и фораминифер *Planorchaediscus spirillinoideus* (Reus.),

Parapermodiscus cf. rotunda N, Tchern., *P. primaevus* (Fron.), *Mediocris breviscula* (Gan.) и др., свидетельствующих, по заключению В.П.Скворцова, о средневизейском возрасте отложений.

Средний - верхний подъярус -
- $C_1 \nu_{2-3}$. Выделена в Кунгейском районе (4). Залегает трансгрессивно на каледонских гранитоидах. Основная часть толщи сложена известняками, внизу выделяются базальные конгломераты. Мощность около 150 м. Вверху толща согласно смещается образованиями серпуховского яруса. Многочисленны остатки брахиопод *Productus subcarbonarius* Sar., *Pugilis pugilis* (Phill.), *Spirifer attenuatus* Sow., *Martinia glabra* Mart., и фораминифер *Archeediscus karreri* Brady, *A. krestovnikovi* var. *koktjubensis* Raus., *Eastaffella mosquensis* Viss., *Monotaxis gibbus* (Moell.) var. *longa* (Brazhn.), свидетельствующих о средне-поздневизейском возрасте отложений.

Калайхумбская свита - C_1 kl. Развита в Заалайском районе. Выделена в 1959 г. Н.Г.Власовым и И.В.Пихьяновым (Власов, 1961) из сауксайской свиты Д.В.Никитина (Наливкин, 1934). Сложена диабазами, порфиритами, спилитами с линзами альбитофиров, песчаников, сланцев, известняков. Мощность 1000-1300 м. Нижняя часть срезана разломом, но в Дарвазском хребте свита залегает с разрывом на известняках верхнего силура - верхнего девона. Перекрывается согласно образованиями серпуховского яруса. В пределах Киргизии, по р.Алтындара, Е.Ф.Романько, К.Ф.Стаушко-Алексеев и Э.С.Чернер обнаружили остатки криноидей, распространенных от позднего визе до среднего карбона. В пределах Таджикистана верхняя часть свиты, распространенная и на территории Киргизии, охарактеризована визейскими фораминиферами, брахиоподами и кораллами (Стратиграфический словарь СССР, 1977).

Визейский ярус нерасчлененный -
- $C_1 \nu$. Выделен в Замлийском (1), Карабалтинском (2), Киргизско-Терскейском (7), Северо-Тескейском (8), Джанджержерском (15), Кокшальском (16) и Восточно-Алайском (20) районах.

Наиболее хорошо эти отложения изучены в восточной части Киргизского хребта, где они были выделены В.И.Кнауфом в 1950-1951 гг. как средняя и верхняя части атлдейярусской свиты верхнего девона - нижнего карбона. В 1960 г. В.М.Рожанец разделил их

на минтекинскую и туок-кольторскую свиты. Нижняя из них - минтекинская свита - сложена пестроокрашенными алевролитами с прослоями и конкрециями известняков. В основании залегают конгломераты полимиктового состава. В верхней части этой свиты части прослоев туфов и тефроидов. Мощность минтекинской свиты от 600-700 до 1200-1250 м. Верхняя - туоккольторская свита образована преимущественно полимитовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность достигает 2000 м.

Описываемые отложения согласно залегают на девон-турнейских отложениях и согласно перекрываются серпуховскими.

В Таласском и Джумгалском хребтах это подразделение также содержит наряду с красноцветными терригенными породами пачки тефроидов. Мощность здесь не превышает 500 м.

Фауна свидетельствует о том, что в разрезе карбоновых отложений всех районов Северного Тянь-Шаня присутствуют все подразделения визейского яруса (данные Г.К.Гних и В.А.Макарова, В.А.Иордана и В.А.Макарова, А.А.Луйка).

В Джанджлерском районе, в хребтах Боркоддой и Уланском к визейскому ярусу относятся толщи оолитовых, псевдооолитовых и детритусовых известняков. Мощность достигает 1700 м, обычно же она равна 500-800 м. Эти образования находятся в едином карбонатном разрезе нижнего карбона. В составе фауны выявлены визейские брахиоподы *Plicatifera humerosa* (Sov.), *Davisiella comoides* (Sow.), фораминиферы *Earlandia vulgaris* (Raus. et Reitl.), *Medioscris medioscris* Visw., *M. breviscula* Gan. и др. (Бакиров, Королев и др., 1960, Христов, 1970).

В Кошшаальском районе визейский ярус образован терригенными флишомдными толщами, в нижней части которых преобладают песчаники, а сверху - чередующиеся песчаники и алевролиты. Мощность от 230 до 1100 м. Залегают эти отложения согласно на терригенных толщах верхнего девона - турнейского яруса нижнего карбона, согласно перекрыты серпуховскими отложениями. В нижней части разреза, по данным М.Б.Иванова, М.М.Пуркина и А.В.Попова, присутствуют гониматиты джанрыкского горизонта нижнего визея, а в более высоких частях - верхневизейские *Goniatites ex gr. striatus* Sow. и фораминиферы.

В пределах Восточно-Алайского хребта визейский ярус выделен местами из состава кульгеджилинских известняков на участке от долины Чонблеули на юге и до массива Чаканташ на севере, а также на южном склоне гор Каратума. Повсеместно визейские образования с перерывом налегают на подстилающие отложения, согласно перекрываются донгуграминской свитой визейско-серпуховского возраста и представлены массивными и массивно-слоистыми пелитоморфными, ступкатыми и оолитовыми известняками с остатками фораминифер *Neotuberitina maljavkini* Mikh., *Howchinia gibba* Moell., *Barlandia elegans* Raus. et Reitl. (определение А.Д.Миклухо-Маклая), ругоз *Althostrotion* aff. *caespitosum* Mart. (определение В.В.Горянова), брахиопод *Striatifera striata* Fisch (определение В.И.Волгина). Мощность до 500 м.

Визейский - серпуховский ярусы

Визейский ярус, верхний подъярус и серпуховский ярус - G_1V_3+S . Это подразделение выделено на карте в Тупском (5) и Киргизско-Терской (7) районах.

В Киргизско-Терской районе эти отложения распространены от Сусамырского хребта (долина р.Терджайлак) на западе до хр.Джетымбель на востоке. Образованы они красноцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с мощными пачками конгломератов и алевролитов с известняковыми конкрециями и прослоями известняков, особенно характерных для верхней части. Мощность от 150 до 1000 м. Описываемые отложения с резким угловым несогласием перекрывают нижний палеозой и девонские вулканы и без видимого несогласия перекрываются нижнебашкирскими отложениями или резко несогласно белетукской свитой верхнего карбона - нижней перми. В верхней части толщ найдены остатки брахиопод серпуховского возраста *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *G. irregularis* (Gan.), *Striatifera striata* (Fisch.) и др. и фораминиферы *Eostaffella posquensis* Vis., *E. paraproctvae* Raus. (определения А.Я.Галицкой и В.В.Пояркова), а также кораллы, изученные В.Д.Шукиной. Для нижней "немой" части толщ предполагается визейский возраст.

В Топском районе описываемая толща представлена красноцветными полимиктовыми конгломератами и песчаниками, резко несогласно залегающими на каледонском фундаменте или на девонских вулканах. Мощность до 600 м. Фауны не содержит. Согласно перекрывается отложениями башкирского яруса и на этом основании отнесена к верхней части визейского яруса - серпуховскому ярусу. При этом учтено сравнение с соответствующими отложениями Киргизско-Терс-кейской зоны.

Дунгурминская свита - C_1 dng. Распространена по северной окраине Сонкульского района, пограничной с Киргизско-Терс-кейской зоной. Геологически эти образования были выделены М.С.Швецовым в 1932 г. и А.Д.Смирновым в 1938 г. Название предложено А.Я.Галицкой (Гладченко, 1955). В нижней части свиты несогласно на нижнем палеозое и вулканогенном девоне залегают красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники, затем преобладающие песчаники, алевролиты и аргиллиты, венчаемые известняками. Мощность от 300 до 1000 м. Свита согласно перекрывается карачаулинской свитой серпуховского яруса. В нижней части дунгурминской свиты содержатся остатки визейских мшанок, обнаруженные В.Н.Кривоулицкой и определенные В.П.Нехорошевым (Королев, 1955), а в верхней - брахиопод серпуховского возраста *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *G. krasnopolskyi* var. *venusta* Einor. и ругоз (сборы В.Г.Королева и А.Я.Галицкой, определение А.Я.Галицкой, И.И.Горского).

Верхний подъярус визейского яруса - серпуховский ярус - C_{1v3} -З. Под этим индексом выделены карбонатные толщи в Нарынском (I0), Чаткальском (II), Кассанском (I2) и Баубашатинском (I3) районах.

В Нарынском районе существенно преобладают карбонатные породы, особенно светлые массивные органогенно-обломочные, детритусовые, ракушечниковые и обломочные известняки с пачками оолитовых известняков, прослоями песчанистых разностей и известняковых конгломератов. Наряду с ними развиты пачки темных глинистых и битуминозных известняков, доломитистых известняков и доломитов с прослоями, линзами и желваками кремней. На южном склоне Нарынтао и в хр. Джерымтоо особенно значительна роль известняковых конгломератов. Мощ-

ность изменяется от 200-500 до 1600 м, обычно 500 м. Соотношение с подстилающими средневизейскими известняками почти всюду согласное, как и с перекрывающими нижнебашкирскими отложениями. Лишь в хр. Байбичетоо, по данным В.А. Колесникова и др., полученным в начале 70-х годов, обе границы характеризуются стратиграфическим несогласием и разрывом.

На востоке Нарынского района, в бассейне р. Сарыджаз, по данным В.И. Кнауфа, Д.М. Шендеровича и В.А. Макарова, верхневизейские серпуховские отложения в прогибах согласно залегают на среднем визе и представлены в основном известняками (до 600-700 м), а на поднятиях они перекрывают каледонский фундамент с резким несогласием и в основании имеют переменчивой мощности пачку красноцветных песчаников и конгломератов, сменяющихся кверху карбонатными породами (100-350 м).

В рассматриваемых отложениях Нарынского района А.Я. Галицкая выделяет два биостратиграфических горизонта: нижний тешицкий горизонт внизу характеризуется брахиоподами *Ferganoproductus ferganensis* (Gan.), *Gigantoproductus sonkulensis* Galit., *Marginifera derbiensis* (M.W.), а сверху - *Gigantoproductus latissimus* Sow., *G. aff. edelburgensis* Phill. Для горизонта свойственны фораминиферы *Galdispira gordialis* (Jon. et Park.) var *irregularis* (Raus.), *Asterocarchaediscus cf. ovoides* (Raus.), *A. baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus parvus* Raus. и др. (определения Б.В. Пояркова). Верхний зангинский горизонт характеризуется двумя комплексами брахиопод и фораминифер. Внизу распространены брахиоподы *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.) *G. irregularis* (Gan.), *G. rectestrius* (Gröb) (определения А.Я. Галицкой) и фораминиферы *Eostaffella parastruvei* Raus., *E. paraprotrvae* Raus., *Monotaxinoides gracilis* (Dain.), *M. priscus* Brazhm., *Uadyina cribrostomata* Raus. et Reith. (определения Е.А. Рейтлингер и Б.В. Пояркова), сверху - *Womarginifera schartimlensis* (Gan.), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Productina atrypoidea* Rot. и др., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudoendothyra Vdov. ovalis* и др. Тешицкий горизонт относится к верхнему подъярису визейского яруса, зангинский - к серпуховскому ярусу (Стратиграфический словарь СССР, 1977).

В Кассанском районе согласно на средневизейских известняках залегает толща средне- и тонкослоистых известняков с линзами и стяжениями кремней, прослоями песчаных известняков, в кровле находятся светлые массивные известняки. Мощность 150-250 м. Толща резко несогласно перекрывается минбулакской свитой среднего карбона. Среди фаунистических остатков характерны поздневизейские-серпуховские брахиоподы *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *Dictyoclostus* cf. *insculptus* (M.W.) и др.

В Чаткальском районе выделяются две-три пачки. Внизу - темные среднеслоистые известняки с прослоями и желваками черных кремней, сверху - светлые массивные известняки с линзами и желваками светлых кремней. Местами разрез наращивается темными тонколитчатыми криноидными и брахиоподными известняками с примесью пирокластики андезитового состава. Мощность до 800 м. Толща согласно залегает на средневизейских известняках и трансгрессивно перекрывается образованиями среднего карбона и нижней перми. Нижние две пачки содержат остатки поздневизейских фораминифер *Howchinia gibba* (Moell.), *Zostaffella proikensis* Raus., *Porschia michaelovi* Dain., *Endethyanopsis convexa* (Raus.), *Bradyina rectula* (Eichw.) и др. (определения В.П.Скворцова), а также поздневизейских - серпуховских брахиопод и ругоз (сборы В.Долматова и др., определения В.И.Волгина и В.Б.Горянова). В верхней пачке фораминиферы, по В.П.Скворцову, представлены серпуховскими *Asterocarchaediscus bashkiricus* (Krest. et Theod.) и др.

Отложения, выделенные под этим индексом в Баубашатинском районе, развиты в долине Сересу и в междуречье Караункур-Кугарт и описывались в составе каракольской свиты (Турбин, 1969) или как каракольская свита и курджилгинская толща (Бискэ и др., 1971). Они залегают согласно или со скрытым перерывом на разных толщах от силура до нижнего карбона и представлены маломощными, от первых десятков до 200 м, слоистыми в разной степени окремененными пелитоморфными и обломочными известняками с примесью песчано-гравийного, редко галечного материала. Встречаются прослой пестроокрашенных глинистых и кремнистых сланцев, редко - конгломератов и туффитов. Отложения охарактеризованы комплексом фораминифер и водорослей позднего визей-серпуховского века *Zostaffel-*

la prisca Raus., *E. proikensis* Raus., *Archaediscus pauxilis* Schlyk., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.), *Propermodiscus krestovnikovii* (Raus.).

Визейский и серпуховский ярусы - $C_1, v+v$. Эти отложения выделены в Шамсинском районе, в Бомском ущелье, работами В.А.Иордана и В.А.Макарова в 1964 г. и В.М.Рожанца и В.А.Макарова в 1967-1969 гг. В разрезе выделено три известняковых горизонта: нижний - "мшанковый", средний - "коралловый" и верхний - брахиоподовый, разделенные пестроцветными алевролито-песчаниковыми пачками. Мощность этой части разреза 250-300 м. Выше залегает пачка пестроокрашенных переслаивающихся туфов, туффигов, вулканомиктовых песчаников и алевролитов (90-250 м). Отложения согласно залегают на нижнем визе, без видимого несогласия перекрываются ортоксской свитой среднего-верхнего карбона или резко несогласно ашукольторской свитой верхнего карбона - нижней перми. В известняковых горизонтах из сборов В.А.Иордана и В.А.Макарова Б.В.Поляковым были определены фораминиферы *Costaffella prisca* var. *ovoides* Raus., *Pseudoendothyra struvei* Moell., *Ps. homatica* Pojark., *Plectogyrus rozneri* Gan., *Pl. laxa* Pojark., *Borarastaffella longa* Pojark., *Propermodiscus krestovnikovii* Raus., *Archaediscus pauxilus* Schlyk. Мшанки из нижнего известнякового горизонта определены М.Б.Орловским как *Polypoda* aff. *artaschensis* Nikif., *Polypoda* cf. *varsoviensis* Front. и др. А.Я.Галицкая определила брахиоподы *Gigantoproductus superior* Jan., *G. edelburgensis* Phill., *G. irregularis* Jan., *Sinuatella sinuata* Kon. и др. Все приведенные определения фаунистических остатков указывают на визейско-серпуховский возраст формирования описываемых осадков.

Донгураминская свита - C_1 dn. Участвует в строении хр.Төрөктау (Восточный Алай). Выделена А.В.Яговкиным в 1967 г. В строении свиты участвуют две пачки. Нижняя сложена серыми и темно-серыми плитчатыми известняками, прослоенными кремнями и глинистыми сланцами общей мощностью до 120 м. Она охарактеризована серпуховским комплексом фораминифер *Endothyra regularis* Raus., *Costaffella* sp., *Globivalvulina* sp. (определения Я.Ф.Норшняковой), ругоз *Dibunophyllum* sp., *Samorphyllum* sp.

(определения В.Б.Горянова) и брахиопод *Pugnax cf. pugnax* Mart. (определения В.И.Волгина). Верхняя представлена глинистыми и песчано-глинистыми сланцами с подчиненными прослоями кремней и известняков. Мощность свиты 270 м. Она с перерывом налегает на известняки ойбалинской свиты верхнего девона - нижнего карбона, и перекрывается наурусской свитой среднего - верхнего карбона.

Условно этим же индексом на карте показана сходная по вещественному составу (известняки, кремни, сланцы) толща, согласно перекрывающая известняки верхнедевонской арчалтуринской свиты. Она обнажается в хр.Арчалтур и ранее в 1970 г. А.В.Яговкиным и В.Л.Клишевичем описывалась под названием асанкурганской свиты. Мощность до 400 м. Нижние ее горизонты сопоставляются с турне (слой с *Quasiendothyra kopensis* Leb.), а верхние - с визейским и серпуховским ярусами (*Endothyranopsis* sp., *Eostaffella parva* Moell. и др.) Асанкурганская свита согласно перекрывается песчано-сланцевой метелейской свитой, возраст которой не установлен.

Пешкаутская свита - С₁ рк. Распространена в северных предгорьях Алая (I8), а также в Баубашатинском районе (I3). Выделена в 1960 г. А.И.Гончаровым, В.Б.Горняковым и Л.Б.Кушнарь. Биостратиграфия изучена в 1966 и 1973 гг. В.В.Поярковым. Повсеместно свита представлена массивными и грубослоистыми известняками, нередко оолитовыми, органогенными или обломочными. Иногда встречаются прослои доломитово-известняковых пород, а в основании часто залегают известняковые конгломераты. Во многих районах выделяются внизу темные "ругозовые" известняки и сверху - светлые "стриатиферовые" известняки. Мощность 200-600 м. Пешкаутская свита залегает в непрерывном разрезе или трансгрессивно на породах верхней части алайской серии среднего девона - нижнего карбона и перекрывается породами нижней части андыгенской серии нижнего-среднего карбона, а также местами залегающими трансгрессивно верхнепалеозойскими отложениями.

В Восточной Фергане аналоги пешкаутской свиты выделяются в известняковых массивах Суганташ и Акташ-Урумбашинский, где они налегают с неотчетливым размывом на разные горизонты девона и достигают мощности 150-500 м.

Пешкаутская свита повсеместно охарактеризована средне-верхне-

визейскими фораминиферами *Eostaffella mosquensis* Visé., *Howchinia gibba* (Moell.) и др., средневизейскими, верхневизейскими и верхневизейско-серпуховскими брахиоподами *Davisiella comoidea* Sow., *Martinia glabra* (Mart.), *Gigantoproductus giganteus* (Mart.) *Striatifera striata* (Fisch.) и др. и визейско-серпуховскими кораллами *Lithostrotion caevitovum* Mart. и др. Во многих районах из верхней части свиты известна также фауна серпуховского яруса: фораминиферы *Eostafellina pratvae* (Rauv.), *Eostaffella parasturvei* Rauv. и др.; брахиоподы *Marginifera schartimiensis* Jan., *Antiquatonia insculpta* (M.-W.).

Фауна нижнего визе в известняках пешкаутской свиты не установлена, однако налегание их в ряде мест на турнейские отложения в непрерывном разрезе заставляет предполагать наличие в ее составе отложений нижневизейского подъяруса. Подошва пешкаутской свиты в ряде мест, вероятно, соответствует границе турнейского и визейского ярусов. В других районах она проходит по границе нижнего и среднего визе или внутри средневизейского подъяруса. Кровля пешкаутской свиты располагается в одних районах внутри серпуховского яруса, а в других - по границе визейского и серпуховского ярусов. Возраст пешкаутской свиты, таким образом, в большинстве районов визейско-серпуховский.

Визейский - серпуховский ярус - C_1^v-s . Под этим индексом на карте выделены отложения в Шамсинском (3), Сонкульском (9), Кассанском (12), Джанджирском (15) и Кокшаальском (16) районах.

В восточной части Киргизского хребта в горах Кызыл-Омгуд и Арсы, а также в верховьях рек Тундук, Кокадыр и Байдамтал эти отложения известны под названием шамсинской свиты. (Решения..., 1959). Она была обособлена в 1950-1951 гг. В.И.Кнауфом, тогда же изучалась А.А.Луйком, позднее - И.Д.Захаровым и др. Шамсинская свита представлена серыми и зелеными аркозовыми и кварцевыми песчаниками и алевролитами, реже сланцами и конгломератами. Иногда встречаются прослои известняков, известковистых песчаников, мергелей. Шамсинская свита согласно залегает на образованиях тулукольторской свиты ($C_1^v_3t$) верхнего визе и покрывается породами ортоксской свиты среднего-верхнего карбона. Из известняков свиты

В.М.Роханцом и В.А.Макаровым в 1969 г. были собраны фораминиферы, среди которых В.В.Поярковым определены визейско-серпуховские *Bostaffella* sp., *Plectogyra* sp. В песчаниках и глинистых сланцах свиты в ряде мест В.И.Кнауфом и А.А.Лудком собраны отпечатки флоры *Lepidodendron veltheimianum* Stern. var. *acuminatum* Schimp., *L. cf. L. cf. spetzbergense* Nath., *Pseudobornia ursina* Nath., *Asterocalamites serobiculatus* (Schloth.), Zeil., *Phacopteris paniculifera* Stern., *Cardiopteridium spetzbergense* Nath., по определению Т.А.Сикстель и М.И.Борсука, характерны для карбона, главным образом нижнего. Приведенные фораминиферы определяют возраст как визейско-серпуховский ярус. Это подтверждается и стратиграфическим положением свиты, располагающейся между отложениями верхневизейской тушккольторской и средне-верхнекарбоновой ортожской свит.

В Сонкульской зоне описываемые отложения были выделены В.Г.Королевым в 1948 г. (Королев, 1955) в чемандинскую свиту, относящуюся к серпуховскому ярусу. Наиболее полно и подробно она изучена в 1966-1970 гг. В.А.Колесниковым и Е.В.Христовым. Свита сложена подмиктовыми песчаниками с обуглившимися растительным детритом, которым подчинены редкие прослои алевролитов и известняков. Характерно ритмичное флишное чередование, внутри слоев хорошо выражена градационная сортировка. Мощность около 1000 м. Свита согласно подстилается близкими по литологическому составу образованиями верхнего турне - нижнего визе и перекрывается отложениями башкирского яруса. Из нижней части разреза В.П.Скворцовым определены средневизейские фораминиферы *Endothyra cf. raucisartata* Rauc., *Endothyraporia cf. regularis* Rauc. В известняках верхней части встречены фораминиферы *Plectogyra bradyi* (Mikh.), *Janischewskina cf. minuscularis* (Gen.), *Bostaffella* ex gr. *mosquensis* Vis., *Mediocris* aff. *breviscula* (Gen.), *Glovespira elegans* Lip. и др., указывающие, по мнению В.В.Пояркова, на верхнее визе - серпуховский ярус; а также брахиподы *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Productus concinnus* Sow., *Spiriferina salemensis* Well., *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Spirifer korolevi* Glad., характерные для серпуховского яруса (определения А.Я.Галицкой). Встречаются растительные ос-

татки, из которых Т.А.Сикстель определены *Lepidodendron ex gr. veltheimii* Sternb., L. cf. *conica* Rader. и др., свидетельствующие о раннекаменноугольном (?) возрасте слоев. В целом комплекс фораминифер и брахиопод определяет возрастной объем рассматриваемой толщи в рамках визейский - серпуховский яруса.

В массиве Возбутау в Кассанском районе, по данным В.М.Толенева и др., к визейскому - серпуховскому ярусам отнесена толща известняков и доломитов, согласно залегающая на турнейских известняках и доломитах и подстилающая среднекаменноугольные отложения. Нижнее визе включает здесь в основании пачку сильно окремененных известняков с ругозами *Amplexus cf. coralloides* Sow., *Caninia* *grusova* Gorsky и др., сменяемых массивными доломитами, которые замещаются ругозовыми известняками с *Calymene* *triphylus* aff. *calymenae* Van., *Lithostrotion* ex gr. *junceum* (Flem.) и др. Общая мощность этих отложений около 250 м. Выше залегают серые, местами конгломератовидные известняки верхнего визе - серпуховского яруса мощностью до 250-270 м с ругозами *Lithostrotion caespitosum* (Mart.), *Caninia* cf. *juddi* (Tomson) и др. Мощность этой толщи около 500 м.

В Джанджерском районе, в хребтах Сарыбелес, Бозой и Учкуль визейско-серпуховские отложения принимают участие в слоении карбонатных разрезов и представлены, по данным Е.В.Христовой (1964), слоистыми и массивными известняками, которые залегают со стратиграфически нормальным контактом на породах турнейского яруса и также согласно, либо с проявлением локального несогласия перекрываются породами среднего карбона. Мощность отложений в хр.Сарыбелес до 700 м, а восточнее, в хребтах Коккия и Бозой, - до 1050 м. В хр.Учкуль их мощность превышает 770 м. Среди собранных по разрезу брахиопод А.Я.Галицкой определены *Plicatifera humerosa* Sow., *Spirifer attenuatus* Sow., *Striatifera angusta* Jan., *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *G. latissimus* Sow. и др., среди фораминифер Б.В.Поляков обнаружил *Ammodiscus vulgensis* Raus., *A. priscus* Raus., *Forschia* cf. *mikhailovi* Bin., *Bradyina* ex gr. *cribrocostata* Raus. et Reith. и др.

В Каиндинском хребте разрез описываемых отложений в нижней части слагается обломочными известняками с кристаллами, выше кото-

рых появляются прослои песчаников и алевролитов. Средняя часть сложена конгломератовидными известняками с прослоями глинистых сланцев и песчаников, а верхняя - известняковыми конгломератами, переслаивающимися с песчаниками, глинистыми сланцами и известняками. Мощность до 700-800 м. Нижний контакт стратиграфически согласный с отложениями турнейского яруса, верхний - тектонический. Ископаемая фауна представлена остатками фораминифер *Endothyra of. prisca* Raus. et Reitl., *Mediocris breviscula* (Dan.), *End. ex gr. ophalota* (Raus. et Reitl.), *Lituoctubella globospiroides* Raus., *L. magna* Raus., *Globoendothyra korbensis* (Dan.) и др.

С е р п у х о в с к и й я р у с

Отложения серпуховского яруса обособлены во многих районах Северного Тянь-Шаня среди широко развитых здесь пестроцветных и красноцветных терригенных и карбонатно-терригенных толщ. По южной периферии области, на границе со Срединным Тянь-Шанем, к ним принадлежат мустырская и карачаулинская свиты. Карбонатные толщи этого возраста выделяются в Джаньджерском районе, терригенные - в Кокшаальском и вулканогенные - в Заалайском.

В соответствии с решениями Межведомственного стратиграфического комитета СССР серпуховский ярус введен в единую стратиграфическую шкалу в объеме, соответствующем напору А (зоны *Башгорьосегаз* и *Номосегаз*) между визейским и башкирским ярусами. В таком понимании серпуховский ярус принят в данной работе.

Му ст ы р с к а я с в и т а - С₁мв ограничено распространена в Сонкульском районе (9), на водоразделе рек Мустыр и Коккия, где впервые была выделена и описана В.А.Николаевым в 1940 г. и названа В.Г.Королевым (1955). В нижней части она сложена темно-серыми глинистыми известняками с тонкими прослоями известково-глинистых, углисто-глинистых, кремнисто-глинистых сланцев. Выше залегают черные аргиллиты, чередующиеся с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами. Мощность 420-600 м. Мустырская свита тектонически обособлена, нормальные взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не установлены. Из сборов различных исследователей А.Я.Галицкая определила остатки брахиопод *Bohinoceras* (*karavankina*) *sonkulensis* Galit., *Linozyoduk-*

tus tenuistriatus Vern., *Productus coninus* Sow., указывающие на принадлежность свиты к серпуховскому ярусу.

К а р а ч а у л и н с к а я с в и т а - S_1 кт развита в Сонкульской зоне (9) на северном склоне хр. Молдотау, где выделена и описана В.Г. Королевым в 1948 г. под названием гипсоносной свиты, а позднее названа карачауличской (Галицкая, Королев, 1961). Свита представляет собой чередование сероцветных алевролитов, известково-глинистых сланцев, песчаников, битуминозных органогенных известняков. В ее составе характерны прослои (от 10-20 до 100 м) глинистых гипсов. Мощность свиты от 400 до 550 м. Карачаулинская свита согласно залегает на дунгурминской и согласно перекрывается, по данным Л.Н. Орлова (1975), терригенными образованиями башкирского яруса. Среди брахиопод А.Я. Галицкой (Галицкая, Королев, 1961) определены характерные для серпуховского яруса формы *Echinonchus (karavankina) sonkulensis* Galit., *Productus concinnus* Sow., *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.) *Spirifer korolevi* Glad. и др. Положение в разрезе и органические остатки определяют принадлежность свиты к серпуховскому ярусу.

С е р п у х о в с к и й я р у с - S_1 в. Распространен в Карабалтинском (2), Кунгейском (4), Топском (5), Таласском (6), Киргизско-Тескейском (7), Северо-Тескейском (8), Джанджарском (15), Кокшаалском (16) и Заалайском (21) районах.

В центральной и восточной частях Киргизского хребта эти отложения были обособлены в 1951 г. В.И. Кнауфом и на стратиграфическом совещании в г. Ташкенте в 1958 г. были названы кегетинской (кегатинской) свитой (Решения..., 1959). В стратотипе по р. Кегеты свита имеет трехчленное строение (Геология СССР, т. XXV, 1972). Внизу выходят туфопесчаники и туфы, средняя часть сложена песчанистыми известняками с прослоями туфопесчаников и черных глинистых сланцев. Мощность около 500 м. Западнее, в верховьях рек Карабалта и Аксу, весь разрез свиты образован карбонатными породами, мощность сокращается до 70-270 м. Свита залегает с разрывом или согласно на туяккольторской свите верхнего визе и согласно перекрывается ортоксской свитой среднего-верхнего карбона. Свита охарактеризована серпуховскими фораминиферами *Parastaffella propinqua* Wiss., *Restaffella cf. proikensis* Raus., *Asterorchaedis-*

cus bashkircicus (Krest. et Theod.) и др. (определение А.Д.Миклухо-Маклая и Б.В.Пояркова). Брахиоподы, по заключению А.Я.Галицкой, представлены *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Sinuatella sinuata* Kon. и др., т.е. формами, свойственными серпуховскому ярусу. Однако находки *Spirifer bisulcatus* Sow. предполагают, что кегетинская свита может заходить в нижнюю часть башкирского яруса (Стратиграфический словарь СССР, 1977).

В Кунгей Алатау, на его восточном окончании, серпуховские отложения представлены преимущественно известняками, согласно смещающимися вверх красноцветные конгломераты и песчаники визе. Мощность 400-600 м. В западной части Терской Алатау, к югу от Орто-Токойского водохранилища, между визейскими и среднекаменноугольными отложениями залегает толща в 400 м мощности пестроцветных мергелей и алевролитов, содержащая, по данным К.Д.Помазкова, остатки серпуховских фораминифер. Известняки серпуховского яруса мощностью в 100-180 м выделены К.Д.Помазковым в восточной части Джумгольского хребта.

В Джанджерском районе, в хр.Борколдой, по данным В.М.Рожанца и Л.Н.Мозолева, нижняя часть разреза серпуховского яруса сложена массивными оолитовыми, псевдооолитовыми и детритусовыми известняками, а верхняя - темными плитчатыми детритусовыми их разновидностями. Мощность до 1250 м. Эта толща залегает согласно в едином карбонатном разрезе между визейским ярусом и средним карбоном. Ее серпуховский возраст документируется такими органическими остатками, как брахиоподы *Antiquatonia aff. insculpta* (M.W.), *Vuxtonia mosquensis* Gan., *Pugilis pugilis* (M.W.), фораминиферы *Bostaffella proetmosquensis* Kir., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl. и др. (определения А.Я.Галицкой и Б.В.Пояркова).

В Кошкеевском районе отложения серпуховского яруса выделены во второй половине 50-х годов В.И.Кнауфом, М.Б.Ивановым, М.М.Пуркиным. Они образованы глинистыми и известковистыми сланцами, алевролитами, песчаниками, содержат прослой туфов, туфо-песчаников, известняков. Мощность 250-600 м. С подстилающими визейскими и перекрывающими башкирскими отложениями имеют нормальные стратиграфические контакты. Остатки фораминифер *Bostaffella aff. proikensis* Raus., *Bradyina ex gr. cribrostomata* Raus. et Reitl., гониматитов *Cravenoceras* и *Homocerasoides* свидетельствуют

о серпуховском возрасте отложений.

В Заалайском хребте серпуховский ярус выделен в районах перевалов Тарсагар и Кызыларт. Д.В.Никитин (1934) включал эти отложения в сауксайскую свиту. А.Х.Кафарский и И.В.Пыжьянов показали, что они соответствуют образованиям серпуховского яруса, широко распространенным в Дарвазе и детально изученным там Н.Г.Власовым и И.В.Пыжьяновым (Власов, 1961). В составе отложений внизу преобладают преимущественно фиолетовые диабазы, авгитовые и андезитовые порфириды, их туфы, агломераты, туфолавы и лавобрекчии (1500–2000 м), а сверху – зеленокаменно измененные вулканические брекчии (2000 м). Эта толща согласно залегает на турне-визейской калайхумбской свите и с угловым несогласием перекрыта среднекаменноугольными отложениями. В линзах известняков, по определениям И.В.Пыжьянова, содержатся остатки визейско-серпуховских ругоз *Carcinophyllum ex gr. septentrionale Gorsky*, *Ganganophyllum ex gr. latum Gorsky*, *Palaeosmilia murchisoni E. et H.*, *Dibunophyllum turbinatum M'Coу* (Кафарский, Пыжьянов, 1970).

Нижний карбон нерасчлененный – C_1 . Выделен в Сонкульском (9), Кассанском (12), Баубашатинском (13), Дланджлерском (15), Туркестано-Сурметашском (19), Восточно-Алайском (20) районах и в высоких предгорьях Алая (18).

В Сонкульском районе эти отложения обособлены на северном склоне хр.Тахталики и в окрестностях оз.Сонкуль. Они представлены песчаниками, алевролитами, карбонатными породами, известняковыми конгломератами, в Присонкулье – контактово метаморфизованными. Мощность в хр.Тахталики 450–750 м, здесь толща залегает согласно с постепенными переходами на верхнем девоне-турне, кровля срезана разломом. В Присонкулье мощность достигает 1800 м, толща залегает в тектоническом блоке, В.Г.Королев (1958) предполагал ее докембрийский возраст. Органические остатки не выявлены.

В Кассанском районе к нижнему карбону отнесена толща, слагающая горы Кувалаты. Ее формируют известняки, доломиты, известняковые брекчии и конгломерато-брекчии, песчанистые известняки, углистые сланцы и алевролиты. Мощность до 2000 м. В 1963 г. В.Ф.Храмков в известняках собрал фауну, среди которых брахиоподы представлены *Marginifera (?) aff. vanghani (M.W.)*, *Gigantopro-*

ductus cf. *superbus* Sar., *Striatifera striata* Fisch. (по определениям А.А.Галицкой - визейский-серпуховский ярусы), фораминиферы *Huregammina elegans* Raus. et Reitl. var. *crassa* Pojark., *Endothyra* sp., *Ammodiscus* sp., *Plectogyna* sp. (нижний карбон, по В.П.Скворцову), мшанки *Nikiforovella* cf. *mukhini* (Nikif.) (по М.Б.Орловскому - нижний карбон).

В западной части Аتبашинского хребта, по данным А.Г.Конюхова и Е.В.Христова, полученным в 1972 г., на толще среднего-верхнего девона залегают пестроцветные кремни и кремнистые сланцы черного цвета с прослоями известняков, преобладающих в верхней части разреза. Мощность 600 м. В толще содержатся раннекаменноугольные фораминиферы *Neotuberitina maljavkini* (Mikh.), *Archaeophaera minima* Sul., *A. crassa* Lip. и др. (определение В.П.Скворцова).

В Алайском и Туркестанском хребтах нерасчлененные нижнекаменноугольные отложения, по данным изучавших их В.Б.Горянова, Г.С.Поршнякова, Б.В.Пояркова, повсеместно представлены грубослоистыми и массивными известняками, часто оолитовыми и органогенными. В основании часто залегает пачка известняковых конгломератов, местами встречаются линзы бокситов и аллитов. Мощность изменяется от нескольких десятков м до 1000 м и более. Нижнекарбонные известняки залегают или согласно или трансгрессивно на карбонатном девоне и несогласно на терригенном силуре, перекрываются согласно шотской свитой нижнего-среднего карбона или несогласно андыгенской серией и толубайской свитой среднего карбона. В них выявлены визейско-серпуховские брахиоподы *Gigantoproductus edelburgensis* Phil., *Striatifera striata* (Fisch.), кораллы *Palaeostilla murchisoni* E. et H., фораминиферы *Mediocris breviscula* (Gan.), *Forschia mikhailevi* Dain. Для верхних горизонтов характерны серпуховские *Antiquatonia inculpta* (M.W.), *Marginifera schartimiansis* Gan., *Eostaffella protvae* (Raus.) и др. Есть находки гониатитов в виде *Goniatites striatus* Sow., серпуховских *Cravenoceras* и *Schartymites*.

В верховьях р.Кургузата Г.С.Поршняков в 1969 г. выделил тектонический блок нижнекаменноугольных пород иного состава. В нем известняки переслаиваются с диабазами, туфами, кремнями.

Мощность (видимая) около 600 м. Остатки фораминифер принадлежат визейскому ярусу.

В Баубашатинском районе известняки верхнего турне, всего визейского и большей части серпуховского ярусов образуют мощную не менее 1900 м непрерывную последовательность и представлены светлыми толстослоистыми оолитовыми, водорослевс-фораминиферовыми, шламowymi, редко коралло-брахиоподовыми разностями. Местами в Баубашата (р. Чон-Керей и др.) известняки верхнего визе-серпухова с *Goniatites orientalis* Libr., *Striatifera striata* (Fischer) и др., мощностью 400-600 м, залегают с разрывом на подстилающих толщах и выделялись Л.И. Турбиным в керейскую свиту. Местами разрыв охватывает низы и середину визейского яруса.

Терекская свита - *S₁tr*. Выделена А.В. Яговкиным и В.Л. Клишевичем в 1970 г. в пределах Восточно-Алайского хребта (20). Свита сложена ритмично чередующимися пластами песчаников, алевролитов и сланцев. Реже встречаются гравелисты и конгломераты. Мощность превышает 3500 м. Свита согласно налегает на актамскую свиту силур-девона, перекрывающие породы не известны. Из органических остатков найдены остатки растений *Calamites* ? sp., *Cordaites* ? sp., *Asterocalamites* ? sp. раннекаменноугольного облика (определение Т.А. Сикстель).

Кумбельская толща - *S₁kb*. Выделяется в Баубашатинском районе (13) и соседних частях Атойнакского хребта, представлена черными углисто-глинистыми и кремнистыми сланцами с редкими прослоями известковистых алевролитов, песчаников и конгломератов. Известны редкие находки фораминифер турне и верхнего визе (?) в песчаниках и гальке известняка. Нормальные стратиграфические контакты не установлены, предполагается налегание толщи на песчано-сланцевый силур и залегание ее в кровле сокращенных разрезов сересуйского типа. Мощность не более 350 м.

НИЖНИЙ-СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

В Южном и Среднем Тянь-Шане во многих местах выделяются нерасчлененные нижне-среднекаменноугольные толщи. Среди них выделяются толщи разнообразного состава. Среди карбонатных отложе-

ний откартированы в Алайском и Туркестанском хребтах визе-башкирские, в северных предгорьях Алая и в Туркестано-Сурметашском районе - андигенская серия поздневизейско-московского возраста, в Джанджержерском и Нарынском районах - серпуховско-башкирские. Карбонатно-кремнистые толщи известны в Джанджержерском районе (визе-башкирские), в Высоких предгорьях Алая (шотская свита серпуховско-башкирская и биданинская свита), в Восточном Алае (догдульская свита серпуховско-московская). Терригенные толщи особенно характерны для Кокшаальского района, где среди них выделяются визе-башкирские и ниже-среднекарбонные толщи. Они имеются в Высоких предгорьях Алая (в том числе чугамская свита серпуховско-башкирская), в Баубашате (среди них атойнакская толща), в районе Кассана (шингская свита), в Туркестано-Сурметашском и Восточно-Алайском районах.

Визейский ярус - нижний подъярус башкирского яруса - $Cv-b_1$. Широко представлены в Джанджержерском (15) и Кокшаальском (16) районах.

В Джанджержерском районе разрез этого комплекса представлен черными детритусовыми и спонголитовыми известняками, кремнистыми и глинистыми сланцами, алевролитами, полимиктовыми песчаниками и гравелитами. В хребтах Джанджержерском и Учкулъ к нижней половине разреза приурочены туфы, туфолавы, андезитовые и диабазовые порфириты. Мощность 200-1000 м. Толща или согласно налегает на вулканогенно-кремнистый девон - турнейский ярус, либо - трансгрессивно на силур. В низах разреза установлены *Permodiscus rotundus* M. Tchern., *Endothyra convexa* Raus., *Spiroplectammina* aff. *tschernyshinensis* Lip. (определения Л.А.Эктовой), характеризующие визейский ярус. Выше обнаружены серпуховские *Costaffella proikensis* Raus., *E. aff. mosquensis* Viss., *Asteroarchaediscus* ex. gr. *bashkiricus* Krest. et Theod., *Cravenoceras* sp., *Bulmorphoceras* sp. (определения Л.А.Эктовой и Л.С.Дибровича). Нижнебашкирская часть разреза охарактеризована *Costaffella exilis* Grozd. et Leb., *E. varvariensis* Brashn. et Pot., *E. protvae* Raus., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. korobeskikh* Raus. et Saf., *Osawainella aurorae* Grozd. et Leb. и др., а также гониатитами *Proschumardites* и *Homoceras*oides.

В западной части хр.Кок-Шаал толща визейских, серпуховских и нижнебашкирских отложений характеризуется частым переслаиванием полимиктовых песчаников, глинистых сланцев, плитчатых известняков. Мощность 200—400 м. Контакты со смежными в разрезе отложениями стратиграфически нормальные. Возраст определяется остатками фораминифер *Mediocris mediocris* Vis., *Archaeodiscus* sp., *Archaeosphaera minima* Sul. внизу, *Endothyra* ex gr. *bradyi* Mikh., *Propermodiscus* ex gr. *krestovnicovi* Raus., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb., *Forchia mikhailovi* Dain. в середине и *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Costaffella* cf. *angusta* Kir., *Asterosphaerodiscus subbaskiricus* (Reitl.) сверху, т.е. интервалом от виле до низов башкирского яруса включительно.

Серпуховский ярус - нижний подъярус башкирского яруса - C₅-b₁. Выделен в Нарынском (10) и Джанджерском (15) районах.

К яру от оз.Сонкуль, в хр.Акчеташ, эти отложения были выделены в 1932 г. М.С.Шведовым. Они представлены черными битуминозными известняками с прослоями сланцев, алевролитов и песчаников с пачкой доломитов в кровле. Мощность около 500 м. Толща согласно залегает на визейско-серпуховских отложениях и содержит внизу остатки фораминифер серпуховского яруса *Costaffella paraprotvae* Raus., *E. pseudostruvei* Raus. и др., а сверху нижнебашкирских *Pseudostaffella antiqua* Dutk. В Дамандаван-Тау Е.И.Зубцов в 1947 г. выделил толщу в 600—800 м мощности ритмично чередующихся известняков, алевролитов и сланцев, которая согласно залегает на верхневизейских-серпуховских известняках и несогласно перекрывается базальными конгломератами среднего-верхнего карбона. Из нижней части В.Д.Фомичевым определены остатки серпуховских рогов, а сланцы верхней части содержат остатки раннебашкирских гоннатитов *Gastrioceras cancellatum* Visat. и др. (сборн Е.И.Зубцова, определения Л.С.Либровича).

В Джанджерском районе рассматриваемое подразделение, по данным А.Е.Довжикова, В.Г.Королева, сложено внизу массивными, иногда оолитовыми известняками, сверху черными плитчатыми детритусовыми их разностями. Мощность до 350 м. Толща согласно сменяет визейские отложения и трансгрессивно перекрывает нижнемосков-

скими. В нижней части толщи характерны серпуховские *Gigantoproductus edelburgensis* Phill., *Chonetipustula ferganensis* (Jan.), *Bostaffella* ex gr. *ikensis* Viss., а сверху *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) раннебашкирского возраста. Фауну определяли Л.М.Донакова и Л.А.Эктова.

Визейский - башкирский ярус - **Сv-b**. Распространены в низких предгорьях Алайского хребта, где они залегают в основании верхнепалеозойского флишево-моласового комплекса (18). Представлены они песчанистыми и органогенно-детритсовыми известняками с прослойками известково-глинистых, мергелистых, кремнистых и глинистых сланцев, а в нижней части мелкообломочных сланцевых брекчий и кремнистых сланцев. Мощность 40-300 м. Эти отложения несогласно залегают на разных толщах и согласно или с перерывом перекрываются средним карбоном. В известняках многочисленны фораминиферы визейско-башкирского возраста *Bostaffella mosquensis* Viss., *B. postmosquensis* Kir., *B. breviscula* Gan, *Propermodiscus krestovnicovi* Raus., *Pseudostaffella antiqua* Dutk. и др. и гониатитов *Reticuloceras reticulatum* Phill., *Schumardites* cf. *barbatanus* Vern.

Коксарайская свита - **С₁₋₂ kк**. Выделена А.Д.Милухо-Маклаем и Г.С.Поршняковым в 1960 г. Район распространения свиты - горы Карачатыр в Юго-Восточной Фергане (18). В составе коксарайской свиты участвуют нередко органогенно-детритовые известняки, мергели и алевролиты с прослойками песчаников и глинисто-кремнистых сланцев. В основании обычно залегают известняковые и серпентинитово-известняковые конгломераты и конгло-брекчии с обломками песчаников и метаморфических сланцев мощностью до 30-40 м. Мощность свиты колеблется от 20 до 130 м. Коксарайская свита залегают с угловым несогласием на породах кандинской свиты силур-девона или на ультрабазах и перекрывается с разрывом башкирско-нижнемосковскими отложениями калмакбулакской свиты. Свита охарактеризована фораминиферами визейского, серпуховского и башкирского ярусов *Barlandia vulgaris* Raus. et Reitl., *Bostaffella* cf. *princea* Lip., *Howchinia gibba* var. *longa* Brash., *Bostaffellina* cf. *paraprotvae* (Raus.), *Bostaffella postmosquensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Ps. antiqua* var. *grandis*

Schlyk. и др., а также башкирскими гониатитами *Proschumardites keideli* Leuchs, *Brannerosegas* cf. *regognatum* Jin., *Schartymites* aff. *barbotanus* Karg. и др. Возраст коксарайской свиты, таким образом, может быть определен как визейско-башкирский, причем кровля ее располагается внутри башкирского яруса.

Шютская свита - S_{1-2} St. Выделена Г.С.Поршняковым в 1968 г. В различных районах северных предгорий Алая (18) описывалась как маляранская свита. Шютская свита венчает известняковые разрезы среднего палеозоя. Наиболее полно она изучена в горах Алтынказык-Улукан и Актур (Поршняков, 1969, 1964). Шютская свита представлена переслаиванием песчаников, алевролитов, гравелитов, конгломератов, кремней, глинистых сланцев и известняков. Нередко в основании свиты обособляется папка слоистых известняков мощностью от нескольких метров до 400 м, содержащая прослой кремней и терригенных пород. Иногда в нижней части свиты присутствуют редкие прослой аллитов, основных эффузивов и их туфов. Мощность 100-700 м. Шютская свита залегает на известняках нижнего карбона почти везде в непрерывном разрезе. В некоторых районах шютская свита трансгрессивно перекрыта толубайской свитой среднего карбона или более молодыми толщами. Повсеместно свита охарактеризована серпуховскими фораминиферами *Neosarchaedicus micus* Rojark., *Bostaffellina protvae* (Raus.) и др., а также визейско-серпуховскими или визейско-башкирскими фораминиферами. Во многих районах породы шютской свиты содержат остатки гониатитов серпуховского яруса *Cravenosegas* cf. *merriami* Joung. и др., остатки серпуховских брахиопод *Spirifer bisulcatus* Sow., *Productus concinnus* Sow. и др., а также остатки визейско-серпуховских кораллов. В ряде районов из пород шютской свиты известны находки башкирских фораминифер *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Neosarchaedicus ex gr. gregorii* (Dain.), а также башкирских гониатитов *Schartymites* aff. *barbotanus* Karg. Таким образом, несомненно наличие в шютской свите серпуховских и башкирских отложений.

Серпуховский - башкирский ярус - S_{a-b} . В Атойнакском хребте (13) на визейско-серпуховские известняки налегает с признаками размыва атойнакская толща песчаников, гравелитов, сланцев с прослоями конгломератов и тонких

слоистых известняков, содержащих *Pseudostaffella* sp., *Donetzella* sp. башкирского яруса (определения Е.Ф.Поршняковой). Присутствие в свите серпуховского яруса не доказано, хотя вероятно по положению в разрезе. Мощность до 500-600 м. Аналогичная толща, фаунистически не охарактеризованная, налегает на нижний карбон в хр. Бозбутау в низовьях р. Западная Карасу. В Баубашатинском районе (13) серпуховско-башкирские отложения представлены шингской свитой, развитой в междуречье Майлису и Нарына (Бискэ, Кушнар, 1976). Свита залегает с разрывом и песчано-конгломератовым горизонтом в основании на майлисуйской серии и представлена песчаниками, сланцами, мергелями и известняками, из которых в нижней части собраны брахиоподы серпуховского - башкирского ярусов *Productus concinnus* (Sow.), *Pr. productus* Mart., *Linoproductus gassensis* Volg., *L. cf. neffedievi* Vern., *Choristites* ex gr. *bisulcatiformis* Semich. и др. (определения В.И.Волгина, 1970), а в верхней (р.Намаздык) появляются башкирские *Pseudostaffella* sp. Мощность свиты 100-300 м.

Чугамская свита - C_{1-2} dg. Выделена Г.С.Поршняковым в 1959 г. под названием "минбулакская свита"; позднее переименована в чугуамскую. Распространена на северном склоне Алайского хребта (18). Отложения чугуамской свиты венчают вулканогенные разрезы среднего палеозоя. В составе свиты участвуют вулканомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями и пачками гравелитов и конгломератов, а также глинистых сланцев. Местами отмечены прослои туфов, основных эффузивов, кремнистых и углистых сланцев, известняков. Мощность от 300 до 1500 м. Залегает свита с разрывом на кремнистых породах хаджагаирской свиты и на более древних вулканогенных отложениях киргизатинской серии, а также на терригенном силуре. В известняках содержатся нижнекаменноугольные фораминиферы *Endothyranopsis staffellaeformis* Tchern., *Proteromadicus* ex gr. *krestovnikovi* Haus. и др., имеются находки девонской фауны, вероятно, перестроженной. Возраст чугуамской свиты условно оценивается как серпуховско-башкирский.

Догдудьская свита - C_{1-2} dg. Выделена Л.В.Вонгазом в 1948 г. Обнажается в пределах южных склонов Алая и в Восточно-Алайском хребте (20). Согласно залегает на толщу

культеджилинских мраморов или известняков виле и также согласно перекрывается кашкауской свитой среднего-верхнего карбона. Представлена толщей слоистых известняков и кремней. Мощность от 150 до 400 м. Характеризована остатками фораминифер и брахиопод серпуховского, башкирского и низов московского ярусов *Endothyra prisca* Raus. et Reit., *Staffella struvei* Moell., *Globivalvulina parva* N.F., *Pseudostaffella antiqua* Dutk., *Profusulinella ovata* Raus., *P. parva* Lee et Chen (определение А.Д.Миклухо-Маклая); *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow., *Chonetes semireticulata* Chao (определение А.П.Ротая).

К а л м а к а с у й с к а я с в и т а - C_{1-2} км. Распространена в Алайском хребте (18) и в Восточном Алае (20). Подробно описана А.В.Ягвкиным в 1967г. Калмакауская свита в Алайском хребте представлена слоистыми известняками, иногда мергелистыми и доломитистыми, реже органогенно-обломочными с прослоями и пачками слоистых кремней, кремнистых и глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Местами в основании свиты наблюдаются карбонатные брекчии. Мощность свиты составляет 50-200 м, иногда увеличиваясь до 600 м. Калмакауская свита залегает несогласно на верхнесилурийско-девонских отложениях аэванской серии или на нерасчлененных силурийских образованиях, перекрывается, местами с разрывом, акбогузской свитой или ее возрастными аналогами. Свита охарактеризована фораминиферами визейско-раннемосковского возраста *Profusulinella* aff. *librovichi* Dutk., *Pseudostaffella* ex gr. *antiqua* (Dutk.), *Eostaffella protvae* (Raus.), *Eostaffella ikensis* Viss. Имеются также находки визейских-серпуховских гониатитов *Cravenoceras* aff. *nevadense* Mill. et Furn., *Gastrioceras* cf. *concellata* Visat. и др., брахиопод *Productus undiferus* Kon. и др., фораминифер *Eostaffella postmosquensis* Kir., *Earlandia elegans* Raus., *Mediocris medicris* (Viss.).

В Восточном Алае калмакауская свита входит в состав сокращенных разрезов палеозоя и представлена плитчатыми известняками, прослоенными кремнями и глинистыми сланцами. Она несогласно налегает на буринскую свиту верхнего девона и даже на силурийские образования. Мощность свиты колеблется от первых десятков метров до 150 м. Нижние горизонты охарактеризованы аммонидеями верхне-

го визе *Goniatites cf. striatus* Sow. и серпуховского яруса *Cravenoceras aff. subplicatum* Bisat., *C. nevadense* M. et F. и др., среднебашкирскими *Proschumardites* sp., *Reticuloceras* sp., *Branneroceras* sp. (определения А.В.Ягловкина). Вверху обнаружены фораминиферы московского яруса *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Fusulinella* ex gr. *bocki* Moell. и др.

А н д ы г е н с к а я с е р и я - C_{1-2} ан. Распространена в Северных предгорьях Алая (18) и в Туркестано-Сурметашском районе (19). Выделена В.И.Котельниковым в 1974 г. в качестве подразделения, объединяющего отложения газской и каузанской свит.

Газская свита выделена В.Н.Вебером в 1913 г. как газские или бисульфатные слои. Свита сложена темными слоистыми известняками, нередко - обломочно-органогенными, с прослойками и линзами кремней. Мощность от 0 до 900 м. Газская свита залегает в непрерывном разрезе на нижнекаменноугольных известняках (обычно на породах пещкутской свиты) и перекрывается с размывом или в непрерывном разрезе среднекаменноугольными породами каузанской свиты, иногда трансгрессивно толубайской свитой среднего карбона. Газская свита охарактеризована в нижней части серпуховскими фораминиферами *Eostaffellina protvae* (Raus.), *Asterorchaediscus micus* Pojark., брахиоподами *Productus concinnus* Sow., *Marginifera sehartimien- sie* (Jan.) и гониатитами *Cravenoceras* sp., вверху - башкирскими фораминиферами *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Neorchaediscus* ex gr. *gregorii* (Dain.) и брахиоподами *Choristites bisulcatiformis* Semich. Местами в самых верхних горизонтах газской свиты появляются первые *Profusulinella parva* Lee et Chen, *P. cf. primitiva* Soen., что свидетельствует о наличии в составе свиты отложений верхнебашкирского подъяруса. В некоторых районах самые верхние горизонты газской свиты содержат остатки нижнемосковских фораминифер *Aljutovella cf. aljutovica* (Raus.), *Profusulinella* ex gr. *rhomboides* Lee et Chen и брахиопод *Choristites* ex gr. *priscus* (Richw.). Таким образом, возраст газской свиты оказывается серпуховско-позднебашкирским, в ряде мест свита включает отложения нижнемосковского подъяруса.

Каузанская свита. В 1960 г. А.Д.Миклухо-Маклай и Г.С.Поршняков эти отложения выделили под названием туокдангинской и пыркаф-

ской свит. Самостоятельность туюкдангинской свиты впоследствии не подтвердилась. В.И.Котельников в 1971-1974 гг. предложил объединить туюкдангинскую и пыркафскую свиты в одну каузанскую. Отложения, выделявшиеся ранее как туюкдангинская свита, представляют особую фацию, занимающую различное положение в разрезе каузанской свиты, но чаще всего обособляющуюся в основании последней. В составе каузанской свиты характерны слоистые и массивные известняки, обычно водорослево-фораминиферовые и оолитово-мелкообломочные и нередко "пятнистые". Во многих районах в нижней части каузанской свиты вместе с пятнистыми известняками (иногда и выше по разрезу) залегают линзы бокситов, аллитов и известняково-аллитовых конгломератов-брекчий. Мощность каузанской свиты обычно составляет 40-200 м, уменьшаясь местами до нескольких метров или увеличиваясь до 400 м. Свита залегает с разрывом или в непрерывном разрезе на породах газской свиты или с разрывом на нижнекаменноугольных известняках, она с разрывом или в непрерывном разрезе перекрывается толубайской свитой среднего карбона. Свита охарактеризована нижнемосковскими фораминиферами *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Profusulinella convoluta* Lee et Chen, башкирско-нижнемосковскими фораминиферами *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. ex gr. gorskyi* (Dutk.) и московскими брахиоподами *Choristites priscus* (Eichw.), *Ch. ex gr. mosquensis* (Fisch.). О наличии местами в составе каузанской свиты отложений верхнебашкирского подъяруса свидетельствуют отдельные находки в ее нижней части *Choristites bisulcatiformis* Sem. и *Verella acuminata* Ruz. В ряде районов верхние горизонты каузанской свиты охарактеризованы верхнемосковскими *Fusulinella ex gr. colanicae* Lee et Chen, *Fusulina antiqua* Raus. Таким образом, подошва каузанской свиты расположена обычно внутри верхнебашкирского подъяруса, но иногда она поднимается в нижнемосковский подъярус. Кровля свиты в большинстве районов находится внутри нижнемосковского подъяруса, а местами проходит внутри верхнемосковского подъяруса. Возраст каузанской свиты меняется в различных районах от позднебашкирского-раннемосковского до позднемосковского.

Биданинская свита - C_{1-2} bd. Выделяется по условиям масштаба только в некоторых районах северных предго-

рий Алай (18). Во всех остальных она включена в нерасчлененную шаланскую серию. Биданинская свита представлена известняками (часто мелкообломочными и органогенными) с прослоями и пачками слоистых кремней, кремнистых сланцев, мергелей, глинистых сланцев, алевролитов и песчаников. Мощность от 30 до 300 м. Свита залегает согласно на тамашинской свите или на песчано-сланцевых образованиях силура (?). В известняках обычно встречаются остатки фораминифер нижнего карбона *Nuregashina vulgaris* Raas, *N. elegans* Raas. et Reitl., а в верхних горизонтах серпуховские го- ниятиты *Cravenoseras aff. mahamense* (Bisat.), *Dimerphoseras* sp. и др.

Нижний - средний отделы нерасчлененные - C_{1-2} . Выделены на карте в Баубашатинском (13), Кокшаальском (16), Туркестано-Сурметашском (19), Восточно-Алайском районах и в северных предгорьях Алая (18).

В Баубашатинском районе это так называемый "каркичинский флиш", распространенный в междуречье Караунгур-Кугарт. Толща образована ритмичным чередованием сланцев и алевролитов, содержит прослой кремнистых сланцев, песчаников и гравелитов. Мощность не более 100 м. Налегает на отложения девона - нижнего карбона (Бисля, Поршняков, 1974). В ней найдены остатки фораминифер *Endothyra* sp., *Bostaffella* sp., *Agohaediscus* ? sp., не позволяющих определить более точно возраст в пределах раннего-среднего карбона.

В Кокшаальском районе, в бассейнах рек Акшиярк и Джангарт, по данным В.И.Кнауфа, М.Б.Иванова и М.М.Пуркина, Б.А.Трифоновна, развита флишеподобная толща черных и темно-серых глинистых и кремнистых сланцев, алевролитов, песчаников, известняков, отмечены прослой гравелитов и конгломератов. Мощность до 1500 м. Толща залегает согласно в непрерывном разрезе от верхнего девона до верхнего карбона. Спорадические находки органических остатков характеризуют интервал от серпуховского яруса до нижнего подъяруса московского яруса вышестоятельно.

В Туркестанском и Алайском хребтах в ряде мест из-за масштаба карты не удалось выделить известняки нижнего карбона, андыгенскую серию и толубайскую свиты. В этих случаях они объединены индексом нижнего-среднего карбона. Мощность до 500 м.

В Восточно-Алайском хребте к нижнему-среднему карбону неразделенным отнесены кайндыбулакская, кулькаиндинская и аирташская свиты, выделенные в 1967 г. А.В.Яговкиным. Кайндыбулакская свита представлена песчаниками и сланцами мощностью до 360 м, содержащими остатки турнейских ругоз *Calinia cf. dolirodovi* Salee (определение Б.В.Горянова). Кулькаиндинская свита трансгрессивно, с конгломератами в основании налегает на кайндыбулакскую свиту, сложена грубозернистыми известковистыми песчаниками, известняками, мергелями, алевролитами и глинистыми сланцами мощностью от 140 до 440 м. Охарактеризована остатками фораминифер *Planorbachaediscus cf. mostratas* G. et L., *Tetrataxis conica* Ehr. (определение Я.Ф.Поршняковой), брахипод *Yanischewskyella angulata* Zim., *Spiriferina transversa* M. Ch., *Dielasma hostata* Sow. (определение В.И.Волгина) и гониатитов *Cravenoceras aff. hesperium* M. et F., с. *merriami* Young. (определение А.В.Яговкина). Аирташская свита согласно налегает на кулькаиндинскую, сложена ритмично чередующимися сланцами, алевролитами и песчаниками с редкими прослоями известняков и гравелитов. Мощность 350-500 м. Свита охарактеризована остатками фораминифер, среди которых в нижней ее части установлены *Kostaffella paraprotrvae* Raus., *Bradyina aff. cribrostomata* Raus. et Reith., *Archaediscus milleri* Raus., *Neoarchaediscus rugosus* Raus., *Schubertella* sp., а в верхней - *Profusulinella* sp., *Pseudostaffella* sp. (определение Я.Ф.Поршняковой).

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Средний отдел каменноугольной системы принят в объеме от подошвы напора А или зоны *Ematrophoceras*, аналогов краснополянских слоев, до подошвы дялгинсайского горизонта или "обсолевых слоев". В морских фациях выделяются башкирский и московский ярусы. В морских фациях в полном объеме развит в хребтах Единого Тянь-Шаня и по южной периферии Среднего Тянь-Шаня. В Северном Тянь-Шане в среднем карбоне преобладала наземная обстановка и накопленные континентальных терригенных отложений.

Б а ш к и р с к и й я р у с

Впервые башкирский ярус был выделен В.А.Вахрамеевым (1938)

на юге Киргизии, В.А.Вахрамеевым и А.Д.Смирновым (1939) на севере. В морских фациях развит во всех районах Тянь-Шаня, но на севере широко распространены континентальные отложения и морским является лишь нижний подъярус. Деление на два подъяруса хорошо выдерживается в Южном Тянь-Шане, но здесь зачастую верхний подъярус не отделяется от московского яруса, главным образом из-за масштаба карты, и по этой же причине не разобнены подъярусы в других районах этой области. В восточной части Северного Тянь-Шаня к башкирскому ярусу принадлежат тупская, чааркудукская и керегеташская свиты, а на западе - красноцветные и пестроцветные карбонатно-терригенные отложения. Они же характерны для Сонкульского и большей части Нарынского районов. В Баубашатинском и Кокшаальском районах башкирский ярус выделен без разделения на подъярусы и без обособления свит. В остальных районах Южного Тянь-Шаня башкирский ярус входит в единые подразделения или с нижним карбоном, или с московским ярусом среднего карбона.

Тупская свита - C_2 tp развита в Тупском районе (5). Как геологическое тело была обособлена в 1914 г. во время работ экспедиции под руководством Н.Г.Кассина, фауна изучена Г.Н.Фредериксом, который отнес ее к среднему карбону. В.И.Кнауф разделил эти образования на две толщи: нижнюю терригенную и верхнюю карбонатную. При унификации стратиграфических схем в 1957-1958 гг. нижняя была названа тупской, верхняя - учкашкинской свитой (Решения..., 1959). На карте обе свиты объединены в единую тупскую свиту.

Свита сложена внизу красноцветными конгломератами, сверху - различными известняками. Мощность 30-350 м. Свита залегает согласно на красноцветной толще визейско-серпуховского возраста или резко несогласно на каледонском фундаменте и согласно перекрывается или чааркудукской или керегеташской свитами башкирского яруса. Характерны брахиоподы *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Ch. andygenis* Semich., фораминиферы *Pseudostaffella antiqua* Dutk., (Галицкая, 1958). По положению в разрезе и фаунистическим остаткам тупская свита соответствует нижней части башкирского яруса.

Чааркудукская свита - G_2 бг. Распространена в Топском районе (5), на северном склоне Терской Алатау. Как геологическое тело обособлена В.И.Кнауфом в 1951-1952 гг., название введено при разработке унифицированных легенд в 1957-1958 гг. (Решение..., 1959). Сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, мергелями, гипсами. В верхней части выделяется горизонт известняков с нижнебашкирскими *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Orthotetes cardiformis* Yv. Мощность от 40 до 1700 м (увеличивается к востоку). Свита залегает согласно, местами со следами небольшого размыва на топской свите и согласно перекрывается песчано-конгломератовой толщей среднего карбона. По фаунистической характеристике и по положению в разрезе чааркудукская свита не выходит за пределы нижнего подъяруса башкирского яруса.

Керегеташская свита - G_2 крг. Распространена в западной части Топского района (5), на северном склоне Терской Алатау. Выделена и детально изучена под названием коджайской свиты В.Г.Королевым в 1953 г. (Стратиграфический словарь СССР, 1977; Галицкая, Королев, 1961). При унификации легенд к геологическим картам в 1957-1958 гг. получила название керегеташской. Сложена красноцветными и пестроцветными алевролитами и песчаниками со значительным объемом вулканокластического материала, прослоями туфов и тефроидов. Мощность от 100 до 800 м. Свита согласно залегает на известняках топской свиты раннебашкирского возраста и резко несогласно перекрыта рэт-лейсом. Органические остатки не выявлены. По положению в разрезе находится на уровне чааркудукской свиты и считается раннебашкирской.

Башкирский ярус - G_2 в. Выделен из карты в Киргизско-Тескейском (7), Сонкульском (9), Нарынском (10), Баубашатинском (13) и Кокшаальском районах.

В Киргизско-Тескейском и Сонкульском районах эти отложения были обособлены, названы актайлякской свитой и изучены в 1948 г. В.Г.Королевым (Королев, 1955; Королев и др., 1961). Актайлякская свита сложена пестроцветными и красноцветными тонко переслаивавшимися песчаниками, алевропесчаниками, алевролитами и аргиллитами, в нижней части выделяются один-два горизонта ракушниковых известняков, в верхней - ряд линз конгломератов и гравелитов.

Мощность изменяется от 400 до 970 м. Свита без видимого несогласия залегает на верхневизейских-серпуховских отложениях и согласно перекрывается песчано-конгломератовой толщей, относимой к среднему-верхнему карбону. В нижней части свиты встречаются *Spirifer bisulcatus* Sow., а несколько выше - *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Ch. pseudobisulcatus* Rot., *Orthotetes cardiformis* Yv., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.). Верхняя часть органическими остатками не охарактеризована. Свита сравнивается с тупской и чааркудукской свитами как по фауне, так и по литологическим особенностям и относится к башкирскому ярусу, хотя для верхней части нельзя исключить раннемосковский возраст.

В Наринском районе, в хр. Джамандаван, Б.И.Зубцов в 1947 г. выделял толщу туфконгломератов и песчаников, которая несогласно залегает на серпуховских-башкирских отложениях и несогласно перекрывается средне-верхнекарбонными конгломератами. Мощность до 100 м. Органические остатки не найдены. По положению в разрезе толща отнесена к башкирскому ярусу.

На востоке Наринского района, в бассейнах рек Куйлю и Сарычат, башкирские отложения выделены Д.М.Шендеровичем и В.А.Макаровым.

В Баубашатинском районе к башкирскому ярусу отнесены арсланбобская и конуртобинская свиты. Арсланбобская свита, по данным Г.С.Биске и Г.С.Поршнякова (1974), залегает согласно на известняках нижнего карбона, сложена плитчатыми известняками со стяжениями кремней, прослоями криноидно-ругозовых известняков, имеет мощность 300-400 м. Она охарактеризована *Pseudostaffella* и гонимитами *Groenhuusdites*, *Glarhyrites*, *Wagnersoceras*?, определяющими башкирский возраст. Конуртобинская свита, выделенная в 1959 г. Л.И.Турбиным, согласно или с небольшим разрывом перекрывает арсланбобскую свиту, сложена известняковыми конгломератами и "диким флишем", имеет мощность 300-400 м. Она охарактеризована раннебашкирскими фораминиферами *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.).

В южной части района эти свиты не выделены, единая толща имеет карбонатно-терригенный состав, залегает или на окдзатпесской, или на миндубайской свитах и перекрыта конгломератами чонташской свиты среднего карбона.

В Кокшаальском районе башкирский ярус, по данным Г.Л.Бельговского и Л.А.Эктовой, представлен толщей черных глинистых сланцев и песчаников с подчиненными прослоями гравелитов, конгломератов, углисто-глинистых сланцев, иногда битуминозных известняков и кремнистых сланцев. Мощность 150-450 м. С отложениями серпуховского и московского ярусов контакты нормальные стратиграфические. Среди органических остатков характерны башкирские фораминиферы *Bostaffella parastruvei* var. *chusovenensis* Kir., *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. antiqua* var. *grandis* Schlyk. и гониатиты *Proshumardites karpinskii* Raus., *Zastrioceras cancellatum* Bisat.

Б а ш к и р с к и й - м о с к о в с к и й я р у с ы

В хребтах Южного Тянь-Шаня, расположенных к востоку от Таласо-Ферганского разлома, в терригенных фациях верхний подъярус башкирского яруса - нижний подъярус московского яруса тесно связаны между собой и на карте неразделены. К западу от разлома весь башкирский ярус объединен с нижним подъярусом московского яруса в карбонатных фациях и в калмакбулакскую свиту того же возраста - в терригенных.

Верхний подъярус башкирского яруса - нижний подъярус московского яруса - $\sigma_2 b_2 - m_1$. В Джаньжирском (I5) и Кокшаальском (I6) районах осадки этого возраста или представлены регрессивной серией терригенных образований, завершающих вулканогенно-терригенный тип разреза, или наращивают иной флювиодный тип разреза.

В Джаньжирском хребте и в горах Сарыбелес разрез представлен ритмично переслаивающимися полимиктовыми песчаниками и алевролитами, встречаются линзы детритусовых известняков и известковистых гравелитов. Мощность до 400 м. Нерасчлененные образования позднебашкирского и раннемосковского времени согласно залегают на породах визейского-раннебашкирского возраста. Верхняя граница эрозионная. Мощность описываемого комплекса не превышает 400 м. Низы разреза охарактеризованы верхнебашкирскими фораминиферами *Pseudostaffella irinovkensis* Leont., *Ps. composita* Gross. et Leb., *Profusulinella primitiva* var. *asiatica* Bkt., *Bowedekindel-*

lina aff. normalis Raus. и др. Верхи содержат нижнемосковские *Profusulinella ovata* Raus., *Aljutovella subaljutovica* Saf., *Fusulina triangula* Raus. et Bel. и др. (определения Л.А.Эктовой).

В Кокшаальском районе в составе толщи развиты преимущественно полимиктовые песчаники и алевролиты, им подчинены прослои, пачки глинистых и кремнистых сланцев, известняков, гравелитов и конгломератов. Мощность превышает 400 м (Бельговский, Эктова, 1960). С нижнебашкирскими и верхнемосковскими отложениями они имеют нормальные стратиграфические контакты. В нижних частях найдены фораминиферы позднебашкирского возраста *Pseudostaffella ex gr. gorskii* (Dutk.), *Profusulinella sp.*, *Asterorchaediscus ovoides* Raus. и др. В более высоких частях разреза, отвечающих самым низам московского яруса, присутствуют *Ozawainella pararhomboides* Man., *Schubertella ex gr. obscura* Lee et Chen, *Verella sp.* Самые верхи разреза охарактеризованы нижнемосковскими *Profusulinella pseudorhomboides* Putr., *Pr. ex gr. lobcovitchi* (Dutk.), *Aljutovella ex gr. priscoidea* Raus., *Fusulinella aff. praebocki* Raus. и др. (определения Л.А.Эктовой).

Башкирский ярус - нижний подъярус московского яруса - G_2^b -п. Нерасчлененными отложениями башкирского яруса - нижнемосковского подъяруса завершаются карбонатные (рифогенные) разрезы гор Сарыбелес и хр. Борколдой в Джанджержерском районе (15). На северном склоне гор Сарыбелес, по данным Л.А.Эктовой и Г.Л.Бельговского (1972), они постепенно сменяют породы серпуховского яруса и представлены среднеслоистыми преимущественно органогенными известняками. Мощность около 400 м. Возраст определяется многочисленными остатками фораминифер и брахиопод. Низы разреза охарактеризованы *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ps. praegorskyi* Raus., *Ps. paracompressa* Saf., *Profusulinella primitiva var. asiatica* Ekt., *Pr. oblonga* Put. и др., указывающие на раннебашкирский возраст известняков. Известняки, соответствующие верхнебашкирскому подъярсу, содержат *Pseudostaffella ovalis* Ekt., *Ozawainella aff. rhomboides* Man., *Profusulinella bisullaba* Ekt., *Pr. grosdilovze* Ekt., *Bowedekindellina sp.* и др. В кровле разреза содержатся нижнемосковские *Pseudostaffella gorskii* (Dutk.), *Profusulinella parva* Lee

et Chen Pr. prisca (Deprat), Aljutovella cf. skelnevatica (Putrja), Verella ex gr. varsanofievae Dalm., Rofusulina ex gr. triangula (Raus. et Bel.) и Choristites aff. aljutovenssis E. Iv. Ch. ex gr. prisca (Eichw.) и др. (определения Л.А.Эктовой и В.И.Волгина).

В хр. Боркодой (р. Тез) по строению и стратиграфической полноте разрез сходен с разрезом гор Сарыбалес (Эктова, 1967). Известняки содержат обильные остатки фораминифер, которые свидетельствуют о присутствии в разрезе полного объема башкирского яруса и нижней части московского. В бассейне р. Тез отмечается согласное налегание их на породы серпуховского яруса; верхняя граница тектоническая. Неполная мощность отложений достигает 400 м.

Средний карбон. Калмакбулакская свита — C_2 k1. Выделена Ф.Р. Бенш в 1958 г. в горах Карачатыр. По данным А.В. Ждана, разрез свиты делится на три части. В нижней (400–600 м) залегают зелено-серые и темные алевролиты, глинистые сланцы и песчаники в тонко-ритмичном переслаивании. Есть прослой гравелитов и обломочно-детритовых известняков. Средняя часть свиты (100–150 м) представлена зеленовато-серыми и серыми полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов; в основании залегают пачка обломочно-органических известняков (20 м), а в кровле — пачка конгломератов (10–30 м). Верхнюю часть (100–400 м) образуют серые и темные алевролиты и глинистые сланцы с прослоями полимиктовых песчаников и изредка гравелитов, мергелей и известняков. Общая мощность калмакбулакской свиты от 600 до 1500 м. Она залегают с разрывом на коксарайской свите или с угловым несогласием на породах среднего палеозоя, перекрывается трансгрессивно актерекской свитой позднемосковского возраста. Нижняя часть свиты охарактеризована позднебашкирским комплексом фораминифер *Profusulinella* cf. *parva* (Lee et Chen), *Pr. aff. staffellaeformis* Kir., *Pr. ex gr. primitiva* Sosn., *Pseudostaffella antiqua* var. *grandis* Schluk., *Ps. paracompressa* Saf., *Hostaffella acuta* Grozd. et Leb., и др. В отложениях верхней части свиты обнаружены верхнемосковские *Fusulinella praebeki* Raus., *F. aff. primitiva* Sosn. и нижнемосковские *Aljutovella* ex gr. *priscoidea* (Raus.), *Al. ex gr. skelnevatica* Raus., *Al.*

aff. saratovica *Wass.*, *Al. subaljutowica* *Saf.* и др. Таким образом, наймакудаская свита имеет башкирско-московский возраст. Судя по фауне и по положению в разрезе, верхняя граница свиты проходит внутри верхнемосковского подъяруса.

Московский ярус обособливается лишь в морских отложениях, развитых в хребтах Южного Тянь-Шаня и по южной периферии среднего Тянь-Шаня. В соответствии с работами А.Д. Михуко-Маклая (1960, 1963), подведшими итоги работы большого коллектива биостратиграфов на карте принято деление на два подъяруса: нижнемосковский и верхнемосковский. Московский и башкирский ярусы разграничиваются по подошве зоны *Aljutovella aljutovica* *Wass.*, соответствующей верейскому горизонту среднего карбона Русской платформы или кончинского горизонта в Средней Азии. Повсеместно московский ярус образован терригенными отложениями. Во многих районах отложения этого яруса выделены под местными названиями свит, таких как чонташская, чаадская, суоктобинская, корунтолайская в Баубашате, акбогусская и толубайская, антерекская в Алайском и Туркестанском хребтах.

Чонташская свита - C_2 фт. Выделена Г.С. Еписко и А.В. Кушнар в 1976 г. под названием "чонташские конгломераты" в северной части Баубашатинского района (13), в Атойнакском хребте, где налегает с глубоким размывом на манубалдинскую свиту или камскую серию и на серпентиниты Южно-Ферганского комплекса. Представлена конгломератами и песчаниками, в верхней части красноватыми. Мощность до 800 м. В известковистых песчаниках и редких прослоях известняков Н.А. Амосова в 1972 г. обнаружены фузулииды кельвасайского (кашмирского) горизонта. С чонташской свитой сопоставлены также фаунистически не охарактеризованные конгломераты толщи хр. Алаш-тау и р. Куровес, занимающие сходное положение в разрезе верхнего палеозоя.

Чаадская свита - O_2 фк. Выделена Л.И. Турбиным в 1958 г. (Решение..., 1959) в Баубашатинском районе (13), где участвует в строении Келематинского синклиория. В типичном разрезе (р. Кугай) выше базальных конгломератов и песчаников залегают слоистые известняки, мергели и карбонатные песчаники с раннемосковскими фораминиферами, брахиоподами, ругозами. В верх-

ней части и на восток по простиранию известняки замещаются песчаниками, сланцами и конгломератами (акзовская свита, по Л.И.Турбину) с кельвасайской (кашмирской) фауной. Мощность свиты 150-700 м. На правобережье р.Майлису свита налегает с разрывом на шингскую свиту (C_{6-b}) или на более древние слои среднего палеозоя, вплоть до метаморфических сланцев канской серии.

Московский ярус. Нижний подъярус - C₂^н. Выходы нижнемосковских отложений известны в Дзанджирском районе (15) в трех разобитых районах, на южном склоне Атбашинского хребта, в Дзанджирском хребте и на левобережье р.Сарыдвас в хр.Кайнды (15). В первом районе они слагаются песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами, известковистыми конгломератами общей мощностью до 150 м. Толща пород обнажается среди четвертичных отложений и характер ее контактов с другими палеозойскими отложениями не известен. Органические остатки представлены фораминиферами *Pseudostaffella* sp., *Fusulina* sp., *Fusulinella* ex gr. *subrulska* Patzja. В Дзанджирском хребте нижнемосковские отложения представлены толщей валунных конгломератов, песчаников и алевролитов, мощностью в 300 м, залегающей со стратиграфическим несогласием на породах нижнебашкирского подъяруса или нижнего карбона. В хр.Кайнды к нижнемосковскому подъярусу относится толща пород, сложенная в нижней части массивными известняками с прослоями известковистых песчаников и известково-глинистых сланцев (мощностью в 185 м) и верхней - известково-глинистыми сланцами с прослоями афанитовых известняков и полимитовых песчаников, мощностью в 300 м. Общая мощность отложений превышает 485 м. Породы подъяруса со стратиграфически нормальным контактом залегают на отложениях башкирского яруса; верхний контакт у них тектонический. Органические остатки в описываемых отложениях представлены фузулинидами *Bofusulina triangula* Rais., et Bel., *Profusulinella ovata* Rais., Fr. aff. *prisca* (Dognat), *Aljutevel-la elongata* Rais. и др., характеризующими раннемосковский возраст отложений.

Акбогусская свита - C₂^{аб}. Распространена в северных предгорьях Алая (18), Туркестано-Сурметашском (19) и Восточно-Алайском (20) районах. Выделена М.Н.Соловьевой (1963).

Акбогусская свита представлена темными глинистыми, известково-глинистыми, углисто-глинистыми сланцами и алевролитами с редкими прослоями, пачками и линзами полимиктовых и известково-полимиктовых песчаников, известняков, гравелитов и конгломератов. В средней части свиты в Восточном Алае конгломераты и гравелиты обособляются в виде пачки мощностью 100-200 м. Общая мощность акбогусской свиты 700-1200 м. Залегает она согласно или с разрывом на отложениях калмакасульской свиты нижнего-среднего карбона, согласно или на подстилающих породах верхнего силура-девона, согласно перекрывается верхним карбоном. Нижняя часть акбогусской свиты охарактеризована нижнемосковскими фораминиферами *Aljutovella cf. aljutovica* (Raus.), *Profusulinella ex gr. librovichi* Dutk., *Pr. parva* Lee et Chen; средняя и верхняя части свиты содержат верхнемосковскую микрофауну *Putrella ex gr. brazhnikovae* Putrja *Fusulinella becki* Moell., *F. pulchra* Raus. et Reitl., *Fusulina cf. elegans* Raus. et Bel., *F. cf. ozawai* Raus., *Fusiella tupica* Lee et Chen и др. Известны также две находки *Protriticites* sp. в верхней части свиты. Возраст акбогусской свиты, таким образом, определяется как ранне-верхнемосковский, включая самые верхние горизонты среднего карбона; подошва свиты располагается внутри нижнемосковского подъяруса.

Толубайская свита - O_2 t1. Распространена в северных предгорьях Алая (18). Выделена Г.С.Поршняковым в 1966 г. Толубайская свита представляет сложное переслаивание глинистых, углисто-глинистых, кремнистых и известковых сланцев, алевролитов и песчаников, известняков, гравелитов и конгломератов. Конгломераты мощностью 10-70 м местами залегают в основании свиты. Мощность толубайской свиты обычно составляет 100-400 м, нередко увеличиваясь до 800 м, а иногда, возможно, даже до 1000 м. Толубайская свита охарактеризована нижнемосковскими фораминиферами *Aljutovella aljutovica* (Raus.), *Profusulinella convoluta* Lee et Chen. и др. Во многих местах отложения толубайской свиты содержат также верхнемосковскую микрофауну *Fusulina cylindrica* Fisch. et Moell., *Fusulinella ex gr. wjaskowensis* Raus., *Putrella* sp. и др. Наряду с московскими в породах толубайской свиты обычно появляющиеся в башкирском ярусе формы *Pseudostaffella an-*

tiqua var. grandis Schlyk., Donetsella lutugini Macl., Beresella comata Skvor., а также фораминиферы, появляющиеся в девоне и в нижнем карбоне. Имеются и находки переотложенных (в обломках) фораминифер, характерных для башкирского яруса, и более древних. Подошва толубайской свиты в ряде районов располагается внутри верхнемосковского подъяруса, а в остальных районах - внутри нижнемосковского подъяруса. Таким образом, возраст толубайской свиты в большинстве районов датируется нижним - верхним подъярусами московского яруса. Однако нередко свита включает лишь верхнемосковские отложения.

С у о к т ю б и н с к а я с в и т а - O_2 вк. Выделяется только на правобережье р.Майлису в Баубашатинском районе (13), обособлена в 1958 г. М.И.Турбиным (Решение..., 1959). Слагается известняками от массивно-слоистых до плитчатых, брахноподовыми и фузулиновыми, с прослоями кварцевых гравелитов, известковистых песчаников и сланцев. Мощность свиты до 1500 м.

Залегает согласно на акзовской свите (фациальный аналог чаакской) раннемосковского возраста. Согласно перекрывается верхним карбоном. Содержит остатки верхнемосковских фораминифер Fusulinella ex gr. boski Moell., F. schwagerinoides Berg., Fusulina elegans Reus. et Reitl., F. cylindrica Fisch. (шункимазарский горизонт, сопоставляемый с мачковским горизонтом среднего карбона Русской платформы, заключение Н.А.Аносовой, Стратиграфический словарь, 1977).

В е р х н и й п о д ъ я р у с - S_2^m . Отложения под этим индексом выделяются в Кокшаальском районе (16) и в северных предгорьях Алая (18). В Кокшаальском районе данные отложения описаны Г.М.Бельговским, Л.А.Эитовой, В.А.Колесниковым. Они представлены алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, песчаниками, известняками, содержат редкие прослои гравелитов, кремнистых сланцев, гипсов. Мощность более 450 м. Контакты с окружающими толщами тектонические. В толще присутствуют верхнемосковские фораминиферы Fusulinella boski Moell., F. colanii Lee et Chen, F. schwabertellinoides Putr., Osawainella angulata (Col.) и др.

В Алайском хребте в нижней части толщи залегают конгломераты, выше преобладают алевролиты, песчаники и глинистые сланцы с

прослоями гравелитов. Мощность до 1000 м.

Толща налегает с угловым несогласием на канскую серию докембрия (?), на вулканогенные толщи силура - нижнего карбона, местами на нижнемосковские отложения. Сменяются или в непрерывном разрезе, или с разрывом верхним карбоном. Позднемосковский возраст обосновывается находками *Fusulina pseudoelegans* Chern., *F. schellwieni* Staff., *Choristites mosquensis* Fisch. и др.

А к т е р е к с к а я с в и т а - C_2 at. Распространена в северных предгорьях Алая. Свита выделена Ф.Р.Венин в 1968 г. в горах Карачатыр (Решение..., 1969). Нижняя часть актерекской свиты (100-700 м) - полимиктовые конгломераты и конглобрекции, вверх по разрезу постепенно замещаются песчаниками с прослоями алевролитов. Верхняя часть свиты (до 1200 м) представляет собой чередование полимиктовых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями и линзами гравелитов, конгломератов и известняков; присутствуют единичные линзы кварцевых порфиров и дацитовых порфиров. Общая мощность актерекской свиты составляет 600-1500 м. Свита трансгрессивно залегает на породах калмабулакской свиты среднего карбона и трансгрессивно перекрывается учбулакской свитой верхнего карбона. В южной части свиты содержатся *Osawainella kurakhovensis* Man., *Profusulinella librovichi* Dutk., *Fusulinella voshgalemsis* Man., *Fusulina pseudoelegans* Chern., в верхней - *Fusulinella gara* Schluk., *F. schwagerinoides* Depr., *Fusulina elegans* Baue. et Reittl. и др. (Стратиграфический словарь, 1977).

К о р у м т о к а й с к а я т о л щ а - C_2 kt. Выделена Г.С.Виске и Н.В.Кушнар в 1976 г. под названием "корумтокайские конгломераты" в осевой части Атойнакского хребта (Баубавагинский район (13)), где налегает с разрывом на манубаджинскую серию силура - среднего девона. Слагается полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и сланцами. Органические остатки найдены лишь в обломках известняков, и отнесение толщи к московскому ярусу основано на согласном ее перекрытии турдукской свитой среднего-верхнего карбона. Мощность 150-800, возможно до 1000 м.

М о с к о в с к и й я р у с - C_2 m. Под таким индексом выделяются терригенные толщи в Наринском (10), Кассанском (12),

Баубашатинском (13) и Кошкээльском (16) районах.

В восточной части Нарынского района, на южном склоне Сары-дээзского хребта, И.А.Захаров в 60-х годах описал толщу, начинающуюся базальными конгломератами (до 300 м), которые сменяются толщей песчаников, алевролитов и сланцев (800-900 м). Толща залегает на нижнекарбонных образованиях, включая серпуховский ярус; верхняя часть срезана разломом. В толще содержатся московские фораминиферы *Osawainella* cf. *paratingi* Man., *Profusulinella* cf. *rhomboidea* Lee et Chen, *Aljutovella* cf. *postaljutovica* Saf. и брахиоподы *Meekella* cf. *exima* (Eichw.), *Limnoproductus* ex gr. *cora* d'Orb., *Choristites* sp.

В Кассанском районе, близ г.Талкумыр и в горах Безбутау, выходит, по данным Л.И.Турбина (1960), толща конгломератов, песчаников и алевролитов мощностью до 1500 м. Залегает она несогласно на серпуховско-башкирских отложениях и несогласно перекрывается пермью. Органических остатков не обнаружено. Возраст определяется по положению в разрезе.

В Атойнанском хребте Баубашатинского района к московскому ярусу Г.С.Биски и Л.В.Кушнарь отнесли в 1976 г. толщу конгломератов и брекчий, несогласно налегающую на силур-девонские образования. Мощность до 400-500 м. В цементе и в обломках содержатся верхнемосковские *Fusulinella* ex gr. *boski* Meell. и др.

В хребтах Боркодой и Каммады, в горах Айтан в восточной части Кошкээльского района московский ярус представлен толщей переслаивающихся песчаников, глинистых и известняковых сланцев, известняков, содержащей внизу прослой конгломератов и кремнистых сланцев. Мощность 700-1000 м. Толща имеет нормальные стратиграфические соотношения с подстилающими толщами башкирского яруса и перекрывающими верхнекарбонными. В нижней части отмечаются нижнемосковские *Profusulinella subovata* Saf., *Fr. prisca* (Depr.), *Aljutovella* cf. *postaljutovica* Saf., *Fusulina paratriangula* Putr. и др., в верхней - верхнемосковские *Fusulinella schubertellineides* Putr., *Fusulinella boski* Meell., *F. praeboski* Meell.

Неразделенные отложения среднего отдела

В эту группу входят континентальные красноцветные терригенные отложения, развитые в некоторых районах Северного Тянь-Шаня, вулканогенные минбулакская и шаркратминская свиты Среднего Тянь-Шаня, морские карбонатно-вулканогенные и карбонатно-терригенные толщи ряда районов Южного Тянь-Шаня и предположительно возгинская терригенная свита Заалайского хребта.

Средний отдел (?). Возгинская свита - C_2 ? вв. Распространена в Заалайском хребте (2I). Выделена в Юго-Западном Дарвазе Н.Г.Власовым и И.В.Пыхьяновым (1959), прослежена на территории Киргизской ССР в 1978 г. Е.Ф.Романько, К.Ф.Стажило-Алексеевым и Э.С.Чернером. В нижней части сложена конгломератами из гальки подстилающих пород, известняками, песчаниками, сланцами, в верхней - черными туфогенными песчаниками и известняками. Залегает с угловым несогласием на вулканогенной толще серпуховского яруса (аспандоуская свита), перекрывающие отложения за пределами Киргизии принадлежат верхам среднего карбона - верхнему карбону. На территории Киргизии в свите найдены гониматиты *Goniatites (?) inostranovi* Kapr. (определения А.В.Яговкина). В ЮВ Дарвазе свита содержит остатки верхнебашкирских-нижнемосковских фораминифер (Стратиграфический словарь, 1977).

Минбулакская свита - C_2 мв. Развита в Чатнальском (II) и Кассанском (I2) районах. Выделена Н.П.Васильковским (1952). Свита сложена андезитовыми и базальтовыми порфиритами, дацитовыми и кварцевыми порфирами, их туфами, игнимбритами. В основании располагаются конгломераты, песчаники, включающие прослой водорослевых и кремнистых известняков. Мощность до 3100 м. Свита несогласно залегает на нижнекаменноугольных отложениях и несогласно перекрывается равашской свитой нижней-верхней перми, а в пределах Узбекистана - и верхним карбоном. По положению в разрезе относится к среднему карбону.

Шаркратминская свита - C_2 зг. Распространена в западной части хр.Нарынтау (10). Впервые выделена

О.И.Сергуньковой (1938), относившей ее к верхнему карбону, детально изучалась Е.И. и Е.И.Зубцовыми, которые предложили название (1961). Слагается туфами, туфоловами андезитовых, трахиандезитовых порфиритов и реже дацитов, туфоконгломератами с редкими покровами андезитов. Вверху появляются линзы известняков с раннебашкирскими фораминиферами *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Po. variabilis* Reith., *Po. sofronickyi* Saf., *Po. varganofievae* Raub., *Po. pumilla* Grozd. et Leb. и др. Мощность колеблется от 170 до 580 м. Шаркратминская свита с размывом ложится на известняки визейского-серпуховского ярусов и перекрывается конгломератами среднего-верхнего карбона. Положение в разрезе и комплекс фораминифер свидетельствуют о принадлежности свиты к башкирскому ярусу.

Средний отдел - S_2 . Под таким индексом выделяются отложения в Карабалтинском (2), Тьпском (5), Северо-Тескейском (8), Муздукском (17), Туркестано-Сурметашском (19) и Восточно-Алайском (20) районах, а также в северных предгорьях Алая (18).

В Карабалтинском районе, в его северной части, на междуречье Сокулук-Аксу, средний карбон сложен пестроцветными и красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками. Мощность 1250 м. Толща залегает несогласно на ордовике, девоне и девон-карбоне. В ней известны отпечатки среднекаменноугольной флоры.

В восточной части Терской Алатау отложения среднего карбона были выделены С.С.Шульцем (1940) под названием туюкской свиты (Стратиграфический словарь, 1977). Они расчленены и изучены В.И.Кнауфом и В.Г.Королевым в 1952 г. В нижней части толщи преобладают красноцветные песчаники, в верхней - такой же окраски подмиктовые конгломераты. Мощность до 2000 м. Толща залегает согласно на чааркудукской свите раннебашкирского возраста и несогласно перекрывается рэт-лейасовыми образованиями. В прослоях известняков встречаются фораминиферы среднекаменноугольного возраста (определения Б.В.Полякова), в гальках - фауна нижнего карбона (Стратиграфический словарь, 1977).

В Северо-Тескейском районе средний карбон выделен в западной части Терской Алатау, ниже Ортокойского водохранилища.

Здесь он представлен толщей красноцветных конгломератов и песчаников мощностью до 1200 м, залегающей без видимого несогласия на серпуховских образованиях. В гальках содержатся верхневизейские-серпуховские брахиоподы, кораллы и фораминиферы.

В Муздукском районе, в хр. Майбаш, к среднему карбону отнесена толща известняков, песчаников, туфопесчаников, красноцветных туфов и порфиритов. Мощность принимается в 300 м. Толща выходит в тектоническом блоке, из нее И.И. Горский определил ругозы *Saniua* sp. средне-позднекаменноугольного возраста.

В северных предгорьях Алая А.Д. Миклухо-Маляй и Г.С. Поршняков (1960) разделили среднекаменноугольные отложения на две свиты. Нижняя, янганская свита, образована переслаиванием темных известняков и глинистых сланцев, мощность 50-70 м. Она залегаёт согласно на визе-башкирских известняках ("шуранская свита") и охарактеризована нижнебашкирскими *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Staffella pseudostruvei* Raus., et Reitl., *E. parva* Moell. и др. Верхняя, каратагинская свита, состоит из переслаивания песчаников и глинистых сланцев, содержит прослой конгломератов и известняков. Мощность в 800-1200 м. В свите содержатся остатки нижнемосковских *Profusulinella parva* Lee et Chen, *Pr. staffellaeformis* Kir. и др. Толща несогласно перекрывается верхнемосковской актерекской свитой. На западе этого района, на северном склоне Туркестанского хребта, средний карбон представлен сильно метаморфизованными терригенными отложениями, залегающими на нижнем карбоне.

В восточной части Алайского хребта распространены терригенные отложения, близкие по составу тодубайской свите. Это - песчаники с прослоями и пачками глинистых сланцев, алевролитов, гравелитов, конгломератов и известняков. Мощность от 100 до 1000 м. Толща залегаёт согласно на андыгенской серии нижнего-среднего карбона и перекрывается трансгрессивно верхнемосковскими-верхнекаменноугольными отложениями. В ней встречены остатки среднекаменноугольных фораминифер *Profusulinella* sp., *Oswainella* sp. и др.

СРЕДНИЙ - ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

В Алайском и Ферганском хребтах Южного Тянь-Шаня нередко встречается толща, в которых средний и верхний отделы каменно-

угольной системы не разделены между собой. Среди них турдукская, кашкауская и науруская свиты, кугартская и алькакаринская толщи. Во многих районах Северного Тянь-Шаня также выделяются неравделенные средне-верхнекарбовые толщи. Особенно широким распространением здесь пользуется ортокская свита.

Кугартская толща - C_{2-3} kg. Широко распространена в Ясинском (14) и на юге Баубашатинского (13) района. Выделена Г.С.Бискэ и Г.С.Поршняковым (1974). Представляет собой мощную, до 2500 м и более, флишoidalную песчано-алевролитно-сланцевую последовательность. На р.Урумбаш описана олистострома, сложенная обломками порфиритов и известняков нижнего карбона. Согласно налегает на верхний силур - средний карбон шаланского типа. В известковистых разностях найдены фузулиниды ранне- и позднемосковского возраста (определения А.Д.Миклухо-Маклая, Н.А.Аносовой, А.В.Дженчураевой), в одном случае - позднекаменноугольные *Frottriticites*. Учитывая согласное залегание кугартской толщи на слоях с башкирскими фораминиферами, ее возраст следует принимать в пределах башкирского - касимовского ярусов, однако основная часть толщи относится к московскому ярусу.

С кугартской толщей сопоставлен также тонкий алевроитовый флиш левобережья р.Караункур (сарыташская толща, по Г.С.Бискэ и Л.В.Кушнарь, 1976), покрывающий аналоги чонташской свиты среднего карбона или более древние отложения, а также флишoidalная толща в ядре Сугандинской синклинали у Кампыр-Равата, согласно налегающая на визе-башкирские известняки.

Турдукская свита - C_{2-3} td. Распространена в Атойнакском хребте (Баубашатинский район-13). Выделена и названа Н.В.Ивановым (1937). Биостратиграфией свиты занимались Н.А.Аносова и Ф.Р.Бенш. Свита представляет песчано-сланцевый флиш, который в нижней и верхней частях разреза содержит прослои гравелитов, конгломератов и фузулиновых известняков. Мощность до 1500-1700 м. Свита налегает согласно на корумтокайскую толщу среднего карбона или с предполагаемым перерывом на чонташские конгломераты среднего карбона, первоначально включавшиеся в ее состав, а местами - и на средний палеозой. Многочисленные определения фораминифер и брахиопод (Н.А.Аносова, 1972) указывают

на позднемосковский, возможно лишь шункмазарский (мячковский), возраст основной части свиты. Замещение песчаников и сланцев известняковыми конгломератами с фораминиферами джилгинасайского горизонта верхнего карбона, происходящее в истоках р. Турдук, позволяет относить верхи турдукской свиты к верхнему карбону.

На у р у с с к а я с в и т а - C_{2-3} nr. Выделена в Восточном Алае (20) А.В.Яговкиным в 1967 г. Обнажается в хр. Теректау. Налегает с конгломератами (20 м) в основании, но без видимого структурного несогласия, на донгураминскую свиту нижнего карбона. В гальках конгломератов встречается разнообразная фауна девона. Выше следует толща (до 200 м) песчаников и сланцев с редкими линзами известняков. В последних найдены раковины фораминифер раннего карбона, а также верхнекарбонные ругозы *Amplicerasaria* cf. *smithi* Maritsch (определения Т.А.Добролюбовой) верхнего карбона и фузулииды *Triticites* sp.

К а ш к а с у й с к а я с в и т а - C_{2-3} кв. Выделена Д.Б.Вонгазом в 1948 г. в пределах Восточно-Алайского района (20). В подошве свиты залегает пачка серых обломочных массивных известняков или слоистых и грубослоистых серых известняков. Эта пачка охарактеризована фузулиидами верхнемосковского подъяруса (*Fusulinella schubertellinoides* Putrja и др.). Выше следует пачка слоистых известняков, кремнистых и глинистых сланцев и гравелитов мощностью от 100 м до 400. В ней встречаются раковины фузулиид верхов среднего карбона *Fusulinella bocki* Moell. и верхнего карбона *Obsoletes* sp., *Fusulinella schwagerinoides* Depr., *Triticites* sp., а также брахиоподы верхнего карбона *Linoproductus sera* Orb., *L. simensis* Tsch., *Echinocentrus punctatus* Mart., *Dictyolectus* cf. *uralensis* Tsch. Общая мощность свиты до 500 м. Она согласно налегает на догдульскую свиту нижнего-среднего карбона и с параллельным несогласием перекрывается туйкской свитой верхнего карбона. Положение в разрезе и органические остатки однозначно показывают, что кашкасуйская свита формировалась во второй половине среднего карбона и начале позднего карбона.

А л ь к а қ а р и н с к а я т о л щ а - C_{2-3} al. Распространена в низких предгорьях Алайского хребта (13). Подразделение выделено Г.С.Поршняковым в 1954 г. Алькакаринская толща

представлена в нижней части гравелитами и конгломератами, иногда валунными с прослоями песчаников и глинистых сланцев. Верхняя часть толщи образована переслаивающимися гравелитами, песчаниками и алевролитами. Мощность алькакаринской толщи достигает 700 м, обычно не превышает 300-400 м. Она залегает с размывом и несогласием на породах абширской серии сидура-нижнего девона, перекрывающие образования не известны. Возраст свиты основывается на сходстве ее с верхнепалеозойскими конгломератовыми толщами (кунякульские и шанкольские конгломераты и др.). В гальках конгломератов выявлены сидурийско-нижнедевонские кораллы и брахиоподы, живетские кораллы *Thamnerora aff. nicholsoni* (Fresch), *Th. ex gr. tumefacta* (Lec.) и франские *Alaiophyllum jaruschewskyi* Gorjanov. Существует мнение о девон-раннекарбонном возрасте толщи (Стратиграфический словарь, 1977).

Ортокская свита - C_{2-3} ор. Распространена в восточной части Киргизского хребта (3). В отдельных тектонических блоках свита распространена в хр. Терской Алатау (7,8).

Как геологическое тело свита была выделена В.И.Кнауфом в 1951 г. и названа ортокской при унификации легенд к картам (Решение..., 1959). Свита представлена сероцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми, углисто-глинистыми сланцами, чередующимися по всей мощности ее разреза. В верхней части разреза свиты появляются пласты углей мощностью до 1,4 м и протяженностью до 250 м. Местами на южном склоне гор Каракоо, в ур. Ортококой и в хр. Терской Алатау ортокская свита сложена красноцветными разногальчными конгломератами, песчаниками реже алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты 600-1300 м. Ортокская свита почти повсеместно согласна налегает на отложения нижнего карбона, включая серпуховский ярус, местами трансгрессивно переходит на более древние отложения, вплоть до ордовика.

Перекрывается свита с несогласием эффузивами ашукольторской свиты верхнего карбона - нижней перми или палеоген-неогеновыми породами.

Возраст ортокской свиты устанавливается по остаткам пресноводных ракообразных и флоры. Остатки ракообразных, по определением Н.И.Новожилова, представлены *Esteria cf. sinani* Pruv., E.

oblonga (Tschér.), Sphaeroestheria freysteini (Geints.), S. ir-
minica Novogilev (in litt.), Pseudoestheria cebemensis Grand'-
Bury, Cornia cf. sphaerocrona Dan., Monolelophus uncostatus Ra-
um. Среди растительных остатков Т.А.Сикстель, М.А.Сенкевич и
М.И.Ращенко определили *Lepidodendron veltheimii* Sternb., *L. kir-
gisticum* Zal., *Cepidopteridium spetsbergense* Nath., *Angaridium pe-
tanini* (Lehmal.) Zal., *Caenodendron ex gr. primævum* Zal., *Idro-
pterix ex gr. obliqua* (Bum.) Leil. и др. Как фаунистические,
так и растительные остатки предполагают, что ортокская свита
формировалась в среднем-позднем карбоне и соответствует верхней
части вестфальского и нижней части стефанского ярусов Западной
Европы.

Средний и верхний отделы - C₂₋₃.
Под этим индексом выделены терригенные толщи в Сонкульском (9),
Нарынском (10), Туркестано-Сурметашском (19) и Восточно-Алайском
(20) районах, а также в северных предгорьях Алая (18). В Сонкуль-
ском районе эти отложения были выявлены Н.М.Синицыным в 1937 г.
и детально изучались В.Г.Королевым (1948, 1955), выделявшим их в
донгузскую свиту среднего карбона. Наиболее полный разрез подраз-
деления охарактеризован в хр.Молдотау, где выделяются три пачки.
В нижнюю входят разногалечные и валунные известняковые конгломе-
раты, замещаемые красноцветными косослоистыми песчаниками с про-
слоями алевролитов. Выше следуют бордовые песчаники с тонкими
пропластками алевролитов. Разрез заканчивает зеленые алевролиты,
кремнисто-глинистые сланцы. Неполная мощность отложений достига-
ет 1000 м. Они с разрывом залегают на актайлякской свите башкир-
ского возраста и на этом основании условно относятся к среднему-
верхнему карбону. Перекрывающие отложения не выявлены. Отложения
фаунистически не охарактеризованы, но в гальке есть фауна нижне-
го и среднего карбона.

В Нарынском районе, в его северной части, известны континен-
тальные образования среднего-верхнего карбона, где впервые были
выделены и отнесены к кавакской свите Н.М.Синицыным в 1938 г.
Нижняя часть складается известняковыми конгломератами с пачками и
прослоями песчаников, алевролитов и известняков. Выше преоблада-
ют алевролиты с пластами известняков. Мощность 500-550 м. Свита,

по данным В.Г.Королева (1955), несогласно ложится на различные горизонты верхнего девона - нижнего карбона и резко несогласно перекрывается ашукольторской свитой позднекаменноугольного - раннепермского возраста. В известняковой гальке конгломератов присутствуют фораминиферы серлуховского и башкирского ярусов, а в алевродитах Н.М.Смицыным (1938) обнаружены остатки позднекаменноугольной флоры *Lepidodendron* sp., *Sigillaria bradyi* Brongn., *Calamites* sp. Флористические остатки и положение в разрезе позволяют определить стратиграфический объем подразделения в рамках среднего-верхнего карбона.

Однообразные морские фауны развиты на юге Нарынского района, в южном горном обрамлении Нарынской впадины, где изучались О.И.Сергуньковой (1938), Е.И. и Е.И.Зубцовыми и А.Д.Милухо-Маклаем (1957) и др. Стратиграфически наиболее полные разрезы в хр. Джамандавантау имеют двухчленное, а в хр.Нарынтау - трехчленное строение. Нижняя толща, начинающаяся пачкой базальных разногалечных известковых конгломератов (от 0 до 120 м), характеризуется пестроцветной окраской слагающих ее слоистых полимиктовых песчаников, алевродитов, сланцев, содержащих прослои разногалечных известняковых конгломератов и глинистых известняков. Мощность в хр.Нарынтау 720 м, в хр.Вайбичетау - 860 м, а в хр.Каратау, где преобладают конгломераты и гравелиты, ее неполная мощность оценивается в 400-580 м. Пестроцветные отложения несогласно залегают на различных горизонтах нижнего карбона и башкирского яруса, а в хребтах Каратау и Вайбичетау и фанена. В известняках из нижней части толщ Н.А.Аносовой определены нижнемосковские фораминиферы *Profusulinella prisca* (Degr.), Fr. ex gr. *rhomboides* Lee et Chen, *Aljutovella prisca* (Anan.), а из верхней части В.И.Волгиным - брахиоподы *Chonetites* cf. *prisca* (Schw.), *Ch.* cf. *lebedevi* Freed и др., характерные для верхней части московского яруса. Пестроцветные отложения по резкому, в Джамандавантау несогласному, контакту сменяет толща мощностью от 40 до 260 м разногалечных и валунных известняковых конгломератов с прослоями песчаников и песчанистых известняков (от 40 до 260 м). В хр.Джамандавантау она выделялась Е.И.Зубцовым и А.А.Луином в минбутгинскую свиту, которая согласно перекрывается верхнекаменноугольной кодагаульской свитой (Галицкая, Королев, 1961). В хр.Нарынтау над конгломерата-

ми согласно залегает более высокая часть разреза мощностью до 700 м, сложенная песчаниками, алевролитами с прослоями известняков, из которых Н.А.Аносовой (1962) определены фораминиферы, позволяющие относить вмещающие слои к учбулакскому и дастарскому горизонтам верхнего карбона. Толща согласно перекрывает терригенно-карбонатные породы пермского возраста. Таким образом, комплекс органических остатков и положение в разрезе определяют в целом возраст описанных отложений как средне-верхнекаменноугольный.

Терригенные отложения среднего-верхнего карбона широко распространены в Алайском и Туркестанском хребтах. В водораздельной части Алайского хребта, где они выделены В.Н.Вебером (1934) как сурметашская свита, для них характерно двухчленное строение. В нижней части преобладают красноцветные и пестроцветные полимиктовые и вулканомиктовые конгломераты и гравелиты (от 20-100 м до 1000-1300 м). Верхняя часть (2000-3000 м) сложена ритмично переслаивающимися сероцветными алевролитами и песчаниками. Суммарная мощность среднего-верхнего карбона здесь достигает 3500 м. Толща залегает с размывом на отложениях московского яруса или с угловым несогласием на более древних толщах и согласно перекрывается нижней пермью. В нижней части толщи содержатся остатки позднемосковских фораминифер *Fusulina ex gr. mjachkovensis* Raus., *Fusulinella boski* (Moell.), *Нemifusulina cf. moelleri* Raus. и среднекаменноугольных брахиопод. Для верхней части характерны внизу также позднемосковские фораминиферы и брахиоподы, а сверху - фораминиферы *Friticites schwageriniformis* subsp. *asiatica* Bensch, *Ferganites schienseis* M. - Maccl., *Montiparus cumrani* (Putr.), *Obsoletes obsoletus* (Schellw.) и др., характерные для джилгинсайского и учбулакского горизонтов верхнего карбона.

На южных склонах Алайского хребта, в истоках р.Сох и в Туркестанском хребте в составе среднего-верхнего карбона значительно преобладают алевролиты, песчаники и глинистые сланцы, тонко ритмично переслаивающиеся. Нередки пачки и прослои гравелитов и конгломератов, линзы и прослои известняков и их крупные глыбы. Обычная мощность 600-1500 м, но достигает 3700 м. Толща залегает с размывом на силуре или силур-девоне, согласно перекрывается нижней пермью.

Нижняя часть описываемых отложений охарактеризована комплексом фораминифер, характерным для верхнемосковского подъяруса среднего карбона, *Protriticites* ex gr. *pseudomontiparus* Putr., *Fusulina elegans* Raus. et Bel., *F. quasicylindrica* Lee, *F. pseudocylindrica* Putr., *Fusulinella colaniae* Lee et Chen, *F. ex gr. bocki* Moell., *Profusulinella librovichi* (Dutk.) и др. В верхней части установлено наличие остатков фораминифер учбулакского горизонта, а в районах восточнее р.Сох и дастарского горизонта верхнего карбона *Triticites schwageriniformis* Raus., *T. ferganensis* M. - MacI., *T. ex gr. montiparus* Moell., *Rugosofusulina* ex gr. *complicata* (Schellw.), *Quasifusulina longissima* Moell., *Deirina* ex gr. *sokensis* (Raus.), *Pseudofusulina pusilla* Schellw., *Pa. ex gr. anderssoni* Schellw. и др. Есть также находки средне-верхнекаменноугольных брахиопод *Choristites priscus* (Richw.), *Ch. trantscheldi* (Stueck.), *Murchisonia fischeri* Stueck. и др. Таким образом, описываемая толща повсюду включает отложения верхнемосковского подъяруса среднего карбона и верхний карбон в его полном объеме.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Для верхнего отдела каменноугольной системы принята биостратиграфическая схема их расчленения, предложенная А.Д.Миклухо-Маклаем (1949, 1956, 1963). В этой схеме выделяются три горизонта: джигинсайский, учбулакский и дастарский. Стратотипы их находятся на территории Киргизии. Первый из них соответствует зоне *obsoletes obsoletus*, второй - зонам *Triticites montiparus* и *Triticites ferganensis*, третий - зонам *Triticites aff. longus* и *Pseudofusulina ferganensis*. В разработке биостратиграфии верхнего карбона важное значение имели исследования Б.К.Лихарева, А.Д.Миклухо-Маклая, Ф.Р.Бенш, Н.А.Аносовой, В.И.Волгина и др.

В верхнем карбоне на карте выделен ряд свит: учбулакская и дастарская на севере Алайского хребта, туяксуйская на его востоке, турашуйская и куламинская на северо-западе Ферганского хребта, коджагульская на юге Нарынского района. В ряде районов верхний карбон на карте на свиты не расчленен.

Туяксуйская свита - $С_3$ tk. Распростране-

на в Восточно-Алайском районе (20). Выделена Л.Ю.Вонгазом в 1949 г.

Свита представлена неравномерным чередованием песчаников, алевролитов и сланцев с прослоями гравелитов и конгломератов общей мощностью около 500 м. С разрывом налегает на кашкаускую свиту среднего и верхнего карбона и с резким угловым несогласием перекрывается конгломератами нижней перми. Органических остатков, за исключением раковин каменноугольных фораминифер в гальках конгломератов, свита не содержит. Возраст определяется по положению в разрезе.

Учбулакская свита - S_2 ub. Распространена в северных предгорьях Алая (15). Выделена А.Д.Миклухо-Маклаем (1956). Учбулакская свита представляет ритмичное переслаивание полимиктовых алевролитов и песчаников серого и зеленовато-серого цвета. Встречаются прослои пачки гравелитов, конгломератов и конглобрекчий, а в верхней части и глинистых сланцев; есть линзы известняков и мергелей, а также редкие пласты кварцевых порфиров, кварцевых альбитофиров и дацитовых порфиров. В основании имеются конгломераты и конглобрекции, в том числе валунно-глыбовые мощностью от 50 до 350 м. Состав обломков в этих псефитах полимиктовый; характерно наличие обломков гранитов. Общая мощность учбулакской свиты в Карачатъре составляет 1500 м (Горлянов, 1961), а по другим данным - даже 2600 м. В других районах мощность свиты колеблется от 300 м до 1200 м. Учбулакская свита трансгрессивно залегает на породах актерекской свиты среднего карбона или на более древних отложениях и перекрывается в непрерывном разрезе отложениями дастарской свиты. Нижняя часть учбулакской свиты охарактеризована остатками фораминифер джилгинсайского горизонта *Protriticites minimus* Kir., *Obsoletes obsoletus* (Schall.) и др.; выше по разрезу содержатся остатки фораминифер учбулакского горизонта *Triticites ferganensis* M.-MacI., *Tr. ohionensis* M.-Makl., *Tr. montiparus* (Khr.) и др. Встречаются также характерные для верхнего карбона брахиоподы *Obonetes carboniferus* Keys., *Dysticoclostus donetsianus* (Lich.), *Echinocoelochus komischani* (Lich.) и др. Таким образом, в составе учбулакской свиты имеются отложения джилгинсайского и учбулакского горизонтов верхнего карбона, при-

чем подошва свиты находится на границе среднего и верхнего карбона, а кровля совпадает с границей учбулакского и дастарского горизонтов.

Д а с т а р с к а я с в и т а - C_3 dt. Распространена в северных предгорьях Алая (18). Выделена в западной части гор Карачатыр А.Д.Миклухо-Маклаем (1956). Это песчаниково-сланцевая толща с преобладанием глинистых сланцев и алевролитов и с прослоями известняков. Мощность от 200 м до 1500 м, обычно составляет 800-1200 м. Залегает она в непрерывном разрезе на учбулакской свите. В горах Карачатыр дастарская свита перекрывается в непрерывном разрезе карачатырской свитой нижней перми, а в горах Белексыньк - тулейканской свитой верхней перми, залегающими трансгрессивно. Дастарская свита охарактеризована комплексом фораминифер дастарского горизонта верхнего карбона *Pseudofusulina railensis* (Schwag.), *Ps. aff. pusilla* (Schwellw.), *Ps. turkestanica* M.-Makl., *Ps. ferganensis* Dutk., *Rugosofusulina cylindrica* Soen., *Daixina vasilkovsyi* Bensch, *Triticites ex gr. vulgaris* M.-Makl. и др., брахиоподами *Choristites fritschi ferganensis* Lich., *Marginifera schellwieni* Tschern. и др., характерными для верхнего карбона. Подошва свиты соответствует нижней границе дастарского горизонта, а кровля - его верхней границе.

Т у р а ш у й с к а я т о л щ а - C_3 тд. Выделена Г.С.Бискэ и Л.В.Кушнарь в 1976 г. под названием турашуйские конгломераты в осевой части Атойнакского хр. (Баубашатинский район, 13). Представлена розовато-серыми и красными конгломератами с прослоями песчаников, сланцев и темных пелитоморфных известняков. Выклинивание толщи по простиранию связано в основном с замещением конгломератов мелкообломочными породами. Мощность достигает 600-1000 м. Залегает согласно выше турдукской песчано-сланцевой свиты среднего-верхнего карбона, перекрывается и частично замещается по простиранию устасайской флишеидной толщей верхнего карбона.

С турашуйской толщей сопоставлены конгломераты р.Куровес, залегающие несогласно на девонских эффузивах. Конгломераты, реже песчаники и алевролиты здесь желтовато-серые, содержат разнообразную гальку, в том числе много гранит-порфиров Зиндянского

комплекса среднего-верхнего карбона. Т.А.Додонова в 1959 г. выделила эти отложения как гдельский ярус. Мощность их около 300 м, выше с размывом залегают красные конгломераты келематинской свиты перми.

К у да м и н с к а я т о л щ а - S_3 кв. Выделена Г.С.Виска и М.В.Кушнар в 1976 г. в южной части Атойнакского хребта и в гряде Тегерек (Баубашатинский район, ІЗ), где налегает с глубоким размывом на манубалдинскую серию силура - среднего девона или на известняки нижнего карбона. Толщу образуют массивные известняковые конгломераты, переходящие в обломочные известняки с *Triticites ex gr. irregularis* (Staff.), *Tr. ex gr. rossicus* (Schellw.) и другими фораминиферами учбулакского горизонта (сборы М.М.Парфенока и др., в 1973 г., определения Н.А.Аносовой). Наибольшая мощность 500-800 м.

К о д ж а г у л ь с к а я с в и т а - S_3 кв. Широко развита в хр.Джамандавантау (ІО). Выделена Е.И.Зубцовым и А.А.Луином (Галицкая, Королев, 1961). Свита состоит из чередования песчанистых и глинистых битуминозных известняков, известковых песчаников, известково-глинистых сланцев и аргиллитов. В нижней половине разреза встречаются прослойки межгогалечных конгломератов и гравелитов, в бассейне р.Арпаны-Кашкасу в составе ее появляются вулканомиттовые песчаники. Мощность от 500-600 м на южном склоне хр.Джамандавантау возрастает до 1100 м в хр.Байбичетау. Коджагульская свита согласно подстилается отложениями среднего-верхнего карбона и согласно перекрывается нижнепермской арпинской свитой. По данным Н.А.Аносовой (1963), нижняя часть коджагульской свиты относится к верхам учбулакского горизонта и содержит остатки фораминифер *Triticites schwageriniformis* Haus., *Tr. vulgaris* M.-Macl., *Grasulina rossica* (Schellw.), *Rugosofusulina cylindrica* Sosn., *Ferganites aff. schiensis* M.-Macl. Верхи свиты принадлежат дастарскому горизонту с *Pseudofusulina ferganensis* (Dutk.), *Fs. ex gr. gregaria* Lee, *Dairina vasilkovskiyi* Benish, *Rugosofusulina ex gr. vezhancevi* Haus., *Quasifusulina karagaevsis* M.-Macl. и др. Приведенные комплексы фораминифер определяют позднекаменноугольный возраст свиты.

Верхний отдел - С₃. Под этим индексом на карте выделены отложения в Баубашатинском (13), Джандыжгерском (15), Кокшаальском (16) и Восточно-Алайском (20) районах.

В Баубашатинском районе они включают бекечальскую и анташскую свиты, выделенные в 1959 г. Л.И.Турбиным в Келематинском синклинии. Бекечальская свита состоит из ритмичных сероцветных песчаников, алевролитов и аргиллитов с редкими конгломеративными прослоями. Мощность от 800 до 2500-3000 м. Она залегает согласно или с перерывом на суоктобинской свите среднего карбона; в ней обнаружены фораминиферы и брахиоподы низов верхнего карбона *Makella cf. eximia* (Eichw.), *Derbiya cf. waagani* Schellw., *Kutorginella mosquensis* E. Lv. и др. (определения В.И.Волгина). Анташская свита карбонатных алевролитов и песчаников с прослоями известняков мощностью в 200-300 м согласно надстраивает бекечальскую, охарактеризована тритицитами джиджинсайского-учбулакского горизонтов (сборы В.Ф.Бородаенко в 1973 г., определения Н.А.Аносовой). Выше залегают известняки и известняковые конгломераты (200 м), возможно, сопоставимые с куламинской толщей.

В Атойнакском хребте на том же стратиграфическом уровне находится песчано-сланцевая устасайская толща мощностью 600-1000 м (Бискэ, Кушнар, 1978), согласно налегающая на турашуйские конгломераты. В ее нижней части есть известняки с *Triticites ferganensis* M.-Mac1. и другими фораминиферами учбулакского горизонта, а в верхней - с *Pseudofusulina* и *Dalmanites*, относящимися к дасдарскому горизонту. Мощность толщи до 600-1000 м.

В северных отрогах хр.Кок-Шаал верхнекарбонные отложения были описаны В.И.Кнауфом, Г.Д.Бельговским, Е.В.Христовым, Л.А.Эктовой и др. Разрез складывается тонкослоистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, которым подчинены тонкие и редкие прослои пелитоморфных, органогенных и обломочных известняков или известковистых песчаников. Конгломераты и гравелиты появляются в хр.Учкуль.

Мощность верхнекаменноугольных пород возрастает с запада на восток от 500 м в бассейне р.Ходжент до 1600 м к югу от хр.Учкуль. С подстилающими отложениями среднего карбона они имеют нормальные стратиграфические соотношения, лишь в хр.Учкуль залегают с разрывом и базальными конгломератами в основании на более древней тол-

ще карбона. В западной части хр. Кок-Шаал в нижней части разреза были найдены фузулины джилгинсайского горизонта *Obsoletus obsoletus* (Schellw.), *Protriticites ovooides* Putr., *Pr. aff. plicatus* Kir. и др., стратиграфически выше - учбулакского горизонта *Triticites ex gr. montiparus* (Ehr. et Moell.), *Tr. ex gr. stukenbergi* Raus., *Tr. paramontiparus var. mesopachus* Ros., *Tr. irregularis* (Schellw. et Staff.), *Tr. umbonoplicatus* Raus. et Bel. и др. В видимом верху разреза присутствуют *Pseudofusulina* sp. и *Rugosofusulina* sp. и др., указывающие на вероятное присутствие здесь и достарского горизонта.

В пределах Восточно-Алайского хребта под индексом верхний карбон объединены две свиты: деменейская и ойтальская, выделенные А.В.Яговкиным в 1967 г. Деменейская свита имеет трехчленное строение. Нижняя и верхняя ее части представлены кристаллическими и обломочными известняками мощностью от 25 до 80 м каждая; средняя часть свиты представлена неравномерным чередованием слоев песчаников, алевролитов, сланцев, кремней, конгломератов и известняков. Мощность этой части разреза достигает 250 м. Все три пачки содержат раковины позднекаменноугольных фораминифер *Fusulinella schwagerinoides* Depr., *Quasifusulinoides fusiformis* Ros., *Protriticites* sp., *Triticites montiparus* Moell., *Ferganites ferganensis* M.-Macl. (определения А.Д.Миклухо-Маклая). Деменейская свита согласно налегает на акбогусскую свиту среднего карбона. Ойтальская свита представлена алевролитами и песчаниками с редкими линзами и глыбами известняков. Общая мощность колеблется от 550 до 730 м. Она согласно налегает на деменейскую свиту и с резким угловым несогласием перекрывается конгломератами нижней перми.

Каменноугольная система нерасчлененная

Джуректашская свита - S_2 dk. Распространена в Яссинском районе (I4), где выделена В.И.Тихоновым (1948). Налегает согласно на джартюбинскую свиту среднего-верхнего девона. Граница проводится по появлению кремнистых пород, которые в чередовании с пестроокрашенными глинистыми сланцами,

пелитоморфными и мелкодетритовыми известняками, реже грубообломочными, кремненными, образуют весь разрез свиты. Мощность от первых десятков до 100-200 м. В низах свиты известняки содержат остатки визейских фораминифер *Earlandia* sp., *Endothyra* sp., *Eastaffella* sp., *Howchinia* sp., *Omphalotis* sp., визе-серпуховских криноидей *Anthinocrinus* aff. *ishimensis* Yelt., иногда фораминифер серпуховско-башкирского возраста. Вблизи кровли содержатся верхнемосковские фораминиферы *Profusulinella* sp., *Fusaulinella* sp., *Fusiella paradoxa* Lee et Chen и др., а сверху *Triticites* sp., *Protriticites* sp., *Quasifusulina* sp., что позволяет помещать кровлю свиты внутри верхнего карбона (определения Я.Ф.Поршняковой, Н.А.Аносовой, Р.С.Елтышевой).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ -
ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К неразделенным верхнекаменноугольным - нижнепермским отложениям относятся улугчатская толща и ашукольторская свита, широко распространенная в Северном и Среднем Тянь-Шане, а также плохо изученная терригенно-карбонатная толща в восточной части Кокшаальского хребта.

У л у г ч а т с к а я т о л щ а - C_3-P_1 ил. Является верхним членом палеозойского разреза в Ясинском районе (14). В 1948 г. выделялась В.И.Тихоновым как тургайтюбинская, балыкская и капчигайская свиты. Г.С.Биске и Г.С.Поршняков (1974) объединили их в улугчатскую серию (на карте-толщ). Толща образована ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и сланцами. Мощность 3500 м. Мощность пачки песчаников в толще, занимающей разное стратиграфическое положение, достигает 200-400 м. Пачка выделялась В.И.Тихоновым как балыкская свита. Улугчатская толща согласно залегает на карбоновой джуректашской свите, перекрывается несогласно рэт-лейасом. В нижней части содержатся верхнекарбонные - нижнепермские *Triticites* ex gr. *rossicus* Schellw., *Dalryna vasilkovskiyi* Bensch, *Rugosofusulina stabilis longa* Raus., в средней и верхней - нижнепермские (карачатырские) *Paraschwagerina* aff. *fusulinoides* Schellw., *Pseudofusulina* aff. *krafftii* Schellw. et Dyrk. и др. (определения А.Д.Миклухо-Маклая).

Ашукольторская свита - S_3-P_1 , аб. Распространена в Зайлийском (1), Шамшинском (3), Кунгейском (4), Киргизско-Тескейском (7), Сонкульском (9) и Нарынском (10) районах.

В восточной части Киргизского хребта была выделена В.И.Кнафом в 1951 г. В стратотипе она сложена андезитовыми порфиритами и дацитами, их туфами, туфобрекчиями, туфоконгломератами внизу и глинистыми сланцами, песчаниками, алевритами, туфопесчаниками сверху. Мощность 150 м. В других районах Киргизского хребта преобладают вулканогенные породы. В районе горы Чагасхан-Чокусы нижняя часть разреза (50-800 м) сложена андезитами, базальтами, туфобрекчиями андезитов, верхняя (800-1000 м) - трахитовыми порфирами, туфобрекчиями фельзит-порфиров с горизонтами андезитов, туфобрекчий, туфоконгломератов. В этом районе ашукольторская свита залегает несогласно на ортокской свите среднего-верхнего карбона и на более древних толщах, прорывается интрузивными образованиями раннепермского копшойнакского и ранне-позднепермского ортокойского комплексов.

В Присонкульском районе, в горах Балыкты и Сонкультау, эти образования выделялись под названием свита Келемчи М.А.Строниным и В.Г.Королевым и белетукской свиты Е.И.Зубцовым. Свита Келемчи состоит из трех толщ. Нижняя (250-300 м) - андезитовые и дацитовые порфиры, туфы и туфобрекчи; средняя (более 150-200 м) - туфоконгломераты; верхняя (более 100 м) залегает несогласно, сложена красноцветными песчаниками. Свита залегает несогласно на башкирском ярусе и составляет самую верхнюю часть палеозойского разреза. Развита западнее белетукская свита (200 м) сложена туфами и туфобрекчиями андезитов внизу, лавами андезитов сверху. Залегает несогласно на нижнем карбоне.

В Сонкульском районе наиболее мощные выходы рассматриваемых образований выходят к юго-востоку от оз.Сонкуль. Здесь внизу залегают лавы и туфы андезито-базальтов и андезитов, сверху лавы, лавобрекчи, кластолавы и реже туфы андезитов, дацитов и риолито-дацитов (Королев, 1955). Мощность до 1500 м. Толща залегает в тектоническом блоке.

В Нарынском районе, в хр.Молдотю, эта толща была выделена и изучена в 1948 г. В.Г.Королевым (1955), А.Г.Дасовским и Л.Н.Мо-

золевым в 1957 г. названа коксайской свитой. Толща сложена внизу красноцветными конгломератами, туфами андезитов, дацитов, кварцевых порфиров, вверху красноцветными гравелитами, песчаниками, алевролитами. Мощность до 630 м. Толща несогласно с размывом залегает на среднем-верхнем карбоне и является верхним членом палеозойского разреза.

В разных районах найдены растительные остатки. В хр. Молдотто В.А. Колесников и М.П. Христова в 1968 г. собрали, а Т.А. Сикстель определила *Calamites gigas* Brongn., *Phyllothesa* sp., *Angaridium* cf. *palmatilobus* Salm. пермского возраста. В Киргизском хребте в образцах, отобранных В.И. Кнауфом, Е.М. Андреева определила пермские споры и пыльцу *Zonalesites uralensis* (rotatus) Sub., *Pemphagalensis latissimus* Luber. и др. Те же остатки найдены в белетукской свите.

Верхний карбон - нижняя пермь - C_2-R_1 . Под таким индексом выделены отложения в Нарынском (10), Муздукском (17) и Восточно-Алайском (20) районах.

В Нарынском районе, в его восточной части по долине р. Сарычат, по данным Д.М. Шендеровича, выходит толща битуминозных сланцев с прослоями конгломератов, известняков и песчаников с отпечатками растений, среди которых Т.А. Сикстель определила позднекарбоновые - раннепермские *Cordaites (Noeggerathiorpsis) aequalis* Goerr., *Odontopteris subrepulata* (Rest.) и др. (Геология СССР т. XXV, 1972 г.).

В восточной части хр. Кок-Шаал, в горах Майбаш, эти отложения были описаны в 1934 г. Д.Н. Тарасовым и с тех пор больше никем из геологов не посещались. В их основании залегают базальные конгломераты (100 м), сложенные гальками песчаников, сланцев, известняков, кварцевых порфиров и пр. Выше располагается толща известняков, переслаивающихся глинистыми известковистыми сланцами и аркозовыми песчаниками. Мощность 400 м; контакты с отложениями другого возраста тектонические.

Органические остатки собраны в осыпях и отдельных обнажениях коренных пород, не увязанных между собой по разрезу. Среди брахиопод определены *Productus ostra* var. *lineata* Waag., *Pr. welleri* Stuck., *Pr. semireticulatus* Diener (non Martin), *Derbya* cf. *crassa* Meen et Hayd, а среди фораминифер - *Fusiella* ex gr.

granum - orisae Dutk., Quasifusulina longissima Moell., Tetrataxis ex gr. gibba Moell., T. ex gr. conica Ehr., Pseudofusulina sp. и др. (определения Б.К.Лихарёва, Г.А.Дуткевича).

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Морские терригенные отложения характерны для нижнего отдела пермской системы лишь в хребтах Южного Тянь-Шаня и южной периферии Срединного Тянь-Шаня. В хребтах Северного Тянь-Шаня и на значительной территории Срединного Тянь-Шаня нижняя пермь континентальная. Верхняя пермь в Киргизии развита зонально и почти повсеместно является континентальной. А.Д.Миклухо-Маклай предложил для морской нижней перми Средней Азии выделять карачатырский и дарвазский ярусы. В.Е.Рушенцев, Ф.Р.Бенш, Д.М.Раузер-Черноусова полагают, что в Средней Азии можно пользоваться шкалой, разработанной для Русской платформы и Урала. На карте приняты ассельский и сакмарский ярусы нижней перми лишь для Кассанского района. В остальных местах выделяются нижняя пермь без выделения свит или такие свиты, как ходжакальская, кумбельская, карачатырская, мурабсайская, арпинская. К неразделенным ниже-верхнепермским образованиям отнесены келематинская и равашская свиты. Верхнепермскими являются тулейманская и кызылнуринская свиты и предположительно карасуйская свита. В Нарынском районе выделяются пермские до отдела неопределенные отложения, в их числе - учарчинская свита.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Ассельский ярус. Мамайская свита - P₁ м. Развита в Кассанском районе (I2), в горах Бозбугау. Выделена Ф.Р.Бенш в 1955 г. (Решения..., 1959 г.). Состоит из двух частей. Нижняя часть (чанацкие слои) сложена внизу конгломератами, сверху песчаниками, алевролитами, известняками (300-600 м). Верхняя часть ("унгартауские слои") образована массивными детритусовыми известняками (до 300 м). Свита залегает несогласно на среднем карбоне и перекрывается с разрывом улукской свитой сакмарского возраста. В нижней части содержит *Triticites rossicus posterior* Bensh, *Duixina vasilkovskyi* Bensh, *Pseudofusulina regularis* Schellw. и др., в верхней - *Occidentoschwagerina fusa-*

linoides chatcalina Benesh, *Schwagerina pavlovi* Reus., *Pseudoschwagerina uddeni* B. et K. и др. Фауна относится к нижнему и среднему подгорizontам карачатырского горизонтa, что, по Ф.Р.Бенш, соответствует ассельскому ярусу нижней перми.

Сакмарский ярус. Улукская свита - P_1 ul. Распространена в Кассанском районе, в горах Бозбутоо. Выделена Ф.Р.Бенш в 1955 г. (Решения..., 1959). Сложена алевроито-глинистыми сланцами, песчаниками, реже конгломератами, содержит редкие прослои обломочных, детритусовых и песчаных известняков. В верхней части залегает пачка известняков и известняковых конгломератов. Мощность 800-1200 м. Перекрывает с разрывом мамайскую свиту, является верхним членом палеозойского разреза. Содержит остатки фораминифер *Pseudofusulina ex gr. confusa* Reus., *Ps. celebrata* Benesh, *Ps. parapulchra* Benesh, *Robustoschwagerina tumida* Lich. и др. Относится к улукскому горизонту (зона *Parafusulina*), который сопоставляется Ф.Р.Бенш с сакмарским, Э.Я.Левенюм - с артинским ярусом нижней перми.

Нижняя пермь - P_I . Отложения под этим индексом выделены в Чаткальском (II), Кассанском (I2), Восточно-Алайском (20) и Заалайском (2I) районах, а также в северных предгорьях Алая (I8).

В Чаткальском и Кассанском районах нижняя пермь изучалась Н.М.Синицыным, А.С.Аделунгом, Л.И.Турбиным и др. Н.П.Васильковский выделял в нижней перми каттабурабельскую, камисуйскую и манакамскую свиты. Первые две выделены под индексом P_I , манакамская свита на карте обособлена. В основании каттабурабельской свиты залегают базальные красноцветные конгломерато-брекчии и конгломераты (до 150 м), сменяющиеся выше гравелитами, мелкогалечными конгломератами, песчаниками с линзами и пластами известняков. Мощность 200-450 м. Свита залегает несогласно на девонских и более древних образованиях. По определениям А.Д.Миклухо-Маклая, в известняках свиты содержатся нижнепермские швагериты. Каенсуйская свита залегает на каттабурабельской с небольшим несогласием. Она сложена сероцветными песчаниками и алевролитами с редкими линзами мелкогалечных конгломератов и гравелитов, включает рифы фораминиферных известняков. Мощность 300-500. Фауна фораминифер,

брахиопод принадлежит нижней перми. Выше с размывом залегает ма-накамская свита этого же возраста.

В Алайском хребте, в водораздельной части (истоки р. Акбура), по данным Д. П. Резвого, полученным в 1976 г., нижняя пермь представлена темными алевролитами, песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов, пачками, прослоями и линзами органогенно-детритовых известняков. Мощность около 300 м. Толща залегает с угловым несогласием на средне-верхнекаменноугольных конгломератах и содержит остатки нижнепермских фораминифер *Rugosofusulina cylindrica* Man., *Pseudofusulina* sp., *Triticites* sp., *Schwagerinidae* gen. et sp. indet.

В Восточно-Алайском хребте нижняя пермь была выделена Д. Б. Вонгазом в 1949 г. под названием *карасуранской* свиты. Это толща разногалечных конгломератов, гравелитов, песчаников. Мощность до 800 м. Свита налегает с угловым несогласием на подстилающие отложения, органических остатков не содержит. В районе Капчигайского ущелья и в бассейне р. Кулун А. В. Яговкин выделил нижнепермские отложения под названием *такташской* свиты, которая начинается пачкой гравелитов и конгломератов и венчается ритмичным переслаиванием песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность более 600 м. Свита с резким угловым азимутальным несогласием налегает на средне-верхнекаменноугольные отложения, содержит остатки нижнепермских *Schwagerina* sp. (определение А. Д. Миклухо-Маклая).

В Заалайском хребте под индексом P_I объединены зыгарская, челаамчинская, сафетдаронская и гундаринская свиты. Отложения впервые выделены в 1934 г. А. В. Хобаковым и Л. А. Дуткевичем, а также И. Н. Дингельштедом (1934, 1936). Биостратиграфию изучали Г. А. Дуткевич, М. А. Калмыковская, О. Т. Туманская, И. В. Пыжьянов. Зыгарская и челаамчинская свиты, по данным Е. Ф. Романько, К. Ф. Стахило-Алексеева и Э. С. Чернера (1958-1964), сложены зеленоцветными глинистыми, известково-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность 1000 м. Нижняя часть срезана разломом. В свитах собраны остатки нижнепермских (улукских) фораминифер *Schwagerina* sp., *Robustoschwagerina tumida* Lich., *Pseudofusulina vulgaris* Schellw. et Dyhr., *Pa. krafftii* Schellw. et Dyhr. Залегаящая выше с постепенными переходами сафетдаронская

свита, выделенная еще в 1908 г. Я.С.Эдельштейном, сложена светлыми массивными рифовыми органогенно-обломочными известняками мощностью до 500 м. В известняках содержатся нижнепермские фузулиниды *Darvasites cf. contractus* (Schellw. et Dyhr.), *Robustoschwagerina tumida* Lich., *Pseudofusulina ex gr. japonica* Gumb. и др. Вышележащая гундаринская свита, выделенная Г.А.Дуткевичем в 1937 г., сложена пестроцветными песчаниками, алевролитами и туфами с прослоями и линзами органогенных известняков. Мощность 400-700 м. Свита с размывом и небольшим угловым несогласием перекрывается полихарской свитой верхней перми. В свите найдены остатки фораминифер кубаргандинского горизонта нижней перми *Schubertella aff. melonica* Dunb. et Skinn., *Chusenella* sp., *Pachyphloia* sp., нижнепермских ругоз и брахиопод. Таким образом, все описываемые свиты охватывают почти полный интервал нижней перми.

Ходжакелянская свита - P_1 ? hk. Распространена в Туркестано-Сурметашском районе (19), в верховьях р.Акубура, где выделена в 1976 г. П.Д.Резвым. Сложена андезитовыми, дацитовыми, риолитовыми порфиритами и порфирами и их туфами, лавобрекчиями. Мощность до 800 м. Залегает несогласно на толще верхнего карбона, перекрывается несогласно юрой. Органические остатки не обнаружены. Возраст определяется стратиграфическим положением.

Кумбельская свита - P_1 km. Распространена в северных предгорьях Алая (18) и в Туркестано-Сурметашском районе (19). Выделена в 1936 г. А.П.Марковским. Сложена внизу конгломератами и конгломерато-брекчиями, вверху красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками. Мощность до 1200 м. В Туркестанском хребте залегает с угловым несогласием на среднем карбоне и более древних толщах. В известняковой гальке встречены московские фораминиферы и верхнекарбонные водоросли. В цементе есть верхнекаменноугольные фораминиферы. Остатки растений, по заключению Т.А.Сикстель, - позднекаменноугольные-раннепермские. В западной части Алайского хребта залегает с угловым несогласием на среднем-верхнем карбоне (включая дастарский горизонт), в гальке содержит остатки нижнепермских (карачатырских) фораминифер. Залегание выше дастарского горизонта верхнего карбона, наличие в обломках

нижнепермских фузулинид свидетельствуют в пользу раннепермского возраста кумбельской свиты.

Саукторская свита - P₁ эк. Выделяется Г.С.Бискэ и др. в Кокшаальском хребте (16) по рекам Кайчэ, Джангарт, Сауктор и на левобережье Сарыдлаза. Налегает согласно или с небольшим разрывом на известняки девона - нижней перми и представлена в нижней части ритмичным песчано-сланцевым переслаиванием, в котором участвуют и песчанистые известняки. В верхах преобладают гравелиты и конгломераты, содержащие примесь гальки гранодиоритов. В карбонатных песчаниках обнаружены *Quasifusulina* sp., *Triticites* sp., *Schwagerinidae* (?) и другие фораминиферы достарского горизонта верхнего карбона или низов перми, в известняковых олистростромах (?) известна и более древняя ископаемая органика. Карачатырский возраст свиты наиболее вероятен, исходя из ее положения в колонке. Мощность в наиболее полных разрезах до 700 м.

К саукторской свите предположительно отнесены аналогичные отложения с фораминиферами верхнего карбона (переотложенной?) у перевала Пикертык. Ее аналоги пока не выделены из отложений верхнего карбона - нижней перми по рекам Джанджар и Майбаш.

Ассельский - сакмарский ярусы.
Карачатырская свита - P₁ кж. Распространена в западной части гор Карачатыр (18). Здесь эти отложения были выделены А.Д.Миклухо-Маклаем в 1956 г. в качестве карачатырского горизонта. В 1959 г. на Ташкентском совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Средней Азии было предложено рассматривать их как карачатырскую свиту. Карачатырская свита представлена в нижней части песчаниками и алевролитами с прослоями глинистых сланцев и органогенно-мелкообломочных известняков, в средней - известняками, алевролитами и мергелями с прослоями песчаников и в верхней - известняками, мергелями и глинистыми сланцами с прослоями алевролитов и песчаников. Мощность свиты около 1500 м. Залегает карачатырская свита в непрерывном разрезе на породах достарской свиты верхнего карбона; кровля ее неизвестна. Карачатырская свита по всему разрезу охарактеризована фораминиферами карачатырского горизонта нижней перми *Pseudoschwagerina*

uddeni B. et K., Schwagerina asiatica M.-Maclay, Schw. ex gr. moelleri Raus., Rugososchwagerina yabei Staff., Parafusulina pseudojaponica (Dutk.), P. ferganica M.-Macl. и др. Подошва свиты совпадает с основанием карачатырского горизонта.

В Восточной Фергане, в Баубашатинском районе по р.Нарын выше Ташкумыра (I3), аналогом карачатырской свиты является, вероятно, песчано-сланцевая толща с линзой (?) известняка, в которой Д.И.Турбин (1960) обнаружил остатки швагерин и Parafusulina ferganica M.-Macl. Толща перекрывается келематинской свитой нижней-верхней перми.

М а н а к а м с к а я с в и т а - P₁ ш. Распространена в Кассанском районе (I2). Выделена в 1961 г. И.И.Войтовичем и В.И.Долматовым из состава шурабсайской свиты Н.П.Васильковского (1952). Состоит из двух подсвит. В нижней преобладают конгломераты, включающие горизонты оолитовых известняков. В верхней характерны лавы андезитов и трахиандезитов, их туфов, агломератов, туфолов, местами появляются лавы и туфы дацит-риолитового и трахитового состава. Мощность свиты 850-2800 м. Свита залегает с размывом на нижнепермской и более древних толщах. В нижней части свиты Н.А.Аносова определила раннепермские фораминиферы Paraschwagerina aff. koksaerensis sp. nov., Pseudofusulina portentosae Scham., Schwagerina sp.

Ш у р а б с а й с к а я с в и т а - P₂ ж. Распространена в Кассанском районе (I2). Выделена в 1938 г. Н.П.Васильковским. Состоит из трех частей. Внизу - песчаники и сланцы с флюидом к западу замещающиеся липаритовыми туфами; в середине - агломератовые туфы липаритов, дацитов, туфолавы и лавобрекчии андезитов и дацитов; сверху - флюидальные микрофальзиты, кварцевые порфиры. Мощность более 600 м. Свита залегает несогласно с глубоким размывом на разных толщах, включая оксайскую свиту верхнего карбона, также несогласно перекрывается равашской свитой нижней-верхней перми. Прорывается верхнепермскими гранитоидами. В нижней части свиты А.С.Макаров в 1956 г. собрал отпечатки растений, среди которых Т.А.Сикстель определила Walchia piniformis Sternb., Dicranophyllum kirgisticum Tchirk. и др., свидетельствующие о раннепермском возрасте. А.С.Макаров в долине р.Коксарек в 1949 г. об-

наружил остатки фузулинид, свойственных также нижней перми.

Арпинская свита - P_1 аг имеет широкое распространение в хр. Джамандавантау, где была выделена Е.И.Зубцовым, А.А.Луином (Решения..., 1959 г.). По данным М.П.Христовой, в составе свиты повсеместно выделяются четыре пачки. Основание ее складывается вулканомиктовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, ксенотуфами, ксеноигнимбритами, выделявшимися Н.А.Аносовой в акбейтские слои (IIО - до 300 м). Выше идет тонкое переслаивание темно-серых полимиктовых песчаников, аргиллитов с горизонтами водорослевых известняков. Песчаники с редкими пропластками известково-глинистых аргиллитов (500-1200 м). Аргиллиты и глинистые сланцы с редкими пропластками слюдястых песчаников. Разрез завершается разногалечными полимиктовыми конгломератами и песчаниками, которым подчинены тонкие пропластки аргиллитов и битуминозных водорослевых известняков (150-450 м). Суммарная мощность свиты от IIОО до 3000 м. Арпинская свита согласно сменяет коджагульскую свиту верхнего карбона, ее нижняя граница проводится по подошве вулканомиктовых конгломератов и песчаников, а при их отсутствии по кровле известнякового горизонта с массовыми *Rugosofusulina*. Она с размывом и несогласием перекрывается конгломератами учарчинской свиты. В нижних слоях свиты собраны фораминиферы *Daixina* ex gr. *vaatkovskyi* Bensch, D. ex gr. *galloway* Chen, *Pseudofusulina* ex gr. *paragregaria* Rauser и др., характерные для верхов верхнего карбона и низов нижней перми. Выше по разрезу присутствуют *Rugosofusulina* ex gr. *ruzhensevi* 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* Chao и др. (определения Н.А.Аносовой и О.Н.Сергуньковой), указывающие на принадлежность свиты к низам карацатырского горизонта нижней перми (Аносова, 1966).

НИЖНИЙ - ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Келематинская свита - P_{1-2} кл. Распространена в Баубашатинском районе (IЗ). Выделена в 1935 г. В.Н.Огневым, объем уточнен Л.И.Турбиным (1960). Свита представле-

на красно- и зеленоцветными полимиктовыми конгломератами, песчаниками, нередко имеющими олистостромовый характер. Мощность до 1000 м. Залегает несогласно на разные толщи палеозоя, включая верхний карбон. В гальке встречаются фузулиниды верхнего карбона и нижней перми, вплоть до улукского горизонта (Венш и др., 1972). По стратиграфическому положению считается ниже- верхнепермской.

Равашская свита - P_{1-2} кв. Распространена в Кассанском районе (I2). Выделена Н.П.Васильковским в 1952 г. В основании свиты залегают полимиктовые и вулканические конгломераты, которые выше сменяются контрастной толщей базальтовых порфиритов и риолитовых порфиров, их туфов, туфолов, изредка встречаются прослои известняков. Мощность 800-1100 м. В районе свита несогласно залегает на минбулакской свите среднего карбона и несогласно перекрывается вулканическими кызылуруинской свиты верхней перми. Органические остатки не найдены. Свита условно отнесена к нижней- низам верхней перми.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Тулейканская свита - P_2 т1. Распространена в северных предгорьях Алая (I8). Выделена А.С.Аделунгом в 1939 г. Сложена внизу красноцветными и пестроцветными полимиктовыми конгломератами, вверху - песчаниками, алевролитами, аргиллитами и глинами с прослоями гравелитов, мергелей, известняков, риолитовых и дацитовых порфиров. Мощность 1500-1800 м. Залегает с угловым несогласием на среднем и верхнем карбоне и на более древних образованиях и завершает палеозойский разрез. В известняковой гальке содержатся остатки нижнепермских фузулинид. В песчаных прослоях из нижней части свиты найдены отпечатки *Phyllosteca* sp., *Madynapteris aravanensis* Sirt., *Callipteris* ex gr. *martinsii* (Kurtze) Zeill; в верхней - *Sphenobaiera aravanica* Sirt., *Cordaites taleikensis* Sirt., *Samaropsis tuleikanensis* Sirt., *Stobilites bronni* Solms-Laub позднепермского возраста, по мнению изучавшей флору Т.А.Сикстель. А.Д.Миклухо-Маклай (1963) относил свиту к верхам дарвазского яруса нижней-верхней перми, Г.Л.Бельговский - к низам верхней перми (Геология СССР, т.ХХУ, 1972). Последняя точка зрения отражена на карте.

Верхний отдел (?). Карасуйская свита - P_2^7 кж. Развита в Ваубашатинском районе (13). Выделена Л.И.Турбиным (1960). Сложена желто-серыми и розовыми песчаниками, алевролитами с прослоями мергелей, гипса, иногда различных эффузивов, туфов. Мощность 400-600 м. Залегает согласно на калематинской свите нижней-верхней перми. Содержит растительные остатки поздней или конца ранней перми (Бенш и др., 1972).

Кызылнуринская свита - P_2 кж. Распространена в Кассанском районе (12). Выделена Н.П.Васильковским (1952). Сложена красноцветными липаритовыми порфирами, трахипаритами, дацитовыми порфиритами, туфами, туфолавами, игнимбриитами. В основании местами залегают песчаники и конгломераты. Мощность 150-460 м, в районе оз.Кугала более 1000 м. Залегает несогласно на равашской свите. Является верхним членом палеозойского разреза. Содержит остатки флоры, которая может иметь как позднепермский, так и раннетриасовый возраст. Учитывая последние данные С.В.Мейена, свита отнесена к верхней перми.

Иоллихарская свита - P_2 11. Развита в Заалайском районе (21). Выделена Г.А.Дуткевичем в 1937 г. Первоначально М.И.Шабалкин включал эти отложения в пределах Киргизии (бассейн р.Антындара) в состав минтекинской свиты триаса - нижней вры. А.Х.Кафарский и И.В.Пыжьянов (1963) доказали, что они соответствуют иоллихарской свите стратотипа, находящегося в ЮЗ Дарвазе. Свита внизу сложена, по данным Е.Ф.Романько, К.Ф.Стажило-Алексеева и Э.С.Чернера, розовато-серыми конгломератами с прослоями песчаников, гравелитов, алевролитов, а сверху - красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов. Мощность до 800 м. Свита залегают с небольшим угловым несогласием на гундаринской свите нижней перми и на более древних образованиях, с большим угловым несогласием перекрывается кызылсуйской свитой предполагаемого среднего-верхнего триаса. Органические остатки не выявлены. По положению в разрезе отнесена к верхней перми.

Верхняя пермь (?) - $P_2^?$. К верхней перми условно относится терригенная толща, выделенная Л.И.Турбиным в 1957 г. в бассейне р.Кассансай (12). Она представлена терриген-

ными породами с примесью пирокластических и эффузивных. В основании залегает пачка (120 м) пестроцветных вулканомиктовых конгломератов с прослоями гравелитов и песчаников. В кровле пачки присутствуют прослои темно-лиловых пироксеновых андезитовых порфиритов, туфолов и агломератовых лав. Выше толща представлена ритмично чередующимися пестроцветными полимиктовыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами (280 м). В Малом Кассанском грабене в нижней части толщи наблюдаются прослои туфов. Мощностю верхнепермских отложений здесь не превышает 175 м. Толща залегает с разрывом и небольшим несогласием на образованиях ма-накамской свиты нижней перми. В песчаниках содержатся неопределимые остатки флоры. Позднепермский возраст принимается условно по положению в разрезе.

ПЕРМЬ НЕРАЗДЕЛЕННАЯ

Учарчинская свита - Риф завершает разрез верхнего палеозоя в хр.Джамандавантау и Байбичетау (10). Учарчинская свита впервые выделена и подробно изучалась Т.А.Додоновой (Геология Киргизии, XXV, 1972). В состав свиты входят две толщи: нижняя существенно терригенная и верхняя вулканогенная, которая относилась к свите байбичетау (Решения совещания..., 1959) и к ашукольторской свите (Луик, Конок, 1957). Терригенная толща в нижней части слагается красно-бурыми и серыми полимиктовыми и вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками с прослоями туфов и ксенотуфов дацитовых и андезитовых порфиритов, а в верхней - туффитами, перемежающимися с гравелитами, песчаниками, алевролитами, содержащими прослои зеленых и черных вулканомиктовых песчаников и известняков. Мощностю толщи на южном склоне хр.Джамандавантау 260-300 м, в хр.Байбичетау - 550 м. В известняках присутствуют фораминиферы *Occidentoschwagerina fusulinoides* (Schellw.), *Rugosofusulina complicata* (Schellw.), *Parafusulina pseudojapónica var. ferganica* M.-Macl. и др., принадлежащие к среднему подгоризонту карачатырского горизонта нижней перми. Выше согласно залегает толща вулканитов андезитового и андезито-базальтового состава, представленная, по данным М.П.Христовой, полученным в 1975 г., внизу туфоконгломератами и лавами,

в средней – туфолавами и лавами с прослоями туфопесчаников, а в верхней – агломератовыми туфами и кластолавами с прослоями зеленых туфопесчаников. Мощность толщи 500 м. Она палеонтологически не охарактеризована. Неполная мощность учарчинской свиты составляет 1100 м. Она с небольшим угловым несогласием залегает на арпинской свите нижней перми. Нижняя часть свиты содержит фораминиферы среднего подгоризонта карачатырского горизонта нижней перми. Верхняя палеонтологически неохарактеризованная толща, по-видимому, относится к более высоким биостратиграфическим горизонтам, в связи с чем возраст свиты в целом определяется как пермский.

Пермская система – Р. Терригенные морские отложения этого возраста выделены на южном склоне хр. Нарынтау (10) Е.И. и Е.И.Зубцовыми и А.Д.Миклухо-Маклаем (1957). Здесь на песчано-алевролитовых отложениях среднего-верхнего карбона согласно залегает толща слоистых известняков, алевролитов, углисто-глинистых сланцев, песчаников. Ее мощность достигает 700 м и уменьшается к западу и востоку до 300 м. К нижней части разреза относятся находки *Pseudofusulina aff. pseudopointei Raus. et Scherb.*, *Parafusulina (?) aff. pseudojaponica Dutk.*, *Rugosofusulina aff. complicata (Schellw.)*, *Pseudoschwagerina ex gr. robusta Krot.*, *Schwagerina sphaerica Raus.*, характеризующие, по заключению Н.А.Аносовой, средний и нижнюю часть верхнего подгоризонта карачатырского горизонта нижней перми. К востоку морские терригенные отложения перми замещаются лагунно-морскими и лагунными осадками. На северном склоне Уланского хребта Ю.В.Жуковым (1967) к перми отнесена залегающая в тектоническом блоке толща, сложенная в нижней части известковыми песчаниками, алевролитами и известково-глинистыми сланцами. Выше горизонта красноватых мелкогалечных конгломератов они становятся пестроцветными, и в них появляются прослои туфопесчаников и гипсов. Неполная мощность 850 м. В нижней части разреза обнаружены остатки фораминифер *Netigerdius (?) cf. longua Gvoz.*, *N. (?) N 1 Gvoz.*, *Cornuipira (?) sp. nov.*, *Ammodiscus sp.*, указывающие, по заключению Л.П.Гроздиловой, на пермский возраст осадков.

Ранний мезозой - триас и юра - на всей территории Киргизии представлены континентальными образованиями, и их расчленение произведено на основании изучения флоры М.И.Брик, А.И.Турутановой-Кетовой, А.Н.Криштафовичем, В.Д.Принадой, Т.А.Сихстель, В.А.Вахрамеевым, Р.З.Генкиной. Поздний мезозой - мел - лишь в наиболее ранних толщах является континентальным, к концу периода континентальное осадконакопление сменялось лагунно-морским и лагунным в пределах Ферганской и Алайской впадин, связывающего их Гульчинского пролива и на территории Заалайского хребта. К востоку от Таласо-Ферганского разлома достоверные меловые отложения не выделяются. Ряд авторов относят здесь к мелу нижнюю маломощную часть "киргизского красноцветного комплекса" (Шульц, 1948), представленную континентальными фациями (озерные, аллювиальные, элювиальные).

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Нижнетриасовые отложения (мадыгенская свита) выделены лишь в Южной Фергане. Средне- и верхнетриасовые образования распространены в Заалайском хребте (кызылсуйская и зюззаминская свиты). Верхнетриасовой является камышбагинская свита, развитая лишь в Южной Фергане.

Верхний триас в ряде районов Киргизии тесно связан с юрскими отложениями и не отделен от них. Типовой является коккиинская свита в Ферганском хребте. В Северном Тянь-Шане верхнетриасовые отложения слагают низы угленосных толщ, развитых в Иссык-Кульской и Минкушской впадинах.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Мадыгенская свита - Т₁ мд. Выделена Е.А.Коневым в 1933 г., раннетриасовый возраст установлен М.И.Брик на основании изучения растительных остатков. Развиты в Южной Фергане, в горах Тохтабуз и Курганташ в северных предгорьях Туркестанского хребта (18). Свита сложена желтовато- и зеленовато-серыми аргиллитами, песчаниками и конгломератами с про-

слоями гравелитов и осадочных брекчий, углей и водорослевых известняков. Нижняя часть (60 м) является пестроцветной глинисто-песчаниковой, слабо угленосной. Она залегает с угловым несогласием на размытой поверхности среднепалеозойских толщ и, по данным Т.А.Сикстель, содержит остатки верхнепермской флоры (Геология СССР, т.ХХУ, 1972). Т.А.Друскина, переизучавшая флору, показала, что и в нижней части свиты она имеет раннетриасовый возраст. Верхняя часть свиты (250 м) наряду с глинами и песчаниками содержит прослой плохо отсортированных конгломератов и остатки нижнетриасовых растений, изученных Т.А.Сикстель, а также разнообразные остатки эндемичных насекомых, рыб, двухстворчатых моллюсков. Свита несогласно перекрывается камышбашинской свитой верхнего триаса. На основании последних данных по изучению флоры мадгенская свита полностью отнесена к нижнему триасу.

СРЕДНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Кызылсуйская свита - Т₂₋₃? кз. Выделена в 1963 г. А.Х.Кафарским и И.В.Пыжьяновым из состава минтекинской свиты М.И.Шабалкина (1937). Распространена в приводораздельной части Заалайского хребта (21). В основании выделяется пачка пестроцветных полимиктовых конгломератов (200 м), выше - чередование песчаников с алевролитами, туфопесчаниками, темными глинистыми сланцами (до 400 м). Общая мощность свиты порядка 600 м. Кызылсуйская свита залегает несогласно на отложениях верхней перми и перекрывается эрозаминской свитой предположительно верхнетриасового возраста. В 1964 г. Р.Н.Шамсутдинов, К.Ф.Стажило-Алексеев и Э.С.Чернер собрали в средней и верхней частях свиты отпечатки растений, которые, по заключению Т.А.Сикстель, имеют раннетриасовый возраст с возможным переходом в средний триас (Геология СССР, т.ХХII, 1972).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Камышбашинская свита - Т₃ км. Отложения верхнего триаса были выделены А.К.Преображенским (1936) в районе Сулохты на основании изучения ископаемой флоры, произведенного М.И.Брик. Название предложено в 1958 г. (Решение..., 1959).

Свита представлена пестроокрашенными песчаниками, гравелитами, конгломератами (часто брекчиевидными), алевролитами и глинами, переслаивающимися между собой и содержащими прослой углей и бокситоподобных пород. Мощность в районе Судукты 40-60 м, в ур.Мадыген - 20-30 м. Камышбагинская свита с угловым несогласием залегает на размытой поверхности палеозойских отложений, а в ур.Мадыген также с угловым несогласием - на мадыгенской свите. Перекрывается прскими образованиями со следами размыва. Камышбагинская свита охарактеризована флорой норийско-рэтского возраста *Neocalamites correrei* (Ziel.), *Lobatomularia heianensis* (Koid.), *Clatropteris obovata* Oisch., *Ginkgo ferganensis* Brick, *Phleboteris polypodioides* Brongn. и др.

З ю р з а м и н с к а я с в и т а - Т₃? зк. Распространена в Заалайском районе (21), в бассейне р.Алтынфара. М.И.Шабалин в 1937 г. включал эти отложения в состав мнтинтекинской свиты. В принятом для Заалайского хребта объеме выделена в 1963 г. А.Х.Кафарским и И.В.Пыжьяновым. По данным Е.Ф.Романько, К.Ф.Стахило-Алексеева, Э.С.Чернера и Р.Н.Шамсутдинова, полученным в 1961-1964 гг., свита сложена пестроцветными андезитами, их туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями с прослоями углистых и глинистых сланцев, песчаников и гравелитов. Мощность более 1000 м. Свита залегает без видимого несогласия на средне-верхнетриасовой кызылсуйской свите, с меловыми отложениями граничит по тектоническому контакту. Содержит остатки триасово-юрских растений (заключение Т.А.Сикстель). В Юго-Западном Дарвазе в ней заключены остатки верхнетриасовых растений (определения В.С.Лучникова), § и она с угловым несогласием перекрыта нижней-средней юрой. По положению в разрезе и на основании изучения растительных остатков, зюрзаминская свита отнесена к верхнему триасу, но А.Х.Кафарский и И.В.Пыжьянов считали ее нижнеюрской.

ТРИАСОВАЯ - ЮРСКАЯ СИСТЕМА

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА, ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ - ЮРСКАЯ СИСТЕМА, НИЖНИЙ ОТДЕЛ

К о к к и н с к а я с в и т а - Т₃-J,кк. Выделена в Ферганском хребте (14) В.Н.Огневым в 1946 г. Развита в Яссинской

районе, где повсеместно залегает с угловым несогласием на палеозое. В наиболее полном разрезе преобладают песчаники с прослоями черных алевролитов и конгломератов (300 м), а в верхней части господствуют черные алевролиты (270 м). К юго-западу от осевой части Ферганского хребта мощность свиты уменьшается до полного выклинивания. Возраст обоснован комплексом ископаемой флоры, который, по заключению М.И.Брик, имеет рэтско-раннелайсовый возраст. По более поздним данным Р.З.Генкиной (1977), коккиинская свита относится целиком к ранней юре.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Юрская система представлена всеми тремя отделами и повсеместно только континентальными фациями. Отложения нижнего отдела, выполняющие узкие грабены или эрозионные ложбины того времени, сохранились в самых различных районах Киргизии, отложения среднего отдела - только на юге Ферганского хребта (I3, I4), а верхнего отдела - на северном склоне Алайского хребта (I8, I9).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Т у р к с к а я с в и т а - J₁ tk. Распространена в Яссинском районе (I4). Свита представлена чередованием алевролитов, аргиллитов, песчаников и пластов углей, к последним приурочены основные запасы каменных (в т.ч. коксующихся) углей Узгенского бассейна. Мощность до 250 м. Налегает трансгрессивно на коккиинскую свиту и на палеозой. Местами (р.Сурметаш) имеются базальные конгломераты. По составу растительных остатков *Lobatopnularia nordenskiöldii* Kryst., et Pryn., *Phelopteris muensteri* (Schenk.) Herp. et Noerh., *Clathropteris obovata* Oishi, *Coniopteris angustifolia* Brick., возраст свиты раннелайсовый (М.И.Брик); имеются также данные в пользу среднеюрского возраста (Р.З.Генкина, 1977).

Ч а р т а ш с к а я с в и т а - J₁ Ъг. Распространена в Яссинском (I4) и частично Восточно-Алайском (20) районах. Выделена В.Н.Огневым в 1946 г. В типичных разрезах по р.Яссы чарташская свита образована чередованием пачек кремнево-кварцевых конгломератов и графидитов с песчано-алевролитово-аргиллитовыми

пачками. В осевой части Ферганского хребта происходит замещение конгломератов алевролитами и аргиллитами. Мощность свиты здесь до 800 м. В междуречье Тар-Каракульджа (р. Карабель и др.) конгломераты залегают лишь в основании свиты (до 100 м), разрез представлен песчаниками или алевролитами. Мощность свиты так называемой "суякской фации" на р. Суек достигает 3300 м. Залегает с размывом на отложениях коккинской-тузукской свиты и на палеозое. Возраст в стратотипическом разрезе определяется растительными остатками нижней яры *Coniopteris humenophylloides* (Brongn.), *Scw.*, *Gonatosorus sphenopteroides* Brick., *Ceodrophlebia gulcata* Brick., *Taenopteris asiatica* Brick. и др. (Брик, 1933 и др.), но последние палеоботанические данные (Генкина, 1977) говорят в пользу отнесения свиты к средней яре. Верхи разреза в "суякской фации" палеонтологически почти не охарактеризованы.

К а р а д ж и л г и н с к а я с в и т а - J_1 кр. Распространена в восточной части Ясинского района (I4), где выделена в 1956 г. Г.Л. Вельговским. Она налегает согласно на чарташскую свиту и сложена зеленовато-серыми алевролитами с прослоями и пачками песчаников. Мощность более 1000 м. Имеются редкие находки двустворок и растений, в том числе раннеюрских *Ptylophyllum recten* (Phill.).

Н и ж н и й о т д е л - J_1 . Нижнеюрские отложения выделены во многих районах Тянь-Шаня: Киргизско-Тескейском (7), Северо-Тескейском (8), Сонкульском (9), Нарынском (10), Кассанском (12), Баубашатинском (13), Дзанджерском (15), северных предгорьях Алая (18), Туркестано-Сурметашском (19). История выделения и изучения яры приведена в XXV томе "Геологии СССР" (1972), согласно которому дается описание данного подразделения.

В Киргизско-Тескейском районе типовым является разрез яры Минкушской (Кавакской) впадины и бассейна р. Кара-Киче. Здесь к нижней яре на карте отнесены три свиты:

1) туркавакская песчаников, гравелитов и пластов угля с прослоями углистых глин, алевролитов (150-250 м), содержащая растительные остатки рет-лейаса; 2) князисуекская пестроокрашенных глин, алевролитов, песчаников с прослоями и линзами бурого железняка и угля (30-285 м) с флорой нижнего-среднего лейаса; 3) агу-

лакская темных песчаников, алевролитов, глин с редкими пластами угля (40-190 м). Отложения несогласно залегают на нижнем карбоне и несогласно перекрываются или контурпажской свитой палеогена или неогеном.

В Северо-Тескейском районе выходы нижней юры прослеживаются (с перерывами) по южному берегу оз. Иссык-Куль от Джергалана на востоке до Согутов (Каддисая) на западе. В основании разреза резко несогласно на палеозойском основании (вплоть до среднего карбона) залегают акташская свита аркозых и кварцевых конгломератов, гравелитов, песчаников с линзами глин (90-120 м). Флора характерна или для рета или для рета - нижнего лейаса. Выше предполагаются контуйская, джильская и аксайская свиты, которые сложены мелкогалечными кварцевыми конгломератами, гравелитами, разнотернистыми песчаниками, алевролитами, углистыми глинами и рабочими пластами каменного угля. Мощность 165 м. Отложения несогласно перекрываются олигоцен-миоценом. Эти свиты охарактеризованы растительными остатками, которые, по данным А.И. Турутановой-Кетовой, принадлежат лейасу.

Такой же характер имеют нижнеюрские отложения в Нарынском районе, в частности в хр. Дзамандаван. Здесь в тектонических блоках среди палеозоя и неогена выходят пестроокрашенные песчаники, глины с пластами углей. Мощность 300 м.

В Кассанском районе типовым является разрез района оз. Сары-Челек. В основании разреза резко несогласно на девоне залегают сарыкамашская свита, сложенная внизу кварцевыми гравелитами и песчаниками с прослоями аргиллитов и алевролитов с линзочками углей (60-70 м). Возраст флоры, по данным Т.А. Синистель, Д.М. Кузичкиной и Е.А. Репман, поздне триасовый. Верхняя часть свиты (280 м) и вышележащая кичкильская свита (до 200 м) сложены песчаниками с прослоями алевролитов и углей внизу и гравелитов вверху. Возраст по флоре лейасовый. Нижнеюрские отложения согласно перекрываются среднеюрскими.

Для Баубашатинского района типовым разрезом является Кок-Янгамский, где к лейасу отнесена кокянгамская свита конгломератов, алевролитов, аргиллитов с пластами углей. Мощность до 250 м. Свита несогласно залегают на разных толщах среднего палеозоя и согласно сменяется среднеюрской винданской свитой. Такого же со-

става толща мощностью в 500 м выделена Т.А.Додоновой в 1966 г. в осевой части Ферганского хребта. Она содержит раннеюрские растительные остатки.

В Джанджверском районе нижняя яра выходит к югу от оз. Чатыр-Куль. В основании выделяются конгломераты, над которыми располагается мощная алевролитопесчаниковая толща, включающая внизу и сверху пласты углей. Мощность до 1200 м. Толща залегает несогласно на среднем палеозое и несогласно перекрыта олигоцен-миоценом. В ней содержатся остатки пелеципод лейасового возраста (сборы П.К. Чихачева в 1952 г., определения Г.Г. Мартинсона).

В Алайском хребте нижняя яра представлена толщей переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников, алевролитов и глин с прослоями и линзами бурых углей. Мощность от 76 до 450 м. Нижняя яра несогласно залегает на верхнем палеозое и трансгрессивно перекрывается красноцветными отложениями нижнего мела. В бассейне Шунксай, в северных предгорьях Алая, отложения, отнесенные к нижней яре, содержат многочисленные растительные остатки, среди которых Т.А. Сикстель определила *Eboracia lobifolia* ← смр. (Phill.) Thom., *Cladophlebia whitbiensis* (Br.), *C. denticulata* Br., *C. haiburnensis* (L. et H.) Brongn., *Milnesia serrata* Frun., *Phoenicopsis angustifolia* Neeg. По ее мнению, данная флора свидетельствует о раннеюрском возрасте вмещающих ее отложений (М.Л. Рывкин и Д.И. Ложкин, 1965 г.). В верховьях р. Кашкасу аналогичные отложения, по определению Т.А. Сикстель, также содержат нижнеюрскую флору *Podocarpites lanceolata* L. et H., *Neocalamites* (?) *nordenskioldii* Krusht. et Frun., *Phoenicopsis angustifolia* Neeg. и др. (В.В. Козлов и А.В. Артемов, 1966 г.). В ур. Ходжакалян, в Туркестано-Сурметашском районе, Д.И. Мухометовым (1928) найдены двустворки *Cardinia listeri* Sow., *C. ferganensis* T. Tschern., *C. lanceolata* Stut., *C. asiatica* Tschern. По мнению определявшего их Б.И. Чернышева, они также свидетельствуют о лейасовом возрасте рассматриваемых пород. Нижнеюрский возраст аналогичных отложений, развитых в верховьях правых притоков р. Кизыласу, устанавливается по их литологическому сходству с другими нижнеюрскими образованиями Алайского хребта.

Нижний - средний отделы неразделенные - J_{1-2} . Под этим индексом на карте выделены отложения, развитые в северных предгорьях Алая (18) и в Туркестано-Сурметашском районе (19). Первые их исследования связаны с работами В.И.Вебера (1913, 1934). В конце 60-х - начале 70-х годов А.В.Разваляевым в районе Сулукты и Зеравшанского хребта, Д.А.Старшининым в Шурабском районе, В.Б.Аверьяновым в бассейнах рек Сох и Кшемыш, О.И.Кимом в Алайском хребте были получены новые данные, которые позволили внести существенные изменения в стратиграфию этих отложений (Решения..., 1977).

В Шурабе наблюдается следующая последовательность свит (снизу): 1) камышбагинская (верхи) пестроцветных глин, гравелитов, песчаников, бокситоподобных пород (0-55 м); 2) сагульская конгломератов, песчаников, алевролитов, глин (230-300 м); 3) самаркандская алевролитов и глин с прослоями гравелитов и углей (150-350 м); 4) балабансайская пестроцветных конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников, алевролитов и глин (50-55 м). В Кшемысле и Сохе верхняя свита отсутствует.

В Аддырском разрезе большую мощность имеет толща конгломератов (250 м), верхняя часть имеет красноцветную окраску.

В Зеравшанском хребте отложения нижней-средней юры имеют двухчленное строение. В нижней базальной толще преобладают конгломераты и гравелиты с прослоями песчаников, углистых глин и линзами углей (50-210 м); в верхней ритмично чередуются песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, гравелиты, угли (400 м).

В Алайском разрезе нижняя грингская свита сложена чередованием песчаников, алевролитов, глин, пластов углей, верхняя шкельдаринская свита - пестроцветными глинами с прослоями песчаников. Общая мощность 180-550 м.

Толща ниже-среднеюрских отложений залегает резко несогласно на разных горизонтах палеозойских и триасовых образований или согласно на триасовой нижней части камышбагинской свиты. Она перекрывается согласно верхнеюрскими толщами или с угловым несогласием нижним мелом.

Во всех толщах содержатся остатки ниже-среднеюрской флоры, по заключениям Т.А.Сикстель в 1946 г. В сагульской свите Шурабского разреза найдены остатки пресноводных пелеципод, насекомых, спор и пыльцы наземных растений раннеюрского возраста, а в самаркандекской свите - среднеюрские (Решение..., 1977). В верхней части разреза юры в Туркестанском хребте Ю.А.Сорокиным и др. в 1962 г. выявлены остатки среднеюрской флоры. Все эти данные определяют возраст рассматриваемых отложений в возрастном интервале ранняя - средняя юра.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Зинданская свита - J_2 зп. Распространена в Яссинском (I4) и Баубашатинском (I3) районах. Выделена В.Н.Огневым в 1946 г. Сложена чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников и углей. Мощность до 600 м. Залегает согласно на нижней юре и перекрывается согласно кокобулакской свитой верхней юры. По данным М.И.Брик (1963), в комплексе растительных остатков преобладают среднеюрские *Coniopteris arctabilis* Brück., *C. pulcherrima* Brück., *C. zindanensis* Brück., *Ginkgo sibirica* Nees и др. (Брик, 1963), а также споры и пыльца (Генкина, 1977).

Средний отдел - J_2 на карте выделен в Кассанском районе (I2) и в северных предгорьях Алая (I8). В Кассанском районе - это ~~тушаньтская свита~~, сложенная внизу песчаниками, алевролитами, мергелями с пластами углей (до 240 м), распространена в окрестностях оз.Сары-Челек. Мощность до 300 м. Свита залегает согласно на кичильской свите лейаса и согласно перекрывается красноцветными конгломератами и гравелитами верхней юры (балбансайская свита).

В северных предгорьях Алая среднеюрской является сулджинская свита (Абшир, Сулокта, Шураб), которая образована песчаниками, алевролитами, местами с пластами углей. Мощность 100-200 м. Толща залегает согласно на нижней юре и согласно перекрывается среднеюрскими отложениями.

Растительные остатки на месторождении Аркит (Кассанский район), по данным Т.А.Сикстель, Д.М.Кузичкиной и Е.А.Рейман, характерны для аалена-байоса и бата, т.е. для средней юры. Баткол-

Нижний - средний отделы неразделенные - J_{1-2} . Под этим индексом на карте выделены отложения, развитые в северных предгорьях Алая (18) и в Туркестано-Сурметашском районе (19). Первые их исследования связаны с работами В.И.Вебера (1913, 1934). В конце 60-х - начале 70-х годов А.В.Разваляевым в районе Сулукты и Зеравшанского хребта, Д.А.Старшининым в Шурабском районе, В.Б.Аверьяновым в бассейнах рек Сох и Кшемыш, О.И.Кимом в Алайском хребте были получены новые данные, которые позволили внести существенные изменения в стратиграфию этих отложений (Решения..., 1977).

В Шурабе наблюдается следующая последовательность свит (снизу): 1) камышбагинская (верхи) пестроцветных глин, гравелитов, песчаников, бокситоподобных пород (0-55 м); 2) сагульская конгломератов, песчаников, алевролитов, глин (230-300 м); 3) самаркандекская алевролитов и глин с прослоями гравелитов и углей (150-350 м); 4) балабансайская пестроцветных конгломератов и гравелитов с прослоями песчаников, алевролитов и глин (50-55 м). В Кшемысле и Сохе верхняя свита отсутствует.

В Аддыярском разрезе большую мощность имеет толща конгломератов (250 м), верхняя часть имеет красноцветную окраску.

В Зеравшанском хребте отложения нижней-средней юры имеют двухчленное строение. В нижней базальной толще преобладают конгломераты и гравелиты с прослоями песчаников, углистых глин и линзами углей (50-210 м); в верхней ритмично чередуются песчаники, алевролиты, глины, конгломераты, гравелиты, угли (400 м).

В Алайском разрезе нижняя грингская свита сложена чередованием песчаников, алевролитов, глин, пластов углей, верхняя шкельдаринская свита - пестроцветными глинами с прослоями песчаников. Общая мощность 180-550 м.

Толща ниже-среднеюрских отложений залегает резко несогласно на разных горизонтах палеозойских и триасовых образований или согласно на триасовой нижней части камышбагинской свиты. Она перекрывается согласно верхнеюрскими толщами или с угловым несогласием нижним мелом.

Во всех толщах содержатся остатки ниже- среднеюрской флоры, по заключениям Т.А.Сиксталь в 1946 г. В сагудьской свите Шурабского разреза найдены остатки пресноводных пелеципод, насекомых, спор и пыльцы наземных растений раннеюрского возраста, а в самаркандекской свите - среднеюрские (Решение..., 1977). В верхней части разреза юры в Туркестанском хребте Ю.А.Сорокиным и др. в 1962 г. выявлены остатки среднеюрской флоры. Все эти данные определяют возраст рассматриваемых отложений в возрастном интервале ранняя - средняя юра.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Зинданская свита - J_2 кп. Распространена в Яссинском (14) и Баубахатинском (13) районах. Выделена В.Н.Огневым в 1946 г. Сложена чередованием аргиллитов, алевролитов, песчаников и углей. Мощность до 600 м. Залегает согласно на нижней юре и перекрывается согласно кошкобулакской свитой верхней юры. По данным М.И.Брик (1963), в комплексе растительных остатков преобладают среднеюрские *Coniopteris erectabilis* Brick, *S. pulcherrima* Brick, *S. zindanensis* Brick., *Ginkgo sibirica* Nees и др. (Брик, 1963), а также споры и пыльца (Генкина, 1977).

Средний отдел - J_2 на карте выделен в Кассанском районе (12) и в северных предгорьях Алая (18). В Кассанском районе - это ~~тузганьжская свита~~, сложенная внизу песчаниками, алевролитами, мергелями с пластами углей (до 240 м), распространена в окрестностях оз.Сары-Челек. Мощность до 300 м. Свита залегает согласно на кичкильской свите лейаса и согласно перекрывается красноцветными конгломератами и гравелитами верхней юры (балбансайская свита).

В северных предгорьях Алая среднеюрской является сулуктинская свита (Абшир, Сулюкта, Шураб), которая образована песчаниками, алевролитами, местами с пластами углей. Мощность 100-200 м. Толща залегает согласно на нижней юре и согласно перекрывается среднеюрскими отложениями.

Растительные остатки на месторождении Аркит (Кассанский район), по данным Т.А.Сиксталь, Д.М.Кузичкиной и Е.А.Рейман, характерны для аалена-байоса и бата, т.е. для средней юры. Баткол-

ловейская флора выделена в Шурабской свите Шураба (Решение..., 1969).

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

✓ Кошбулакская свита - J_3 кв. Развита в Баубашатинском (13) и Яссинском (14) районах. Выделена В.Н.Огневым в 1946 г. Образована кварцевыми песчаниками внизу и алевролитами и аргиллитами вверху. Мощность 160-250 м. Залегает с размывом на среднеюрской зинданской свите или на палеозое и несогласно перекрыта нижним мелом. Содержит споро-пыльцевой комплекс верхней яры (Генкина, 1977).

Верхний отдел - J_3 . На карте выделен в Кассанском (12), Восточно-Алайском (20) и Заалайском (21) районах.

В Кассанском районе, в окрестностях оз.Сары-Челек, к верхней яре относится балабансайская свита красноцветных гравелитов, конгломератов, песчаников и алевролитов. Мощность до 250 м. Свита залегает согласно на туманьянской свите средней яры и несогласно перекрывается нижним мелом. По данным К.В.Виноградовой (1964), балабансайская свита содержит споро-пыльцевой комплекс поздней яры. Это подтверждается также находками пресноводных пелелипод *Trigonionites*, *Saineshandia* и др., которые в отложениях древнее поздней яры не встречаются.

На южном склоне Алайского хребта верхняя яра имеет трехчленное строение. Нижняя зарабузская свита сложена гипсами с прослоями органогенных известняков. Средняя сарынамакская свита - гипсами с прослоями серых и красных глин. В строении верхней карабийской свиты участвуют песчаники. Мощность 150-200 м. Отложения резко несогласно залегают на среднем палеозое и несогласно перекрываются верхним неогеном. Позднеюрский возраст установлен на основании сопоставлений с аналогичными образованиями в ЮЗ Дарвазе, где обнаружены споры и пыльца позднеюрских растений. Не исключается возможность принадлежности верхней части карабийской свиты к нижнему мелу (Решение..., 1977).

В Заалайском районе верхняя яра представлена чередованием красноцветных алевролитов, глин и песчаников с прослоями и линзами гипсов и известняков (Григорьев, 1958; Кафарский, Пильянов,

1963). Мощность 360-550 м. Отложения залегают согласно на среднеюрских отложениях или несогласно на разных толщах палеозоя и согласно перекрываются нижнемеловыми отложениями. В ЮЗ Дарвазе в них Н.Г.Власовым (1961) обнаружены споры и пыльца позднеюрского облика. Они сопоставляются с гаурданской свитой верхней юры Таджикистана (Решение..., 1977).

Юрская система нерасчлененная - J. Нерасчлененные юрские отложения выделены в Кассанском (I2) и Баубахатинском районах (I3), где обнажаются в районе г.Ташкумыр, в долинах рек Западная Карасу и Сересу. Полный их разрез в районе Ташкумыра состоит из следующих элементов. Ташкумырская свита, или продуктивная толща (70-200 м), образованная чередованием аргиллитов, углисто-глинистых сланцев, алевролитов и песчаников с угольными пластами; в основании - кора выветривания и базальная пачка конгломератов и гравелитов (до 50 м). Толща содержит растительные остатки нижней юры (Сикстель, 1956). Игрысайская свита, или надугольная толща зеленоватых и бурых песчаников, редко алевролитов и аргиллитов (40-180 м), известны находки среднеюрских растений. Бадабанская свита, или пестроцветная толща песчаников, алевролитов, аргиллитов, редко гравелитов и мергелей - до 250 м. Содержит растительные остатки, а также моллюсков и позвоночных позднеюрского возраста (сборы В.А.Бабадоглы и Н.Н.Верзилина, определения Г.Г.Мартинсона, Д.И.Ховацкого и др.).

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

Отложения меловой системы в континентальных, морских и лагунальных фациях известны лишь в Южной Киргизии, и юго-западу от Таласо-Ферганского разлома. Здесь они отлагались в синеклизах эпигерцинской плиты. К северо-востоку от Таласо-Ферганского разлома в условиях эпигерцинского щита осадков мелового возраста не установлено. Однако в кайнозойских отложениях известны переотложенные кости динозавров мелового времени. Видимо, последние размещались в маломощных континентальных отложениях небольших котловин или западин, которые еще в начале кайнозоя были полностью смыты в условиях медленно поднимающейся местности, а кости рептилий - перемыты и переотложены. С.С.Шульц полагал, что в Север-

ной Киргизии к меловой системе могут принадлежать нижние части коктурпакской свиты, отнесенной на карте к палеогену.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Н и ж н и й о т д е л - K_1 . Под этим индексом выделяются отложения в Заалайском хребте, где они сложены красноцветными песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами с прослоями гравелитов и местами конгломератов в нижней части разреза. Мощность оценивается в 800 м. Нижний контакт тектонический. Толща согласно перекрывается верхнемеловыми отложениями. Органические остатки не выявлены. Возраст определяется положением в разрезе и сопоставлениями.

НИЖНИЙ-ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Ч а н г е т с к а я с е р и я - K_{1-2} Ы. Выделена Д.И.Мушкетовым (1911). Распространена в Баубашатинском (13) и Яссинском (14) районах. Серия охватывает красноцветные отложения, широко распространенные в предгорной части Восточной Ферганы. Они налегают согласно на верхнюю пчу или с размывом на разные горизонты пчи и на палеозой и согласно перекрываются устричной толщей верхнего мела. В составе чангетской серии выделяются (Симаков, 1957) следующие свиты: 1. Ходжиабдская темно-красных конгломератов, брекчий, гравелитов (10-130 м), относимая к валанжин-готериву. 2. Ходжаосманская темно-красных глин, реже алевролитов, песчаников, есть маломощные базальтовые покровы и горизонты голубых глин (200 м). Остатки моллюсков и другой фауны имеют баррем-аптский возраст. 3. Аламышикская розовых и серых песчаников с прослоями глин и с двусторонними альпийского яруса (300-340 м). 4. Шариханская оранжево-красных песчаников с прослоями гравелитов и красных глин (320-440 м). Сопоставляется с нижним, а возможно и верхним сеноманом. Местами (верховье р.Караунгур, р.Караалма) свита налегает с размывом на палеозой. Общая мощность чангетской серии колеблется от 200 до 1600 м.

Н и ж н и й о т д е л - в е р х н и й о т д е л , с е н о м а н с к и й я р у с - K_{1-2} . Обнажаются по южному борту Ферганской впадины (18) и в Алайском хребте (19,20). Пер-

вые сведения о рассматриваемых отложениях связаны с работами Г.Д.Романовского (1878-1880) и Д.И.Мушкетова (1912-1915). Стратиграфия была разработана Б.А.Борнеманом (1940), О.С.Вяловым (1945) и С.Н.Симаковым (1953), а затем З.И.Поляковой (1969).

Нижнемеловые-сеноманские отложения в разрезах западной части северных предгорий Алая в соответствии с "Решениями Межведомственного стратиграфического совещания по мезозою Средней Азии" (1977) подразделяются на пять свит. Нижняя муинская свита выражена красноцветными глинами с прослоями доломитов и песчаников и пачкой конгломератов в основании (40-160 м). Ляганская свита состоит из бело-розовых желваковых известняков (15-35 м). Кызылпильяльская представлена внизу толщей красных глин с желваками и прослоями известняков, сверху красными песчаниками с прослоями известняковых гравелитов (120-180 м); будалыкская - известняками, глинами, гипсами (40-70 м); гульчинская - оолитовыми известняками (10-15 м). Общая мощность 225-460 м.

В разрезах Восточной Ферганы эти отложения подразделены на пять свит (снизу вверх). Ходжибадская свита состоит из красных конгломератов (0-100 м), ходжиосманская - из двух подсвит красноцветных песчаников и глин с прослоем зеленых глин в основании каждой подсвиты (200-700 м); клаудзиская - из серых песчаников с прослоями красных глин (110-380 м); токубайская свита представлена внизу красноцветными песчаниками с прослоями глин и гравелитов (100-320 м), сверху - красными глинами с прослоями известняков (20-100 м); караалминская свита - конгломератами с пластом пестрых доломитов в кровле (30 м). Общая мощность 450-1200 м.

Разрезы рассматриваемой толщи в Алайском хребте своей нижнемеловой частью близки к восточноферганским, а верхнемеловой частью - к западноферганским разрезам. Общая мощность этих пород в Алайском хребте колеблется от 100 до 300 м.

В междуречье Исфайрам-Сох данная толща залегает с разрывом и стратиграфическим перерывом на породах нижней юры и согласно покрывается устричной толщей сеноман-туронского возраста. В юго-восточной Ферганае и в Алайском хребте породы рассматриваемой толщи лежат с разрывом на разных горизонтах юрских и палеозойских образований, а в Алайской долине - с резким угловым несогласием на палеозое, редко - на нижней пре. Перекрываются они почти все-

ду согласно, иногда с разрывом, устричной толщей верхнего мела.

Нижнемеловые - сеноманские отложения охарактеризованы органическими остатками, позволяющими определять их возраст с точностью до подъяруса. В междуречье Исфайрам-Сох три нижние свиты этих отложений содержат остракоды, которые, по определению С.Н.Симакова (1953), являются раннемеловыми. Ныне эти свиты относятся к верхам барремского - низам сеноманского ярусов ("Решения...", 1977). Сеноманский возраст двух верхних свит данной толщи в междуречье Исфайрам-Сох был установлен С.Н.Симаковым (1967) на основании находок рудистов рода *Sargotina* в верхних слоях аналогичной толщи наукальской котловины и позднее подтвержден находками в этих свитах (юго-западная Фергана и Алайский хребет) сеноманских остракод, по которым будалыкская свита получила второе название "слои с *Methildella abeschirica*", а гудьчинская - "слои с *Archimedea ferganensis*" (Решения..., 1977). Кроме того, в Алайском хребте в обнажениях верхней свиты данной толщи отложений по рекам Коксу и Кызыл-Ункур были найдены сеноманские морские двухстворки *Lima canalifera* Goldf., *Phol domya* aff. *albina* Reich. и др. (Овчинников, 1937; Л.В.Развалев, 1967). В разрезах юго-восточной Ферганы и Алайского хребта все свиты рассматриваемой меловой толщи, кроме караалмынской, содержат остатки пресноводных моллюсков, комплекс видов которых свидетельствует о барремском-раннесеноманском возрасте вмещающих пород. Возраст караалмынской свиты устанавливается по ее стратиграфическому положению между этими толщами и устричной толщей как ранне-позднесеноманский. Таким образом, в настоящее время возраст рассматриваемой толщи датируется на основании находок остракод и двустворок как верхние слои барремского яруса - сеноманский ярус в юго-западной Ферганае и как барремский - сеноманский ярусы в юго-восточной Ферганае и Алайском хребте.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Туронский ярус - сеноманский надъярус. - K_2 -я. Под этим индексом в Баубахатинском (I3) и Ясикинском (I4) районах выделены следующие отложения: I) устричная толща (экзогирова свита), залегающая согласно на чангетской

серии и представленная устричными известняками, мергелями и глинами зеленоватого, желтого и розового цвета, они частично замещаются песчаниками. Мощность 10-100 м. Ископаемая фауна (двустворки, аммониты, фораминиферы, остракоды) относится к низам турона; по другим данным - к верхнему сенону, нижнему и верхнему турону; 2) толща красноцветных песчаников, гравелитов и конгломератов (яловачская свита). Мощность 100-250 м. Относится к верхам турона и части сенонского надъяруса (коньяк-сантон?); 3) розоватые или красные песчаники и глины, иногда с гипсами, в верхней части - серые песчаники и гравелиты. Местами отмечены прослои доломитов, известняков, мергелей с моллюсками сенона. В верхней части - повсеместно выраженный известково-глинистый и "радиолитовый" горизонт. Эта часть разреза описана как кугартская серия (Симаков, 1967), иногда частично включалась в яловачскую свиту, в Северной Фергане - в палвантагскую и сарытогскую свиты. Относится к верхам сенона и, возможно, к датскому ярусу. Мощность 25-400 м.

Верхний отдел - K_2 . Отложения развиты в юго-западной Фергане, на северном склоне Туркестанского (18, 19) и на северном склоне Алайского хребтов (21). Исследование этих отложений, сопровождавшееся разработкой и уточнением их стратиграфии, последовательно проводилось Г. Д. Романовским (1978-1980), Д. Н. Мухометовым (1912-1915), А. Д. Архангельским (1916), Б. А. Борнеманом (1940), О. С. Вяловым (1945), С. Н. Симаковым (1953), Э. Н. Поляковой (1969).

Наиболее распространенный южно-ферганский тип разреза верхнемеловых отложений характеризуется делением на пять толщ, именуемых (снизу вверх) в соответствии с "Решениями...", 1977 как устричная толща, яловачская свита, свита Агаарал, свита Текебель, радиолитовый горизонт. Две нижние свиты подразделяются на ряд фаунистических горизонтов. В целом весь разрез представлен в большей нижней части переслаиванием глины и ракушечников с сенонскими и туронскими видами устриц в устричной толще, с костями динозавров и щитками черепов в яловачской свите (25-325 м), а в верхней части - пестроцветными глинами с прослоями песчаников (свита Агаарал или слои с *Mathildella rojarkovae*), глинами и песчаниками с прослоями известняков, доломитов, гипса и гравелитов (свита Теке-

бель), известняками с прослоями глин (радиолитовый горизонт, или слой *Lorha falcata*); мощность верхней части равна 40–157 м. Общая мощность отложений верхнего мела в этих разрезах колеблется от 65 и до 480 м.

Полный разрез верхнего мела алайского типа представлен снизу вверх следующими литолого-фаунистическими горизонтами: 1) глины и ракушники (слой с *Amphidonta columba*, 15–50 м); 2) глины (слой с *Corbula muschketowi*, 12–30 м); 3) мергели белые (слой с *Koulabiceras koulabicum*, 10–12 м); 4) известняки-ракушники и глины (слой *Fatina costei*, 20–30 м); 5) гипсы, глины и песчаники (6–30 м); 6) переслаивание ракушников, оолитовых известняков и глин (слой с *Lima marrotiana*, 9–33 м); 7) известняки-ракушники (слой с *Cyrtopleura vakhschensis*, 14–15 м); 8) пестрые глины и гипсы (30–125 м); 9) известковистые алевролиты с двустворками *Megatrigonia ex gr. indica* Stol. и *M. taganensis* Beljak. (25–55 м); 10) известняки и глины с морскими двустворками и рудистыми (слой с *Lorha falcata*, 6–50 м). Общая мощность рассматриваемых отложений в разрезах алайского типа равна 137–400 м.

Толща верхнемеловых пород в разрезах Южной Ферганы залегает с разрывом на разных горизонтах нижнего мела или согласно на гультчинской или караалминской свитах верхнего мела. В Туркестанском и Алайском крестках они часто с разрывом и угловым несогласием ложатся на юрские и палеозойские образования. Перекрывается данная толща почти всюду с разрывом бухарскими слоями палеоцена. Рассматриваемые толщи верхнемеловых пород содержат органические остатки, которые характеризуют почти все свиты и горизонты. Большей частью это двустворки, реже аммониты, а в верхних слоях – рудисты. Данная фауна позволяет сопоставлять между собой южноферганский и алайский типы разрезов верхнего мела и определять их возраст с точностью как поздний сеноман-поздний кампан (Решения..., 1977).

Меловая система – К. В Кассанском районе (12), в низовьях р. Западная Карасу (Северная Фергана) из-за плохой изученности и отсутствия надежных маркирующих горизонтов красноцветные терригенные отложения, аналогичные чангетской серии и турону, сенону, показаны нерасчлененными. Мощность их достигает 500 м, местами 1100 м. Особенностью этих отложений является присутствие эффузивных долеритов в районе г. Ташкумпр.

Нерасчлененные отложения мела выделены также в Алайском хребте (20) в горах Кульдуктау, в виде узкой полосы вдоль крутого надвига на правом берегу рек Ходжаачкан и Джилису. Они были изучены и описаны И.А.Марушкиным и др. (1969). Это красноцветные конгломераты, косослоистые разнозернистые песчаники и глинистые сланцы общей мощностью 100-900 м. Фауны в них не обнаружено, но по их литологическому сходству с нижнемеловыми отложениями и по наличию в аналогичных образованиях более западных районов Туркестанского хребта фауны, близкой, по мнению О.С.Вялова, к фауне устричной толщи, эти отложения отнесены к меловой системе.

КАЙНОЗОЙСКАЯ ГРУППА

Кайнозойские отложения в Киргизии имеют повсеместное распространение и представлены палеогеновой, неогеновой и четвертичной системами. Формирование палеогеновых отложений происходило в типичных платформенных структурах - синеклизах. Верхнеолигоценные и неогеновые отложения накапливались в предгорных и межгорных впадинах, формировавшихся на фоне начавшегося роста гор. Четвертичные отложения больших мощностей накапливались тоже во впадинах, а маломощные не только во впадинах и в гляциальной приводораздельной зоне, но также и в зоне перигляциальной, как в речных долинах, так и на склонах гор.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения Южной Киргизии наследуют условия седиментации позднемелового времени. Это морские и лагунно-морские фации с переходом в континентальные в верхнем отделе системы. В Северной Киргизии палеогеновые образования явно континентального характера залегают в основании кайнозойской молассы и представлены красноцветными, пестроокрашенными аллювиально-пролювиальными и озерными образованиями терригенного и хемогенного известково-мергелистого состава. В районах развития разломов глубокого заложения в тектонически активных участках встречаются покровы базальтов, мощностью до 40-60 м. Литостратиграфическое расчленение было дано К.П.Калипким (1914), биостратиграфическая схема для Средней Азии разработана О.С.Вяловым (1947). Стратиграфией палеогена за-

нимались также Н.К.Быкова, Р.Ф.Геккер, М.Н.Грамм, Н.Б.Минакова, Л.В.Миронова, В.Н.Ренгартен, С.Н.Симаков и др. Наиболее сложным является вопрос о границах системы, а также соотношение солоноватоводных и морских фаун.

Э о ц е н - о л и г о ц е н . К о к т у р п а к с к а я с в и т а - Ф к к . Широко распространена во всех районах Северной Киргизии (I-10, 15, 16), где выходит по периферии почти всех впадин, а также сохранилась в виде останков, бронирующих допалеогеновые денудационные поверхности на хребтах. Эти отложения обособливались давно. Так, в Таласской впадине, в хр.Ичкекетау, они были описаны В.А.Николаевым в 1922 г.; в районе Боомского ущелья - в 1931 г. Б.А.Фадоровичем; тогда же на северном берегу оз.Иссык-Куль - В.В.Шутовым, С.С.Шульц (1948) выделял их в качестве нижних горизонтов Киргизского красноцветного комплекса позднемиоценового (?) - палеогенового возраста. Название предложено в 1957-1958 гг. редколлегией Управления геологии Киргизской ССР при выработке унифицированных легенд к геологическим картам.

Свита-слагается красноцветными глинами и суглинками, нередко засоленными и загипсованными. Подчиненными являются алевролиты и песчаники. В нижней части располагаются пласты и линзы "мусористых" известняков и комковатых мергелей, а также аркозовые гравелиты с карбонатным цементом. В глинах часто наблюдаются желваки известняков, а в верхних частях - пласты гипсов. В ряде районов в свите залегают покровы оливиновых базальтов мощностью до 80 м. Мощность свиты достигает 250 м.

На северном берегу оз.Иссык-Куль, в долине р.Тору-Айгыр, в коктурпакской свите А.П.Вохминцев и Д.В.Жуков обнаружили захоронение костей млекопитающих. Изучавший находки В.С.Бажаков определил среди них эоценовые или эоцен-раннеолигоценые *Deperetella*, С.А.Тарасов, кроме того, обнаружил и определил *Deperetella kangeica Tarasov*, *Prothyracodon zhukovi Tarasov*, *Telelophus* sp. Эти формы свидетельствуют о позднеэоценово-раннеолигocenовом возрасте. С.А.Несмеянов дополнительно нашел остатки диноцератов *Coelobatrachus mirifilum Osborn et Qander*, бронтозетерид, тапироидов средне-позднеэоценового возраста. По данным А.Б.Фортуны (Трофимов и др., 1976), ископаемые споры и пыльца, выделенные из отложений коктурпакской свиты, свидетельствуют о дат-палеогеновом

времени их формирования. Калий-аргоновый возраст базальтов 52-55 млн. лет (Крылов, 1960; Аракеянц и др., 1971).

Ноктурпакская свита с резким угловым несогласием залегает на докайнозойских образованиях, включая юрские, и согласно перекрывается позднеолигоценными - миоценовыми красноцветными молассами. Органические остатки и положение в разрезах свидетельствуют о том, что свита сформировалась в основном в течение палеогена.

Палеогеновые отложения нерасчлененные - Р. Распространены в Алайском и Туркестанском хребтах (18, 19, 20), в Заалайском хребте (21), в Северной (12), Северо-Восточной (13) и Восточной (14) Ферганах.

Исфаринский тип разреза, характерный для ЮЗ Ферганы, в соответствии со стратиграфической схемой, разработанной О.С. Вядловым (1935, 1936, 1947, 1956), состоит из следующих подразделений. Внизу залегает толща Гознау и бухарские слои, сложенные гипсами, известняками, доломитами с прослоями пестрых глин и песчаников (20-100 м). Выше выделяется толща зеленовато-серых глин, мергелей, алевролитов, песков и песчаников (100-270 м), разделенная на сузакские, алайские, туркестанские, рихтанские, исфаринские и ханабадские слои. Венчается разрез сумсарскими слоями малиновых глин (50-80 м). Общая мощность 170-350 м.

В ЮВ Ферганах, в наукатском типе разреза внизу также выделяются гипсы Гознау и бухарские слои, выше которых залегает толща красноцветных песчаников, алевролитов и глин с прослоями зеленых и темно-серых глин, известняков, мергелей, гравелитов и конгломератов (10-240 м). Она венчается малиновыми песчаными глинами сумсарских слоев (10-300 м).

В присековой части Алайского хребта и в Заалайском хребте развит алайский тип разреза палеогена. Внизу также располагаются гипсы Гознау (18-96 м) и бухарские слои (25-40 м). Выше залегает белые кварцевые пески и глинистые песчаники с пластами зеленых глин, а в Заалайском хребте и темно-серых песчано-глинистых сланцев; эти отложения относятся к сузакским слоям (17-92 м). Перекрывающие их алайские слои отличаются присутствием в средней части красноцветных песчаников, глин и гипсов, иногда конгломератов

и значительной общей мощностью (150-210 м). Вышеележащие туркестанские - сумсарские слои в разрезах палеогена алайского типа характеризуются разнообразием литологического состава и значительными колебаниями мощности (35-350 м); при этом в туркестанских-ханабадских слоях преобладают зеленовато-бурые полимиктовые песчаники, а в сумсарских слоях - красноцветные глины с прослоями белых гипсов.

В СВ Фергане, по рекам Нарын и Майлису разрез палеогена начинается с сузакских слоев, бухарские слои отсутствуют. Мощность палеогена здесь 140-230 м.

Отложения палеогена залегают с размывом и стратиграфическим несогласием на разных горизонтах верхнемеловых образований и согласно перекрываются породами массагетской толщи олигоцен-миоценового возраста.

Нижние слои палеогена (гипсы Гознау и бухарские слои) в карбонатных прослоях содержат видовой комплекс моллюсков, свидетельствующий о принадлежности их к палеоцену: *Modiolus jermesjevi* Rom., *Corbula angulata* Lam., *Crassatella scutellaria* Desh. и др. В сузакских слоях фауна известна только в разрезах алайского типа; это двухстворки следующих видов, характерных для нижнего эоцена: *Ostrea hemiglobosa* Rom., *Griphaea samelus* Burac̆, *Venericardia* aff. *astrieti* (Orb), *Chlamis abominosa* Korob. и др. (Стратиграфия СССР. Палеогеновая система, 1975). Для алайских слоев характерен комплекс двухстворок, гастропод и фораминифер, свидетельствующий о среднеэоценовом возрасте этих отложений. Из двухстворок преобладают *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. ex gr. multicostrata* Desh., *O. kokanensis* Sok., *Fatima esterhazy* (Pav.) и др., среди гастропод - *Turritella alatica* Vial. et Sok., *T. ferganensis* Vial. et Sok. (определения Л.П.Кахановой и Е.В.Ливерской), из фораминифер Н.К.Быкова определила *Nonion laevis* (Orb.), *Discorbis ferganensis* (Byk.), *Nonionella ispharensis* (Н.Бык.), *Pararotalia ex gr. heckeri* (Byk.), *Rotalia* (?) *alatica* N. Byk. и др. Слои, залегающие выше алайских, по комплексу фауны и микрофауны относятся к верхнему эоцену; наиболее характерными для них видами являются среди двухстворок *Fatima böhmi* Vial., *Platygona asiatica* Orb., *Ostrea tianschanensis* Rom., *Exogyra galeata* Rom., *Chlamys sumsarika* Vial., а среди фораминифер - *Cibicides*

subbotinae N. Вук.

Таким образом, на основании вышеприведенных комплексов фауны и микрофауны, возраст гипсов Гознау - сумсарских слоев в целом-можно определить как нижний (?) палеоцен - верхний эоцен (Кяханова, 1975; Миронова, 1975).

ПАЛЕОГЕНОВАЯ - НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМЫ

Верхний олигоцен - миоцен - E_3^3 - N_1 .
Распространены во всех районах Киргизии.

В Северной Киргизии они выделялись в качестве верхних горизонтов киргизского красноцветного комплекса (Шульц, 1948) или как усунская серия (Петрушевский, 1955). При унификации легенд к геологическим картам в 1957-1958 гг. редколлегия предложила делить киргизский красноцветный комплекс на две свиты: коктурпакскую и киргизскую. Типичный разрез киргизской свиты был описан в 1968 г. В.М.Рожанцом и В.А.Макаровым в восточной части Киргизского хребта в бассейне р.Шамси. Здесь свита делится на две подсвиты. Нижняя подсвита сложена грубослоистыми полимиктовыми песчаниками со струйчатыми прослоями и линзами гравелитов и мелкообломочных брекчий красновато-бурого и кирпично-красного цвета. Мощность подсвиты изменяется от первых десятков до 300 м. Верхняя подсвита начинается 30-метровым слоем средне-грубообломочных брекчий. Она сложена двумя крупными ритмами, представленными переслаивавшимися мелкообломочными брекчиями, песчаниками и алевролитами. Мощность верхнекиргизской подсвиты в стратотипе 575 м, по флангам уменьшается до 100 м. Близкие по составу и строению разрезы этой подсвиты наблюдаются также в Иссык-Кульской, Атбашинской и других межгорных и крупных внутриворонных впадинах Северной Киргизии.

Киргизская свита без видимого несогласия залегает на коктурпакской свите палеогенового возраста или с резким угловым и асимутальным несогласиями - на денудированных мезозойских и докембрийских образованиях. Киргизская свита согласно перекрывается осадками верхнего миоцена-плиоцена.

В отложениях киргизской свиты известны многочисленные находки органических остатков. Западнее перевала Санташ, в Восточ-

ном Прииссыкулье, В.С.Бажанов обнаружил коренные зубы жирафа, крупной антилопы и обломок пластинки панциря наземной черепахи, представителей гиппарионовой фауны. В восточной части Кунгей Алатау, на его северном склоне в 1956 г. В.С.Бажанов и М.Д.Бирюков в аналогичных образованиях нашли остатки *Jctitherium hippa-rioum*, мелкого оленя *Cervidae*, ближе не определимых, и антилопы *Gazella* sp. Возраст соответствует среднему (позднему) миоцену (Бажанов, Костенко, 1958). В долине р.Торуайгыр (Северное Прииссыкулье) в низах верхнекиргизской подсвиты в 1962 г. С.А.Тарасовым найден, а В.В.Кузнецовым определен панцирь черепахи *Testudo* sp. раннемиоценового возраста. Теми же исследователями найдена и определена такая же черепаха в 1964 г. в аналоге киргизской свиты в Кочкорской впадине (Тарасов, 1971). В восточном окончании Ичкеле-Таусской гряды в красноцветных глинах киргизской свиты С.А.Киселев собрал остракоды *Limnocythere* sp., по определению И.М.Мандельштама, миоценового возраста. В аналогах верхнекиргизской подсвиты (по С.А.Тарасову, в отложениях шабыр-кольской свиты в Кочкорской впадине) в разное время собрана богатая коллекция растительных остатков (Тарасов, 1971). В 1936 г. А.Я.Петросянец собрал, а Т.А.Сикстель определила следующие растительные остатки: *Phragmites* sp., *Salix varians* Goerr., *S.* sp., *Populus balsamoides* Goerr., *P. latior* A. Br., *P. cf. zadachii* Nees., *P.* sp., *Ulmus carpinoideus* Goerr., *U.* sp., *Quercus* sp., *Thuidea* sp. Позднее растительные остатки здесь были собраны А.А.Лавровым, Р.Ф.Геккером, С.С.Шульцем и определены А.Н.Криштофовичем. Им здесь установлены *Populus cf. nigra* L., *Salix abbreviata* Goerr., *S. cf. integra* Goerr., *S. angustifolia*, *S. cf. alna macrophylla*. По мнению Т.А.Сикстель и А.Н.Криштофовича, отложения, вмещающие эти остатки, могут быть отнесены к миоцену. В 1959 г. здесь же В.З.Романова собрала богатую коллекцию ископаемой флоры, из которой наибольший интерес представляют отпечатки листьев из рода *Logania*, определяющих возраст вмещающих их отложений как среднемиоценовый.

Таким образом, большинство фаунистических и флористических ископаемых остатков найдено в верхнекиргизской подсвите и в ее аналогах. Почти все они являются представителями ранне- и среднемиоценовой фауны и флоры. Следовательно, возраст нижнекиргизской

подсветы, лежащей между фаунистически и флористически охарактеризованными эоцен-среднеолигоценовыми и ниже-среднемиоценовыми образованиями, может быть определен как позднеолигоценовый. На юге Киргизии олигоцен-миоценовые отложения развиты вдоль южного борта Ферганской впадины (18), в Туркестанском, Алайском (19,20) и Заалайском (21) хребтах. Они впервые были описаны в Фергане под названием "массагетского яруса". Позднее эти отложения стали именоваться массагетской серией или массагетской толщей и в предгорной, окраинной, Фергане были подразделены на ряд свит (снизу вверх): карасугатскую, искинаукатскую, алдыярскую и капланкульскую (Костенко и др., 1965). Подробное порайонное описание пород массагетской серии было проведено в результате геолого-съемочных работ.

Массагетская серия в большинстве мест Южной Ферганы и Туркестанского хребта представлена двумя свитами (снизу вверх): кирпично-красной (или искинаукатской) красноцветных заглипсованных глин с прослоями песчаников и бледно-розовой (аналог алдыярской свиты), сложенной песчаниками, гравийниками и конгломератами с прослоями глин и мергелей палевого цвета. Общая мощность этих свит колеблется от 25 до 350 м.

В Северной и Северо-Восточной Фергане (12-14) аналогом верхней части серии является обчакская свита или в других разрезах - светло-коричневая свита, которая залегает с разрывом в подовне и начинается нередко гравелитами и конгломератами. Мощность этих отложений здесь до 500-750 м. В Алайском хребте (20) и Алайской долине (21) массагетская серия представлена частым чередованием конгломератов и песчаников кирпично-красного цвета, иногда с прослоями гипса и имеет мощность в 300-750 м.

Массагетская серия залегает согласно на сумсарских слоях верхнего эоцена, но иногда ложится с угловым несогласием на разные горизонты верхнего мела и палеозоя. Перекрывается массагетская серия согласно или с угловым несогласием осадками плиоцена.

Органические остатки в породах массагетской серии известны лишь в кирпично-красной свите Ферганы, но за пределами описываемой территории (в районе Майлисаля) имеются находки пресноводных остракод *Limnosuthera kashgari* Stann., гастропод и харовых водо-

после миоценового облика (Грамм, 1959), а также олигоцен-миоценового комплекса спор и пыльцы (Симаков, 1957). На основании этих находок и по стратиграфическому положению в разрезе при согласном залегании между достоверно верхнеэоценовыми и плиоценовыми отложениями возраст пород массагетской толщи определяется как олигоцен-миоценовый.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неоген во всех межгорных и предгорных впадинах Киргизии представлен континентальными терригенными, нередко соленосными и гипсоносными отложениями. Выделяются миоценовые, миоцен-плиоценовые и плиоценовые отложения. Нижняя и верхняя границы системы не имеют надежной палеонтологической характеристики, в связи с чем выделяются внизу верхнеолигоцен-миоценовые (уже описанные) и сверху - неоген-четвертичные образования.

М и о ц е н - N₁. Миоценовые отложения на карте выделены в Чуйской впадине Зайлийского района (I), в Алабука-Нарынской и Атбашинской впадинах Нарынского района (IO).

В Чуйской впадине миоцен был выделен в 1942 г. В.Н.Огнєвым и разделен на свиты, которым в дальнейшем были присвоены географические названия (Ибрагимов и др., 1965; Чедия и др., 1973). Нижняя серафимовская свита сложена пестроцветными загипсованными глинами с линзами и прослоями глауберита, мирабилита и галита. Мощность, по данным бурения, превышает 2000 м, но это связано с тем, что скважины прошли ядро соляно-глинистого диалюра (Трофимов и др., 1976). Вышележащая джельдысуйская свита состоит из пестроцветных загипсованных и алевитистых глин с редкими прослоями песчаников и гипсов, а в верхней части - мергелей. Мощность до 400 м. Разрез миоцена заканчивается сарыгачской свитой красноцветных внизу и буровато-серых сверху песчаников, паттумов, гравелитов с линзами и прослоями конгломератов, алевролитов и песчанистых глин. Мощность 440-570 м. Залегающие выше толщи отнесены к плиоцену.

В Алабуга-Нарынской впадине к миоцену отнесена нижняя под-свита нарынской свиты, выделенной в 1946 г. А.А.Луїком. Эта толща представлена ритмично переслаивающимися песчаниками, песчани-

стыми глинами и алевролитами с маломощными пластами и линзами гипса и солей. В сторону поднятий в толще появляются линзы и прослои конгломератов. Мощность изменяется от 200 до 800 м, но в Ат-башинской впадине достигает 1500-1600 м. Толща согласно залегает на киргизской серии и с постепенными переходами перекрывается плиоценовыми и плиоцен-нижнечетвертичными отложениями.

Органическими остатками миоценовые отложения бедны. Первая находка ископаемой фауны была сделана А.П.Кириковым в 1927 г. в районе р.Джетногуз. Примерно в 400 м от подошвы красноцветных грубообломочных моласс был найден панцирь черепахи *Stylomus karkolensis* Riab., характеризующий, по заключению А.Н.Рябинина (Горячев, 1959), вмещающие отложения как олигоцен - ранний миоцен, но ближе к миоцену. Позднее М.М.Ибрагимов в этой же толще нашел панцирь черепахи *Testudo* sp. из раннего миоцена (Ибрагимов и др., 1965). В миоценовых соленосных отложениях Серафимовской структуры (серафимовская свита) в керне Н.В.Александрова в 1964 г. обнаружила большое количество остракод, относящихся к комплексу солоновато-водной фауны, *Glycyptus manasensis* Mandelst., *Jl. dulschanensis* Mandelst., *Cuprinotus baturini* Schn., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *C. seraphimovensis* Aleksandr. (msc.), *C. singularis* Aleksandr. (msc.), *C. makeevi* Aleksandr. (msc.), *Mediocytherideis* sp. Указанный комплекс характеризует отложения нижнего-среднего миоцена (Геология СССР, 1972). Из вышележащей толщи, ею же в 1964 г. обнаружен и определен разнообразный и обильный комплекс неогеновых остракод. Нижне- и среднемиоценовый возраст обеих толщ подтверждается также спорово-пыльцевым комплексом, выявленным здесь А.А.Степановой (Геология СССР, 1972). В основании верхней толщи миоценовых отложений (сарыагачская свита) в разное время В.Н.Огневым, Ю.А.Орловым и Р.Ф.Геккером (Геология СССР, 1954) были собраны костные остатки гиппариона (*Hipparion* sp.), газели (*Gazella* (?) *deperdita*), саблезубого тигра *Machaerodus* (?) sp.) и кости, принадлежащие носорогу. Возраст отложений, вмещающих костеносный горизонт, определяется Ю.А.Орловым как поздний сармат-понт. В нижнеарынской подсвите в глинах найдены и определены остракоды *Cyprideis littoralis* (Brady) и *Sandoniella abbcans* (Brady), по мнению Г.Ф.Шнейдер, миоценового облика (Геология СССР, 1972). Таким образом,

возраст рассматриваемых отложений может быть определен как миоценовый.

Миоцен - плиоцен неразделенные -
- N₁₋₂. Распространен во впадинах во всех районах Киргизии.

В южном обрамлении Чуйской впадины (к востоку от р.Кегеты), в Новороссийской впадине по северному обрамлению Чуйской впадины эти отложения выделены под названием чуйской свиты. Внизу она сложена мелкообломочными брекчиями с прослоями и линзами бурых и палево-бурых глинистых песчаников и песчанистых глин, в середине - конгломератами и гравелитами, сверху - палевыми глинами и песчаниками с линзами гравелитов и конгломератов. Мощность до 850 м. В Восточном Прииссыккулье по всему разрезу преобладают конгломераты (особенно сверху), паттумы, песчаники. Мощность до 1600 м.

В южной части Иссык-Кульской впадины к миоцен-плиоцену относятся согутинская и джуукинская свиты, выделенные в 1948 г. С.С.Шульцем и Е.Л.Брунс. Согутинская свита сложена в нижней части ритмично чередующимися песчаниками, гравелитами, конгломератами с прослоями и линзами шоколадно-бурых алевролитов, паттумов и песчанистых глин, а в верхней - валуниогалечными конгломератами, гравелитами, песчаниками. Мощность 1200 м. Джуукинская свита состоит из серых и буро-серых конгломератов. Мощность 500-750 м.

В северном направлении, в районах гор Оргочер, Бирбаш, Тасма, к неогену относится иссык-кульская свита мелкообломочных брекчий, суглинков, песчаников и гравелитов внизу, ритмично переслаивающихся конгломератов, гравелитов, песчаников и суглинков сверху. Мощность 500-1500 м.

В этих районах миоцен-плиоценовые отложения согласно залегают на киргизской серии и согласно или с небольшим размывом перекрываются верхнеплиоценовыми-нижнечетвертичными образованиями или несогласно четвертичными отложениями.

В Кочкорской впадине неогенные отложения были детально расчленены С.С.Шульцем (1948), биостратиграфический анализ на основании изучения остатков млекопитающих произвел С.А.Тарасов (1970). В кочкорской свите (Геология СССР, 1972) различаются две части. Внизу выходят зеленватые, серые, бурые алевролиты, глины с подчиненными прослоями мергелей (140-500 м), сверху - палевые

песчаники, гравелиты и суглинки с прослоями конгломератов (30-230 м).

Ичкелетауская свита, развитая в Таласской впадине, по данным В.Н.Петрова и А.Я.Медведева, сложена внизу палевыми глинами, песчаниками и конгломератами, местами с линзами гипсов, а сверху - гравелитами, конгломератами и конгломератобрекчиями. Мощность 1200 м.

В Кетменьтубинской, Джумгалской и Минкуш-Кёкёмеренской впадинах неоген представлен серыми и палевыми глинами, песчаниками, мергелистыми глинами с прослоями и линзами галита, гипса, тенардита, глауберита. Мощность до 2000 м.

Миоцен-плиоценовые отложения Северной Киргизии характеризуются большим количеством находок ископаемой фауны и флоры. В горах Ичке-Тасма, в восточном Прииссыккулье, Е.А.Стрельцовым и Е.А.Степановым (1979) в верхах миоцен-плиоценовых отложениях найдены остатки носорога *Chilotherium* sp. (определение Б.С.Кожамкуловой и др.), существовавшего в позднем миоцене-плиоцене. В том же горизонте были обнаружены костные остатки представителя отряда *Artiodactyla* и родов *Megaloceros* и *Bison*. В 1960 г. К.В.Курдюков нашел обломок верхней челюсти *Equus stenopsis Cosechi* (определение Е.И.Беляевой). Этот комплекс фауны сопоставляется с илийским комплексом, установленным для Казахстана, а возраст вмещающих эти костные остатки отложений определяется не древнее позднего плиоцена.

Наиболее богатые находки остатков млекопитающих и других позвоночных в Северной Киргизии миоцен-плиоценового возраста известны в Кочкорской впадине. В нижней толще миоцен-плиоценовых отложений С.А.Тарасовым (1970) найдены кости млекопитающих *Crocuta eximia* (Rath et Wagen), *Samotherium* sp., *Chelotherium schlosseri* Web. (определения В.С.Баханова) из среднего-верхнего миоцена. Несколько ниже по разрезу найдены панцири черепах, сходных, по заключению В.С.Кузнецова, с *Testudo kegenica Chov.*, существовавших во второй половине миоцена. В 60 м ниже горизонта с остатками черепах вышеле С.С.Шульцем, а затем и С.А.Тарасовым собраны растительные остатки, изученные в первом случае А.Н.Криштофовичем, во втором - В.С.Корниловой. По заключению последней, возраст пород, вмещающих эти остатки, определяется как средне-

миоценовый (Тарасов, 1970).

Верхняя половина миоцен-плиоценовых отложений в Кочкорской впадине характеризуется наиболее богатыми захоронениями фауны позвоночных в районах гор Орток и Чон-Булак. В первом из них, по сборам Б.А.Трофимова и В.И.Жегалло, определена богатая коллекция следующих видов: *Jetitherium cf. wongii* Zdansky, *Crocuta* sp., *Hyena* sp., *Hipparion kirgisicum* Zhegallo sp.n. (крупная форма), *Chlotherium cf. habereri*, *Micrøstonyx major* (Gervais), *Palaetrogus* sp., *Helicotragus?* sp., *Tragelaphini* sp., *Sivourux?* sp., *Gazella cf. deperdita* (?) Gaubry, *Tragoceros jetitherium robustum* Gaudry. По мнению В.И.Жегалло, отложения, содержащие фауну, следует датировать как ранний (средний) плиоцен (Тарасов, 1970). В захоронении Чон-Булак С.А.Тарасовым найдена фауна, близкая по видовому составу к ортокской. Им, в частности, обнаружены и определены остатки крупнозубого гиппариона, близкого к ортокскому, а также выше по разрезу — зубы хилотерия. С.А.Тарасов на основании находок фауны предыдущими исследователями и своих собственных допускает возможность о поднятии верхней возрастной границы до среднего плиоцена включительно. Данные находки фауны и флоры позволили определить время образования нижней толщи описываемых отложений как позднемиоценовое, а верхней — ранним-средним плиоценом.

Помимо вышеуказанных захоронений в аналогах данных отложений известна находка в долине Бель-Карасу (бассейн р.Сарыджаз) зуба мастодонта *Platybelodon grangeri* Osborn (определение Л.И.Алексеевой) позднемиоценового-раннеплиоценового возраста, сделанная В.И.Кнауфом, а в южном обрамлении Иссык-Кульской впадины И.М.Соломатниковым найден обломок челюсти слона *Archidiscodon meridionalis* Nesti (определение В.С.Бажанова), определяющего возраст вмещающих его отложений как поздний плиоцен — ранний плейстоцен.

Кроме ископаемых позвоночных, в данных отложениях собраны и определены богатые комплексы моллюсков, в том числе остракод, пелеципод и гастропод, датирующих возраст вмещающих их отложений как миоцен-плиоцен.

Следовательно, на основании изучения остатков ископаемой фауны и частично флоры нижняя граница сероцветных моласс устанавли-

ливается между средним и верхним миоценом, а верхняя, за исключением толщи серых дислоцированных конгломератов (шарпылдакская свита С.С.Шульца), - между средним и верхним плиоценом.

В Ферганской впадине, по данным М.Н.Грамма (Геология СССР, 1972), в неогене выделяются три свиты (Решение..., 1959). Нижняя обчакская свита сложена коричневатými или розовато-серыми алевритовыми глинами, песчаниками с линзами и прослоями конгломератов. В Алайской долине и ЮВ Фергане в этой части разреза присутствуют прослой гипсов. Мощность до 500-750 м. Свита или согласно залегает на массагетской толще олигоцен-миоцена или несогласно - на более древних образованиях. Акчопская свита образована серыми, палевыми и светло-бурыми алевролитами, песчаниками и конгломератами. Мощность 800-1000 м. Кепелийская свита или сменяет согласно акчопскую свиту, или залегает с разрывом на обчакской свите. Она сложена бурими глинами, песчаниками, алевролитами и конгломератами. Мощность до 1300 м. Выше согласно или с разрывом залегает позднеплиоценовая - раннеплейстоценовая исписарская свита.

Обчакская свита охарактеризована остатками остракод и оогоний харовых водорослей неогенового возраста (Стратиграфия Узбекской ССР, кн.2, 1966). В кепелийской свите (или в верхах бактрийской) в ЮЗ Фергане Н.Н.Бакун и Э.А.Вангенгейм (1963) выявили костеносный горизонт с гиппарионами не моложе позднего плиоцена. Эти находки и положение в разрезе позволяют датировать рассматриваемые отложения Южной Киргизии миоцен-плиоценом.

П л и о ц е н - N_2 . Плиоценовые отложения широко распространены в Чуйской, Алабуга-Нарынской и в других впадинах Северной Киргизии.

В Чуйской депрессии они наблюдаются в южном и частично в северном крыльях Серафимовской антиклинали. Здесь с постепенным переходом на сарыагачской свите залегает толща палево-бурых грубозернистых песчаников с линзами и прослоями среднегалечных конгломератов и глинистых песчаников. Вверх по разрезу конгломератов становится больше. Верхняя половина толщи сложена беспорядочно переслаивающимися грубозернистыми песчаниками с линзами мелкогалечных конгломератов, песчаногалечных паттумов с примесью глины и глинистых песчаников с прослоями алевролитов. Мощность 300-400 м.

Следующая толща представлена грубослоистыми конгломератами, гравелитами, песчаниками, алевролитами и песчанистыми глинами. Мощность 600-640 м. Третья толща сложена серыми дислоцированными валуногалечными конгломератами. Мощность 1125 м. Выше без видимого несогласия со следами размыва залегает шарпылдакская свита.

В пределах Алабуга-Нарынской и Атбаш-Караюонской впадин в 1946 г. А.А.Луик выделил нарынскую свиту с тремя подсвитами. Нижняя описана выше как миоценовая. Средняя подсвита в центральных частях впадин состоит из пестроокрашенных суглинков, глин и песчаников. В левобережье р.Алабуга в ее центральной части отмечено множество прослоев соленосно-гипсоносных образований мощностью до 1-2 м. Мощность изменяется от 250 м на окраинах впадин до 1500 м в их мульдах. В восточной части Нарынской депрессии одновременно с сокращением мощностей до 150 м также происходит постепенное замещение мелкоземистого материала мелко- и среднегалечными конгломератами, гравелитами и глинистыми песчаниками. Верхняя толща плиоценовых отложений имеет более широкое распространение. Ее отложения представлены палевыми, палево-серыми и желтово-серыми песчаниками и песчанистыми глинами с небольшой загипсованностью и засоленностью. Мощности отложений увеличиваются от окраин впадин (300-500 м) к их мульдам (800-1200 м).

Нижний контакт плиоценовых отложений нечеткий, постепенный. Их верхняя часть обычно размыва и несогласно перекрывается четвертичными образованиями.

В плиоценовых отложениях известны многочисленные находки захоронений ископаемых фауны и флоры. В районе Серафимовской структуры в разное время Н.В.Александровой (Геология СССР, 1972) найдены остатки *Gavella desperdita* (?) *Lagvai* и неопределимые остатки антилопы, относящиеся к гиппарионовому комплексу. По определению Е.Л.Дмитриевой, вмещающие отложения можно отнести скорее всего к среднему миоцену-плиоцену. Здесь же в палевой толще в 1950 г. В.С.Бажанов с Д.Н.Казанли нашел захоронение костей *Equus stenopis*, оленя *Scythia aff. elarbus.*, *Gavella sp.*, *Carnivora*, обломок большой берцовой кости крупного представителя кошек *Felidae* и другие костные остатки (Бажанов, Костенко, 1958). Данная фауна рипична верхнему плиоцену.

В Алабуга-Нарынской впадине в средней части средней подсвиги нарынской свиты М.Омуралиевым (1978) найдены остатки млекопитающих *Hipparion* sp., *Chilotherium achloveri* (Weber), *Tragoceras* sp., *Samotherium* sp., *Gazella* sp. По определению Б.С.Кожамкуловой и других, эта фауна характеризует вмещающие их отложения как раннеплиоценовые.

Особенно большим разнообразием в плиоценовых отложениях пользуются ископаемые остатки беспозвоночных организмов. В их нижней толще А.А.Луиком и другими в бассейне р.Карабулун собрана фауна плиоценовых остракод *Iliocypris* sp. indet., *I. ex gr. bradyi* Sars., *I. aff. bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramsdahr), *Eucypris* sp. indet., *Dolerocypris* ex gr. *sinensis* Sars., *Cychoeucypris* ex gr. *regularis* Schneid., *Cypridopsis formosa* Schneid., *Candona* sp., *Candonella* cf. *albicans* (Brady), *C. cf. marcida* Mandelst. (определения М.И.Мандельштама). В верхней толще плиоценовых отложений также известны многочисленные находки органических остатков. С.С.Шульц в бассейне р.Сулукуртка (Ласовский, Мозылев, 1967) собрал, а М.П.Сукачева определила гастроподы *Planorbis* (*Bothyomphalus*) *contortus* L., *Pl. (Gyraulus) keideli* Schloss., *Pl. (Gyraorbis) cf. spiorbis* L., *Limnaea* sp., характеризующие позднелиоценовый-раннечетвертичный возраст вмещающих пород. На правом борту р.Атбаша В.А.Колесников в 1972 г. в глинах собрал остракоды *Cyprinotus cf. vialovi* Schneider., *Cypris* sp., *Iliocypris mahschensis* var. *cornae* Mand., *I. ex gr. bradyi* (Sars), *Darwinula stephensoni* (Brady et Roberst.), *Eucypris* sp. (Liv.), *Zonocypris* cf. *membrana* (Liv.) *Candonella schubinae* Mand. (Liv.), по определению М.И.Мандельштама, плиоценового возраста; позднеолигоценовые гастроподы *Gyraulus subaltus* Martins., *G. cf. yohngae* Ping., *Radix* cf. *teihardi* Ping., *G. keideli* Schl., *Hippuritis* cf. *minutus* Ping., *Golde* sp., *Radix grabani* Ping., *Limnocythere* cf. *eineta* Mandelstam (определение Г.Г.Мартинсона и И.М.Дячарева).

Возраст плиоценовых отложений Северной Киргизии устанавливается по сборам и определениям разнообразных комплексов остракод, пеллеципод и других моллюсков и немногочисленных находок ископаемых остатков млекопитающих. На основании последних нижняя половина данных образований уверенно может быть отнесена к низам плиоцена, а верхняя - к среднему и частично - к верхнему плиоцену.

Плиоцен - нижнечетвертичные отложения - N_2-Q_1 . Плиоцен-нижнечетвертичные отложения известны только в Джанджержерском районе (15), в пределах долины р. Аксай (западный), где они были выделены В.Н.Огневым (Геология СССР, 1954) в так называемую "палево-серую свиту" неогенового возраста. Их кровля там, где она не размыта, совпадает с верхним адырным уровнем. Позднее на этой же площади М.Б.Иванов и другие в 1972 г. описали только верхний элемент этой свиты, выделив его вслед за В.Н.Огневым в нижнечетвертичные образования. Здесь, по данным В.Н.Огнева, с размывом на нижележащих красноцветных отложениях залегают: 1). Красновато-палево-серые диагонально слоистые песчаники, переслаивающиеся с мелкогалечными конгломератами (1250 м); 2). Переслаивающиеся палево-серые мергелистые алевролиты, серые песчаники, конгломераты и галечники (около 2000 м); 3). Серые конгломераты, галечники и песчаники (не менее 300 м). (Геология СССР, 1954).

Последнюю толщу В.Н.Огнев сопоставил с адырными свитами Ферганской долины и считал ее нижнечетвертичной. Вблизи областей сноса серые конгломераты с угловым несогласием до 20° перекрывают нижележащие неогеновые отложения или же с размывом залегают на красноцветах киргизской свиты и на более древних образованиях. В центральных частях депрессий переходы между средней и верхней толщами постепенные. Органические остатки в этих отложениях не обнаружены. Их возраст как плиоцен-раннечетвертичный определяется условно по их положению в геологическом разрезе: залегание с размывом на олигоцен-миоценовых красноцветных отложениях и налегание на них с размывом среднечетвертичных образований.

Верхнеплиоценовые - нижнечетвертичные отложения - $N_2^3-Q_1$ выполняют практически все крупные межгорные и внутригорные, а также большую часть небольших внутригорных впадин Северной Киргизии. Данные образования в Прииссыккулье С.С.Шульцем в 1948 г. были выделены в шарпылдакскую свиту. Наиболее полно и подробно отложения свиты были изучены в Иссык-Кульской впадине и в ее горном обрамлении.

Стратотипический разрез шарпылдакской свиты расположен на левом берегу оз.Иссык-Куль между долиной р.Согуты и оз.Каракель. В низовьях долины р.Согута и на южных склонах горы Шарпылдак иссык-кульская свита постепенно сменяется пачкой грубообломочных конгломератов с прослоями и линзами озерных глин, (50-60 м), выше которых согласно залегают грубослоистые брекчии серовато-бурого цвета. Изредка в них отмечаются прослои и линзы песчаников и глинисто-песчано-гравийных паттумов. Мощность 200 м. В других местах Иссык-Кульской впадины (бассейн р.Чолпоната, перевал Сангаш, урочище Оттук и т.д.) свита и ее аналоги сложены валуно-галечными и брекчиевидными отложениями с прослоями и линзами суглинков, супесей и щебня. Окатанность обломочного материала плохая. Близкие по строению и геологическому положению в разрезах аналоги шарпылдакской свиты имеются также в Чуйской, Нарынской, Таласской и многих других депрессиях. Мощности свиты варьируют от первых десятков до 200-300 м. Нижний контакт свиты в случае непрерывных разрезов кайнозойских моласс характеризуется согласным залеганием с наличием переходных слоев между свитами. Наблюдаемое местами несогласное налегание шарпылдакской свиты на неогеновые или более древние отложения связано с особенностями развития локальных структур или явлением перекомпенсации прогиба осадконакоплением.

Вопрос о возрасте шарпылдакской свиты до сих пор решен не однозначно. До недавнего времени большинство исследователей, вслед за С.С.Шульцем и С.В.Эпштейном, шарпылдакскую свиту и ее аналоги условно относили к верхнему плиоцену - нижнему плейстоцену (Курдюков, 1962; Турбин и др., 1966). Впоследствии М.А.Талипов, В.Г.Королев (1970), П.Г.Григоренко (1970), учитывая находки позднеплиоценовой фауны в верхах джуукинской свиты и раннеплейстоценовой в тепкинских слоях, отнесли шарпылдакскую свиту целиком к верхнему плиоцену. В настоящее время эта точка зрения поддерживается А.К.Трофимовым (1978).

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Четвертичные отложения широко распространены в Киргизии и характеризуются большой неоднородностью состава, строения и про-

исхождения. Они развиты по всем долинам горных рек, выстилают днища межгорных впадин, образуют мощный шлейф по периферии поднятий Тянь-Шаня.

Изучению различных вопросов четвертичной геологии Киргизии и прилегающих районов уделяли внимание многие исследователи Тянь-Шаня. В процессе проводимых работ появилось большое количество местных стратиграфических схем, отражающих позиции отдельных авторов (Шумов, 1932; Кассин, 1936, 1947; Васильковский, 1935, 1957; Сиворцов, 1938, 1953; Попов, 1953, 1957, 1960; Эпштейн, 1953; Григоренко, 1957, 1960; Турбин, 1957, 1961) и коллективов. В 1961 г. на совещании в г. Ташкенте была разработана "Рабочая схема стратиграфии четвертичных отложений Средней Азии и Южного Казахстана", которая с некоторыми уточнениями и детализацией используется в работе геологов Киргизии.

На описываемой территории развиты отложения всех отделов четвертичной системы.

Ритмичность строения рыхлых образований позволяет выделить не менее пяти наиболее крупных возрастных комплексов (с местными географическими названиями), разделенных несогласиями и охватывающих все разнообразие генетических типов отложений. Наиболее полная корреляция четвертичных образований различных районов Киргизии с отражением особенностей состава, строения, морфометрии и других признаков всех комплексов отражена в "Геологии СССР, т. XXV, 1972).

Нижнечетвертичные отложения - Q_1

Нижняя часть отложений этого возраста, отвечающая по времени накопления первой половине бакинского яруса, входит в состав охарактеризованной выше шарпылдакской свиты ($N_2^3 - Q_1$). Верхняя часть отложений в различных районах Киргизии выделяется под названием нанайского, чаткальского, чолпонатинского комплексов, объединяющих морены древнейшего полупокровного оледенения, образования наиболее высокой, УП-й, региональной ("циклово") террасы, коррелятных с ней конусов выноса и склоновых накоплений.

Отложения указанных комплексов фиксируются во многих хребтах Киргизского Тянь-Шаня в виде останцов на водоразделах 2-3 по-

рядка, в предгорьях они слагают плоские вершины наиболее высоких адыров, во впадинах с наложенной аккумуляцией устанавливаются, по данным бурения, на глубинах от нескольких сотен метров (Чуйская впадина - 470 м) до 2 км (Ферганская впадина).

В генетическом отношении отложения нижнечетвертичного возраста достаточно разнообразны. Во многих впадинах Киргизии встречаются аллювиальные, аллювиально-дельтовые, аллювиально-пролювиальные, озерные, аллювиально-озерные и пролювиальные накопления. Речные образования представлены слабо или умеренно сортированными галечниками и валунно-галечниками, нередко плотно сцементированными ("верхнегобийские конгломераты"), с прослойки и неправильными линзами гравийников, песков, супесей и суглинков. Отложения временных водотоков вблизи областей питания почти нацело сложены струйчатым суглино-галечно-щебенником, который ближе к центральным частям впадин постепенно замещается супесями и лёссовидными суглинками. Озерные и аллювиально-озерные отложения, лучше всего представленные и изученные в Восточном Прииссыкукулье, по долине р. Джергалан, сложены чередующимися средне- и тонкослоистыми, иногда ленточными, пестроокрашенными глинами, суглинками, супесями, песками и мергелями с прослойки косослоистых дельтовых и пляжевых песков, струями речных гравийных конгломератов. Неполная мощность охарактеризованных типов отложений колеблется от первых метров до 250 м в краевых частях впадин, достигая в центральной части Ферганской депрессии 1500 м.

На северных склонах хребтов Терской Ала-Тоо, Кокшаалского, Таласского, Чаткальского, в Баубашатинском горном массиве, в пределах высоко приподнятых Сусамырской, Восточно-Аксайской, Кумтор-Арабельской и Сарыджазской впадин развиты морены полупокровного оледенения (по Л.И. Турбину - баубашатинского). Они обычно сложены неслоистым и неокатанным щебнево-глыбовым материалом с суглино-песчаным заполнителем, реже - щебнистым или валунным суглинком, а также полускатанными и угловатыми обломками. Мощность древнейших морен достигает 200-300 м, однако чаще вследствие размыва она не превышает десятков метров. Нередко морены сохранились лишь в виде эрозионных валунов и глыб на выровненных водоразделах 2-3 порядка.

На продолжении раннечетвертичных морен на северных склонах Киргизского, Таласского, Алайского, Кок-Шаальского и других развита флювиогляциальные гравийно- и щебне-галечники и лёссовидные паттумы, замещающиеся затем лёссовидными супесями и сугликами мощностью 70-100 м.

Среди отложений этого возраста коллювиальные и делювиальные пользуются ограниченным распространением. Они сохранились от размыва у подножий северного склона Таласского хребта, на склонах хр. Ат-Баши. Опираясь на поверхность останцов некогда обширных пролювиальных и флювиогляциальных равнин, отложения представлены соответственно супесчано-щебнево-глыбовыми и песчано-глинистыми накоплениями мощностью 5-7 м.

Возраст охарактеризованных отложений нанайского (чаткальского или чолпонатинского) комплекса устанавливается по совокупности морфометрических, палеонтологических и археологических данных. С одной стороны, отложения комплекса несогласно залегают на верхнеплиоценовой-раннечетвертичной шарпылдакской свите, с другой - в них глубоко вложены два самостоятельных среднечетвертичных комплекса. Кроме того, в озерно-дельтовых осадках по р. Джергалан В.Г. Королев и М.А. Талипов нашли остатки этрусского носорога, характерного для раннеплейстоценового кошкурганского фаунистического комплекса Казахстана (Бажанов, Костенко, 1960). Здесь же С.А. Тарасов обнаружил остатки *Scorvus elaphus* L. (определение Е.Н. Беляевой). В аналогичных отложениях Юго-Восточного Казахстана известен ряд находок раннеплейстоценовых позвоночных (Н.Н. Костенко, 1963), а также встречены материальные остатки шельско-ашельской культуры нижнепалеолитического человека (Вислогузова, 1961; Божанов, 1962).

Таким образом, по фауне позвоночных, соотношению с более древними и молодыми образованиями и сопоставлению с аналогичными фаунистически и археологически охарактеризованными отложениями прилегающих районов Казахстана следует, что отложения чаткальского (нанайского, чолпонатинского) комплекса Киргизии формировались в конце раннего плейстоцена.

Описываемые ниже отложения входят в состав ряда стратиграфических комплексов, за которыми в различных районах Киргизии закрепились собственные местные названия: ташкентский - в южной Ферганае, джергаланский - в Прииссыккулье, их аналоги в Северо-Восточной Ферганае - алабукинский и афлатунский комплексы. Во впадинах Внутреннего Тянь-Шаня алабукинскому комплексу соответствует онарчинский. В томе 25 "Геология СССР. Киргизская ССР" среднечетвертичные отложения Киргизии разделены на два комплекса: нижний - онарчинский, верхний - афлатунский.

Она р ч и н с к и й к о м п л е к с объединяет морены аксаьского оледенения, флювиогляциальные, аллювиальные, дельтовые, озерные и пролювиальные отложения террас, конусов выноса и "сухих дельт" IV-го регионального уровня (этажа) и согласованные с ними коллювиальные накопления склонов. Образования комплекса вложены в осадки чаткальского комплекса и породы цоколя от 70-150 м в зонах предгорий и внутренних впадинах до 800-1000 м в горных районах, в пределах подгорных равнин они залегают на глубине до 300-500 м (Чуйская и Ферганская впадины) согласно на породах чаткальского комплекса.

Аккумулятивные чехлы речных террас онарчинского комплекса представлены полимиктовыми валунно- и гравийно-галечниками мощностью от 5 до 30-50 м с песчано-гравийным заполнителем, струями и прослоями песка, супеси и суглинка. Как правило, их венчают 6-15 метровой мощности горизонты лёссовидного суглинка. Аллювиальные отложения этого возраста развиты в междуречье Нарын-Онарча, по долинам рек Чон-Кемин, Шамси, Туяк (Чуйская впадина), Джуанарык (Кочкорская впадина), Топ, Джергалан, Джеты-Огуз (Иссык-Кульская впадина), Шахимардан, Куршаб (Ферганская впадина). В разных районах высота террас колеблется в пределах от 85-90 м до 370-450 м, составляя чаще 120-130 м.

В Иссык-Кульской впадине, в низовьях р. Джергалан, развиты озерно-дельтовые суглинки, мергели и пески мощностью до 100 м с редкими прослоями галечников. Озерные суглинки этого возраста слоят нижнюю часть аккумулятивного чехла 150-214 м террасы р. Чу у

входа в Боомское ущелье.

Пролувиальные отложения приурочены обычно к периферическим зонам областей внутренних впадин и окраинных подгорных равнин. У подножий склонов они представлены струйчатыми суглино-галечно-щебнистыми нагромождениями, типа пуддингов, которые в некотором удалении от гор замещаются паттунными лёссовидными супесями, а затем суглинками с небольшой примесью песка, угловатого гравия и щебня. Мощность пролувия колеблется от 10-15 м до 50-70 м (неполная), в равнинной части Чуйской впадины, по данным бурения, она достигает 83 м.

Аксайские морены сформированы главным образом ледниками подножий, реже - долинными. Они глубоко вложены в баубашатинские морены и их цоколь, представлены щебнево-глыбовым материалом с примесью до 65-70% песка и песчано-суглинистого мелкозема. Морены, отложенные аксайскими ледниками, образуют обширные шлейфы у подножий Ферганского, Атбашинского и Джангджирского хребтов, вдоль северного подножия хр. Терской-Алатау. Их мощность достигает 450 м.

Флювиогляциальные образования вблизи аксайских морен представлены валунино-галечными отложениями мощностью в десятки метров, а на некотором удалении - пылеватыми песчано-дресвяными и лёссовидными супесчано-суглинистыми осадками, иногда с прослоями озерных суглинков.

Коллувиальные отложения комплекса слагают небольшие участки склонов и тыловые части полочек террас, встречаются они довольно редко и представлены щебнем или глыбами в песчано-суглинистом субстрате. Мощность не превышает 15 м.

А ф л а т у н с к и й к о м п л е к с объединяет морены таласского оледенения, речные и озерные отложения У-й региональной террасы, сопряженных с ней пролувиальных конусов выноса и склоновых накоплений. Осадки комплекса в горных долинах и предгорьях глубоко вложены в образования онарчинского комплекса и подстилающие породы цоколя, в областях наложенной аккумуляции они погребены под более молодыми накоплениями на глубине до 200 м.

Аллювиальные отложения афлатунского комплекса развиты значительно шире аналогичных по генезису образований чаткальского и онарчинского комплексов. Высота террас обычно составляет 70-90 м,

возрастая в предгорьях до 120-140 м, а в горных частях долин даже до 800-1000 м. Мощность аккумулятивного чехла редко превышает 65-75 м, достигая иногда 120-150 м (долина р.Джеты-Огуз). Террасовые галечники и валунно-галечники с линзами песка и гравия, как правило, перекрыты покровными лёссовидными суглинками от 10-15 м до 27 м.

В Боомском ущелье, низовьях Кара-Буры (Таласская впадина) и Сарыджаза аккумулятивный чехол У-й региональной террасы сложен озерными суглинками со струями дельтовых песков и галечников общей мощностью до 50-70 м.

Пролувиальные отложения афлатунского комплекса, будучи довольно широко распространенными в различных районах горной страны, вблизи областей питания - горных склонов - представлены валунно-глибовыми и древесно-щебнево-галечными пуддингами со струями песка и грубого лёссового паттума. По мере удаления от области сноса размер обломочного материала резко уменьшается, в верхней части разреза возрастает роль супесей и суглинков. Мощность пролувия в центральной части Чуйской депрессии колеблется от 9 до 89 м, составляя в среднем 60 м.

Особенностью морен таласского оледенения является их долинный характер ("первые долинные морены"), очень резко они развиты у подножий склонов. Слагающий морены щебнево-глибовый материал обычно несортирован, примесь песчано-древесной фракции составляет 40-45%. Мощность морен колеблется от 10 до 350 м.

Нередко таласские морены сочленяются с флювиогляциальными щебне-галечниками и песчанистыми суглинками мощностью до 70-80 м.

Склоновые отложения афлатунского комплекса отмечаются во многих долинах Киргизского, Таласского, Атбашинского, Алайского и других хребтов. Они представлены фацией задержанных крупноглибовых оселей и обвалов, опирающихся на террасы У-го этажа и таласские морены. Мощность их колеблется от первых метров до 15 м.

Среднечетвертичный возраст охарактеризованных отложений онаринского и афлатунского комплексов подтвержден достаточно многочисленными находками костных остатков и археологических памятников.

В озерно-дельтовых осадках низовья р.Джержалан В.В.Шумовым, И.М.Чабдаровым, М.И.Базовым, А.П.Горбуновым, М.А.Талиповым,

С.А.Тарасовым, К.В.Курдюковым, И.В.Макаровой, В.С.Матыченковым, А.В.Мишиной и другими собраны костные остатки *Coelodonta antiquitatis* Blum., *Mammuthus primigenius* (Blum.), *M. trogontherii* (Phol.), *Bison priscus longicornis* V. Grom., *Megaloceros giganteus ruffi* Nehr., *Cervus elaphus* L., *Equus caballus* L., *E. hemionus* Pall. и др. В одновозрастных террасах Кокмойнокской впадины (Чадия, Трофимов, Удалов, 1973) найдены кости *Megaloceros* sp., *Equus caballus* L., *Archidiskodon* cf. *wüsti* M. Pawlowa, *Bison priscus longicornis* V. Grom. (определения Е.И.Беляевой, В.И.Громова, В.С.Бажанова, Б.С.Кожамкуловой). В междуречье Нарын-Онарча в галечниках онарчинского комплекса обнаружены галечные орудия, которые А.П.Окладников (1954) относит к эпохе раннего палеолита. Многочисленные находки археологических памятников этого периода сделаны в районе г.Уч-Курган, в долине р.Ходжа-Гаир и в других местах обрамления Ферганской впадины (Раков, Несмеянов, Конопля, 1967).

Верхнечетвертичные отложения - Q_{III}

Отложения верхнего плейстоцена в пределах юго-западной Киргизии выделяются под названием кассанского комплекса, в северо-восточной Киргизии - аламединского. На территории Узбекистана это отложения голодностепского комплекса (Амурский, Бердыев и др., 1961, 1962), в Таджикистане - душанбинского. На большей части площади Киргизии возможно расчленение верхнечетвертичных отложений на два или три подкомплекса (Курдюков, 1961, Турбин и др., 1966; Удалов и др., 1971 и др.). В верховьях горных долин аламединский (кассанский) комплекс объединяет морены киргизского оледенения (второго долинного), ниже по долинам, в предгорьях с ними сопряжены флювиогляциальные, аллювиальные и прочие отложения, формирующие террасы и конуса выноса IV-II региональных уровней. Последние наиболее широко развиты в межгорных впадинах с вложенной аккумуляцией. Высоты террас колеблются от 20 до 70 м, иногда возрастая до 120-190 м по долинам рек Сарыджаз, Джумгол, Куйлю. В краевых впадинах Киргизского Тянь-Шаня верхнечетвертичные образования, перекрытые нередко чехлом современных отложений, залегают на глубине до 100 м.

Морены киргизского оледенения чаще всего стадияльные, протяженностью от первых сотен метров до нескольких километров. Обычно они вложены в среднеплейстоценовые (таласские) морены на 200-500 м, сложены суглино-щебнево-глыбовыми накоплениями мощностью от 40-50 м до 300 м. Высота конечных валов стадияльных морен нередко достигает 75-80 м.

Реже морены являются продуктом ледников подножий и склонов (хр. Борколдай). Поверхности морен ранних стадий киргизского оледенения несколько сглаженные, холмисто-грядовые, волнисто-увалистые, плотно или умеренно задернованные, на них довольно часты небольшие озера-блюдца. Рельеф морен заключительной стадии оледенения обычно резкий бугристо-грябистый, реже более спокойный холмисто-грядовый.

На продолжении морен нередко прослеживаются флювиогляциальные гравийно-галечные накопления, сменяющиеся песчано-гравийными и суглинистыми осадками мощностью до 60 м.

Речные образования этого возраста представлены песчано-галечниками аккумулятивных чехлов террас трех геоморфологических уровней. Мощность их колеблется от первых метров в горах до 65 м в Чуйской впадине.

Достаточно широко в Иссык-Кульской и Нарынской впадинах распространены озерные отложения комплекса - разнозернистые пески, супеси, мергели, глины общей мощностью от 2-5 м до 30 м. Как правило, с озерными отложениями тесно связаны аллювиально-дельтовые и аллювиально-озерные чередующиеся суглинки, глины, пески, галечники.

Проллювиальные отложения конуса выноса верхнего плейстоцена отличаются весьма значительным площадным распространением, особенно коррелятные речным террасам II-III уровней. В Чуйской впадине ими сложено до 70% площади, в Таласской - около 50%. Они характеризуются сложным и неустойчивым строением. В горных долинах, в зонах предгорий и вблизи подножий горных склонов они представлены дресвяно-щебневыми цуддингами и лёссовыми паттумами, с удалением от гор замещаются лёссовидными суглинками с примесью дресвы или "типичными" лёссами.

Коллювиальные, делювиально-коллювиальные и делювиальные отложения встречаются во всех горных и предгорных районах, образуя

единый парагенетический ряд. Коллювиальные образования представлены фациями осей, оползней и обвалов, распространены на крутых участках скальных склонов, сложены остроугольными разновеликими обломками с небольшой примесью мелкозема. Делювиальные образования тяготеют к пологим участкам склонов и районам распространения рыхлых и слабо уплотненных пород мезо-кайнозоя, состоят из песчано-глинистого мелкозема с примесью дресвяно-цебневого матриала. Мощность склоновых накоплений колеблется от десятков сантиметров до 20 м.

Возраст охарактеризованных отложений принимается позднелейстоценовым на основании глубокого вложения их в среднечетвертичные образования. Во многих местах с террасами аламединского (кассанского) комплекса ассоциируют памятники верхнего палеолита (Несмеянов, 1977; Геология СССР, 1972). На левобережье р. Джеламыш (Чуйская впадина) Н.Ф. Удалов обнаружил верхнюю и нижнюю челюсти *Equus hemionus fossilis* (ископаемый кулан), по заключению Б.С. Кожамкуловой, характеризующие вмещающие отложения как верхнечетвертичные. В лёссах средней региональной террасы комплекса, на левобережье р. Чу, Л.И. Турбин нашел остатки *Equus caballus fossilis*. В аналогичной террасе р. Джергалан (Иссык-Кульская впадина) Б.С. Кожамкулова, по сборам В.Е. Матьченкова, установила позднелейстоценовые *Scorpus elaphus fossilis*, *Mammuthus primigenius* Blum. Наконец, для озерных осадков восточной части Прииссыккулья определены абсолютные датировки по ископаемой древесине, составляющие 26-27 и 48 тыс. лет.

Верхнечетвертичные-современные отложения - Q_{III-IV}

Нерасчлененные отложения указанного возраста выделяются обычно в пределах горных частей речных долин, на участках, где масштаб исследований не позволяет закартировать самостоятельные стратиграфические комплексы верхнего плейстоцена и голоцена. В верховьях троговых долин к ним относятся неразделенные стадияльные морены киргизского и современного оледенений, и сопряженные с ними флювиогляциальные и склоновые образования, а на узких отрезках эрозионных долин объединенные аллювиальные и пролювиальные накопления речных террас I-IV этажей.

Современные отложения различных генетических типов на территории Киргизии объединяются в терекский (токмакский, каракольский) комплекс. В Приташкентском и Ферганском районах ими сложен сьрдарьинский комплекс, в Таджикистане и на Памире - амударьинский.

К современным отложениям относятся накопления речных и озерных террас и пролювиальных конусов выноса первого этапа высотой 15-20 м, незадернованные долинныи и каровые морены последней стадии киргизского оледенения и соответствующие склоновые образования.

Аллювиальные отложения комплексов формируют пойму и низкие надпойменные террасы высотой от 4-5 м в Чуйской, Таласской и других впадинах до 15 м в Иссык-Кульской впадине. Они представлены валунно-галечниками с песчано-суглинчатым заполнителем, содержащими линзы и прослои гравия, песка мощностью от десятков сантиметров до 3-5 м.

Во внутренних частях Иссык-Кульской, Сонкульской и Чатыркульской впадин распространены современные озерные накопления, представленные гравийным песком, алевритистыми и глинистыми, реже песчанистыми и гравелитистыми илами мощностью от 2,5 до 7-12 м.

Ледниковые отложения слагают морены двух-трех фаз последней стадии киргизского оледенения. Они находятся исключительно в верховьях трогов, в картах и цирках близ современных ледников. Морены состоят из беспорядочного нагромождения глыб и щебня и имеют мощность до 50-70 м. У окончания ледников и новейших морен в Тянь-Шане широко развиты заандровые поля валуново-галечников и пылеватых песков небольшой мощности.

Пролювиальные современные отложения, формирующие морфологически выраженные конуса выноса первого этапа, представлены мусорными суглинками, щебенкой, плохоокатанными валунными галечниками. В направлении от гор грубость отложений, как правило, уменьшается. Современным пролювием сложены обширные пространства в Иссык-Кульской, Ферганской, Чуйской, Нарынской и других впадинах.

Склоновые образования распространены в виде мощных шлейфов незадернованных оспей в гляциальной и перигляциальной зонах всех

горных хребтов Тянь-Шаня. Более ограничено развитие других видов коллювиальных (гравитационных) накоплений. Ряд обвалов фиксируется на южном склоне хр. Кунгей Алатау, северных склонов хребтов Киргизского, Джамантау, Коккия.

Современный возраст охарактеризованных отложений определяется находками в них остатков культуры эпохи неолита, ранней бронзы и средневековья. В делювиальных лёссах юго-западного окончания Атбашинского хребта (пер. Акбиит) известна находка *Samelus bas-trianus* L., по данным Э.А. Вангенгейма, голоценового возраста (Черняховский, 1966).

СО Д Е Р Ж А Н И Е

От редактора (К.О.Осмонбетов)	3
Краткий очерк геологического строения Киргизии (В.И.Кнауф)	7

Ч А С Т Ь I

СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ

Архейская группа (А.Б.Бакиров, В.Г.Королев)	47
Протерозойская группа	49
Нижний протерозой (?) (А.Б.Бакиров, М.Д.Гесь, Д.В.Жу- ков, В.В.Киселев, В.Г.Королев, В.Ф.Храмков)	49
Верхний протерозой	67
Рифей (И.И.Войтович, Д.В.Жуков, В.В.Киселев, В.Г.Коро- лев, В.Ф.Храмков)	68
Рифей-венд (М.Д.Гесь, В.В.Киселев, В.Г.Королев)	107
Венд (Д.В.Жуков, В.В.Киселев, В.Г.Королев)	III
Протерозой нерасчлененный (Г.С.Бискэ, Л.В.Ванина, И.И.Войтович, Д.В.Жуков, В.И.Котельников, А.В.Ягов- кин)	120
Палеозойская группа	128
Кембрийская система (?) (В.В.Киселев, В.Л.Клишевич, В.Г.Королев)	129
Кембрийская - ордовикская системы (В.Л.Клишевич, В.Г.Королев)	135
Ордовикская система (В.Г.Королев, П.П.Мисюс)	149
Ордовикская-силурийская системы (В.Л.Клишевич, В.Г.Ко- ролев)	171
Силурийская система (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ К.О.Осмонбетов, Л.А.Эктова, А.В.Яговкин)	173
Силурийская-девонская системы (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, В.Л.Клишевич, В.И.Котельников, Л.А.Экто- ва, А.В.Яговкин)	184

Девонская система (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, И.И.Войтович, Д.В.Жуков, В.Л.Клишевич, В.И.Котельников, Е.В.Христов, Л.А.Эктова, А.В.Яговкин)	207
Девонская-каменноугольная системы (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, Д.В.Жуков, В.А.Клишевич, К.О.Осмоиботов, Е.В.Христов, Л.А.Эктова, А.В.Яговкин)	237
Сидурийская-каменноугольная системы (Г.С.Бискэ, В.Л.Клишевич)	247
Каменноугольная система (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, Н.Г.Власов, И.И.Войтович, А.В.Дженчураева, Д.В.Жуков, В.Л.Клишевич, В.И.Котельников, Е.В.Христов, Л.А.Эктова, А.В.Яговкин)	248
Каменноугольная система, верхний отдел - пермская система, нижний отдел (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, А.В.Дженчураева, Е.В.Христов, А.В.Яговкин)	311
Пермская система (Г.Л.Бельговский, Г.С.Бискэ, Н.Г.Власов, И.И.Войтович, В.И.Котельников, Е.В.Христов, А.В.Яговкин)	314
Мезозойская группа	325
Триасовая система (Н.Г.Власов)	327
Триасовая-юрская системы (О.К.Чедия, В.М.Язовский)	327
Юрская система (Н.Г.Власов, Н.П.Ковалева, О.К.Чедия, В.М.Язовский)	328
Меловая система (Н.П.Ковалева, О.К.Чедия, В.М.Язовский)	335
Кайнозойская группа	341
Палеогеновая система (Н.П.Ковалева, О.К.Чедия, В.М.Язовский)	341
Палеогеновая-неогеновая системы (Н.П.Ковалева, О.К.Чедия, В.М.Язовский)	345
Неогеновая система (Н.П.Ковалева, О.К.Чедия, В.М.Язовский)	348
Неогеновая-четвертичная системы (Н.П.Ковалева, О.К.Чедия)	356

Приложения: Схемы стратиграфии протерозойских и палеозойских отложений Северного, Среднего и Южного Тянь-Шаня.

**СТРАТИФИЦИРОВАННЫЕ И ИНТРУЗИВНЫЕ
ОБРАЗОВАНИЯ КИРГИЗИИ**

Редактор издательства Н.И. Ларгина
Обложка художника В.Ф. Роока
Технический редактор Э.К. Гаврина

ИБ № 762

Подписано к печати 20.10.82. Д-01173.
Формат 60x90 1/16. Безнаборная печать.
Объем 24,25 п.л.+вкладка 6,0 п.л.,
21,7 уч.-изд.л.+вкладка 3,0 уч.-изд.л.
Тираж 500 экз. Цена 3 руб. 80 коп.
Заказ 213.

Издательство Академии наук Киргизской ССР,
720071, Фрунзе, Ленинский проспект, 265 а
Типография Академии наук Киргизской ССР,
720001, Фрунзе, ул. Пушкина, 144

Цена 3 руб. 80 коп.