50184
т. 40; кн. 1

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XL

ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 1

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

Главный редактор
академик А. В. Сидоренко

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ XL

ЮЖНЫЙ КАЗАХСТАН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 1

Редактор *Ш. Е. Есенов*
Соредакторы: *В. В. Галицкий, Н. Н. Костенко, А. Е. Шлыгин*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1971

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

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

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XL ТОМА

БУЛЬ В. Ф
ГАЛИЦКИЙ В. В.
КОНЯЕВ В. П.
КОСТЕНКО Н. Н.
МИРКАРИМОВ М. М.
СТЕЦЕНКО В. П.
ТУКЕНОВ Н. Т.
ШАХОВ Р. А.
ШЛЫГИН А. Е.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 1

УДК 550 (574.5)

Геология СССР. Том XL. Южный Казахстан. Геологическое описание. Книга 1. Коллектив авторов. М., изд-во «Недра», 1971. 536 стр.

В монографии обобщен обширный фактический материал, полученный в результате исследований, выполненных после 1941 г. Дано описание геологического строения Кзыл-Ординской, Чимкентской, Джамбулской, Алма-Атинской и Талды-Курганской областей Казахской ССР. В «Введении» приведены общие сведения об описываемой территории. В первой главе отмечены основные моменты истории геологического развития края. В «Физико-географическом очерке» кратко изложены важнейшие сведения об орографии, гидрографии, почвах и растительности. В самой большой главе «Стратиграфия» описываются докембрий и все системы палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Приведена характеристика важнейших толщ, отмечены главные находки органических остатков для отдельных периодов, выделены важнейшие структурно-формационные зоны.

Таблиц 13, иллюстраций 50.

2—9—1
27—71

ВВЕДЕНИЕ

Том XL «Южный Казахстан» подготовлен к изданию группой сотрудников Центральной тематической партии Южно-Казахстанского геологического управления Министерства геологии Казахской ССР В. Ф. Буль, Н. А. Кизляровой и Л. П. Каланчиной под руководством В. П. Стеценко и Р. А. Шахова при участии большого коллектива авторов из различных производственных и научных учреждений.

Общее руководство подготовкой тома осуществлял Ш. Е. Есенов. Научное редактирование выполнено А. Е. Шлыгиным, Н. Н. Костенко и В. В. Галицким.

В начальный этап подготовки тома, так же как и других томов издания «Геология СССР», посвященных Казахстану, большой вклад был сделан К. И. Сатпаевым, который сплотил коллектив казахстанских геологов и направил их усилия на обобщение основного материала. Трудная задача по созданию тома была облегчена благодаря постоянной помощи руководителей Южно-Казахстанского геологического управления Н. Т. Тукенова, В. П. Коняева и М. М. Миркаримова.

В томе по возможности освещены все точки зрения на те или иные спорные и недостаточно ясные вопросы геологии Южного Казахстана, касающиеся в частности толкования разреза девонских отложений Чу-Балхашского района, района Большого Каратау и др. (см. раздел «Девонская система»).

В XL томе описывается геология территории южной части Казахской ССР (около 750 тыс. *км*^{2}), простирающейся от Аральского моря на западе полосой в 450—600 *км* шириной на расстояние около 1600 *км*, к востоку до границы с Китаем. Указанная территория составляет приблизительно 27% площади Казахстана. С запада его границей является меридиан 60° в. д. С севера от меридиана 61° в. д. до меридиана 66° в. д. территория ограничена параллелью 48° с. ш.; затем по меридиану 66° в. д. граница доходит до параллели 46° с. ш. и по последней проводится вплоть до оз. Балхаш. Протягиваясь далее вдоль этого озера, она достигает его крайней восточной точки и отсюда уходит на восток южнее предгорий Тарбагатая.

Северная и западная части описываемой территории представлены преимущественно пустынными и полупустынными равнинами. На юге и востоке в ее пределы входят горные хребты Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, вдоль которых расположены районы с наиболее благоприятными природными условиями, густо населенные, с развитой промышленностью и сельским хозяйством.

Обширные равнины северо-запада, предгорные и крупные межгорные депрессии закрыты чехлом горизонтально лежащих кайнозойских и отчасти меловых отложений. На долю «закрытых» районов

приходится около 65%, в то время как «открытые» (с выходами на поверхность дислоцированных преимущественно палеозойских и докембрийских образований) и «полузакрытых» (мощность рыхлых кайнозойских отложений 50—100 *м*) составляют только 35% от общей площади территории.

В пределы рассматриваемой территории входят пять административных областей: Кзыл-Ординская, Чимкентская, Джамбулская, Алма-Атинская и Талды-Курганская. На северо-западе она захватывает небольшие участки Актюбинской и Карагандинской областей, а на северо-востоке также — Семипалатинской области. На территории Южного Казахстана находится столица Казахской ССР — Алма-Ата.

* * *

Первые литературные сведения о геологическом строении Южного Казахстана относятся к концу XVIII века, когда его территорию начали изучать первые естествоиспытатели. Позднее стали проводиться более целеустремленные геологические исследования, но вплоть до 20-х годов XX столетия они еще не носили все же достаточно планомерного характера.

Н. Г. Кассин (1941) дореволюционный период истории геологического изучения Казахстана разделил на три этапа: 1) попутных геологических наблюдений естествоиспытателями, совершавшими путешествия с посольствами, миссиями, в военных отрядах и экспедициях; 2) всестороннего изучения (географии, геологии, зоологии, ботаники), производимого как правительственными, так и общественными организациями (научные общества) и частными компаниями; 3) систематического маршрутного изучения геологии и минеральных богатств Геологическим комитетом (основан в 1882 г.), гидрогеологии и почв Министерством земледелия (Переселенческое управление, Отдел земельных улучшений). Среди исследований конца XIX — начала XX веков выделяются сводные работы И. В. Мушкетова и Г. Д. Романовского, завершившиеся созданием первой геологической карты Туркестана, и региональные — для Каратау — М. М. Бронникова, В. Н. Вебера, для Кендыктаса — П. И. Преображенского, для Джунгарии и Заилийского района — А. К. Мейстера, П. А. Казанского, М. Фридрихсена, Н. Г. Кассина, И. И. Горского и др. Изучением геоморфологии и молодой тектоники для высокогорных районов занимались иностранные экспедиции (В. М. Девис, К. Леукс, Ф. Махачек и др.).

Резкое усиление геологическое изучение Южного Казахстана получило после Великой Октябрьской революции, особенно в период первых пятилеток, когда объемы геологических работ соответственно запросам развивавшегося народного хозяйства, значительно возросли. Исследования стали планомерными, геологические съемки — площадными. К началу Великой Отечественной войны съемками мелкого и среднего масштаба были покрыты значительные территории, а крупномасштабными и многие важнейшие рудные районы. Были сделаны многочисленные сборы палеонтологических остатков, выделены важнейшие стратиграфические подразделения, изучено их распространение, определены наиболее существенные черты строения и намечены важнейшие вехи геологического развития территории Казахстана. В исследованиях предвоенного времени участвовали: в Каратау — В. Н. Вебер, Д. В. Наливкин, В. В. Галицкий, И. И. Машкара, В. Ф. Беспалов, Н. А. Дорофеев, Н. Л. Бубличенко, Д. Н. Тарасов, Т. А. Мордвилко, Т. А. Зенченко, М. В. Муратов, П. Л. Безруков, М. С. Волкова (Быкова) и др.; в Киргизском хр. — В. А. Николаев и др.; в отрогах Таласского Алатау — В. А. Николаев, Н. П. Васильковский, О. И. Сергунькова, В. Г. Мухин, И. И. Машкара; в Восточной Бетпак-Дале и Чу-Балхаш-

ском районе — Д. И. Яковлев, А. Е. Репкина, Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская; в Кендыктасе — Б. К. Терлецкий; в Заилийском районе — С. Ф. Машковцев, Г. Ц. Медоев, Н. Н. Костенко, П. А. Грюше, С. С. Шульц, О. И. Некрасова, В. М. Сергиевский и др.; в Джунгарии — М. М. Юдичев, И. И. Машкара, В. Н. Гринев, А. П. Кириков, С. В. Калесник, С. В. Окромешко, Б. К. Терлецкий, Е. Д. Шлыгин, С. С. Ларк и др. Геологическое изучение рудных районов проводили И. С. Комишан, В. И. Жихарев, Г. Б. Роговер, В. С. Булыго, И. И. Князев, Л. Н. Балавинский, Г. С. Лабазин, А. А. Амирасланов, Е. А. Немов и др.

Итоги предвоенным исследованиям в 1941 г. подвели Н. Г. Кассин и другие в обширной сводке, в которой описаны важнейшие особенности стратиграфии, вулканизма и тектоники отдельных районов. В дальнейшем, Н. Г. Кассин (1947) детально проанализировал историю геологического развития, раскрыв общие закономерности тектонического строения территории. Материалы по Чу-Балхашскому району и Восточной Бетпак-Дале обобщил Д. И. Яковлев, а М. М. Юдичев подробно осветил геологическое строение и полезные ископаемые Джунгарского Алатау.

После некоторого сокращения объема региональных геологических исследований в военные и первые послевоенные годы, когда внимание было сосредоточено на изучении рудных районов (ванадиеносный район Каратау — Н. М. Салов, фосфоритоносный бассейн Каратау — Б. М. Гиммельфарб, П. Л. Безруков, В. А. Соколов, Е. Д. Чехович; редкометальные районы Заилийского Алатау — В. К. Монич), работы вновь приобрели большой размах. В первые годы после войны было завершено редактирование и оформление мелкомасштабных карт по всей территории Южного Казахстана, а с середины 50-х годов начались планомерные средне- и крупномасштабные съемки, которые в настоящее время покрыли почти всю площадь выходов палеозоя на поверхность и значительную часть «закрытых» территорий. В этих съемочных работах участвовал большой коллектив геологов Южно-Казахстанского геологического управления (ЮКГУ), а также геологи Института геологических наук Академии наук Казахской ССР (ИГН АН КазССР); Всесоюзного Аэрогеологического треста (ВАГТ), Московского геологоразведочного института (МГРИ) и Казахского Политехнического института (КазПТИ) и в смежных районах — исследователи Узбекистана и Киргизии. Геологосъемочные работы сопровождались тематическими исследованиями, в которых участвовали также работники Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ) и Геологического Института Академии наук СССР (ГИН).

Во время геологосъемочных работ уточнено распространение стратиграфических подразделений, разработаны вопросы магматизма и тектоники. Многочисленные обнаруженные и изученные органические остатки позволили надежно документировать возраст многих геологических образований. Изучением ископаемых остатков фауны и флоры занималась и занимается большая группа специалистов — Р. Е. Алексеева, М. К. Аполлонов, В. С. Бажанов, М. В. Бажанова, О. И. Богуш, С. М. Бляхова, М. С. Быкова, В. Н. Дубатолов, Р. С. Елтышева, Г. Х. Ергалиев, А. И. Золкина, В. С. Корнилова, В. В. Кузнецов, Л. Я. Каплун, Б. М. Келлер, М. Н. Королева, К. А. Лисогор, К. А. Ляджина, М. Я. Мартынова, С. Ф. Меньшиков, Е. И. Мураховская, О. Н. Насиканова, В. П. Нехорошев, А. И. Нехорошева, И. Ф. Никитин, Э. М. Падве, Н. В. Покровская, Н. В. Полтавцева, Э. Р. Орловская, М. И. Радченко, Т. Б. Рукавишникова, А. Е. Савичева, Г. В. Сакулина, К. З. Сальменова, М. А. Сенкевич, О. И. Сергунькова, А. И. Сидячен-

ко, Н. Я. Спасский, Т. Б. Цай, М. Н. Чугаева, Т. Т. Шаркова М. И. Щербакова, О. В. Юферев.

Развернувшиеся в послевоенные годы региональные геофизические исследования, проведенные аэромагнитными, гравиметрическими, сейсмическими методами, осветили многие вопросы глубинного строения закрытых мезо-кайнозойским чехлом впадин Южного Казахстана.

В последние десятилетия широко развернулись специальные тематические исследования, охватившие широкий круг вопросов. Они касались стратиграфии отложений нижнего палеозоя, фамена, нижнего карбона, мела и кайнозоя Большого Каратау (Г. И. Макарычев, В. В. Бронгулеев, В. В. Эз, В. Н. Разумова, В. Г. Черняховский), литологии верхнедевонских-нижнекаменноугольных толщ этого района (С. А. Колотухина, С. А. Похвиснева), его тектоники (В. В. Галицкий), стратиграфии докембрия и нижнего палеозоя Малого Каратау (Т. М. Альжанов, С. К. Чехович, К. А. Лисогор), стратиграфии докембрийских и нижнепалеозойских толщ Каратау и других западных районов (С. А. Анкинович, В. В. Киселев, В. Г. Королев, Н. И. Крылов), стратиграфии верхнего палеозоя (А. С. Кумпан), стратиграфии ордовика и силура Чу-Илийских гор (Б. М. Келлер, М. Н. Чугаева, Т. Б. Рукавишникова), биостратиграфии девона Чу-Балхашского района (М. А. Сенкевич), стратиграфии и тектоники Бетпак-Далы (Н. Г. Маркова), стратиграфии и тектоники нижнепалеозойских толщ Южно-Джунгарского антиклинория (Ш. А. Байкенев, П. К. Жуков, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин), стратиграфии, истории геологического развития и формаций Северной Джунгарии (Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева). Кайнозойские отложения и новейшие тектонические движения исследовали: в Бетпак-Дале К. В. Никифорова, Н. Г. Шубина; в Джунгарском Алатау — Л. К. Диденко-Кислицына; во всем Южном Казахстане — Н. Н. Костенко.

Ультраосновные интрузии Чу-Балхашского пояса изучали Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева, Н. Н. Костенко, А. А. Мастрюкова, Н. А. Шумская, А. К. Рюмин, Г. М. Другова, Е. Д. Полякова, К. М. Макарова и другие, а гранитные интрузии Чу-Балхашского района и Восточной Бетпак-Далы — В. С. Коптев-Дворников, О. С. Полквой, Н. Г. Маркова, Л. В. Дмитриев, М. А. Жуков и др. Проводились исследования гранитоидов Джунгарского Алатау (А. Т. Хитрунов) и Заилийского Алатау (В. И. Старов, Г. Н. Гогель), вулканитов Южной Джунгарии (Г. В. Нехорошев, К. А. Азбель, К. Н. Ткаченко, М. Р. Борукаева, Л. И. Скринник), щелочных пород Таласского Алатау (К. А. Абдрахманов и др.), вулканитов Чу-Балхашского района (К. И. Дворцова). Общую сводку о магматизме восточной части Южного Казахстана дали Г. Н. Щерба, Н. П. Сенчило, А. В. Кудряшов, Б. В. Ершов. Обобщение геологических материалов по Южному Казахстану и его отдельным районам были сделаны при металлогенических исследованиях (А. И. Семенов, К. И. Дворцова, В. П. Стеценко, А. К. Каюпов, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин, Ф. А. Стариченко, В. И. Волобуев и др.).

Исследования, связанные с поисками нефти, газа и углей, дали много материалов о геологическом строении Приаралья, Восточно-Кызылкумской, Чуйской, Илийской и Алакольской впадин (Г. П. Филипьев, Ф. С. Рабкин, В. И. Дитмар, М. Е. Воскобойников, В. И. Власов, А. Б. Ли, П. Я. Авров, М. М. Майлибаев, А. К. Бувалкин, Б. С. Цирельсон, М. И. Жаймин, В. А. Шурыгин, Р. А. Шахов, В. И. Шрайбман, Т. Б. Саргаскаев, Р. Г. Гарецкий, В. И. Самодуров и др).

По приведенным тематическим исследованиям опубликовано большое число статей в журналах и сборниках, а также ряд монографий. Важное значение для геологических исследований в Южном Казахстане имели совещания по унификации стратиграфических схем палеозоя и допалеозоя Восточного Казахстана (1958 г.) и мезозоя, палеогена и неогена всего Казахстана (1967 г.), а также — первое Казахстанское петрографическое совещание (1965 г.), на которых подведены итоги проведенных исследований. В 1968 г. вышла из печати Геологическая карта Казахской ССР и сопредельных районов союзных республик (составители В. Ф. Беспалов, Л. К. Диденко-Кислицына, М. Д. Серикбаев и др.).

Природные условия Южного Казахстана исключительно разнообразны. Здесь представлены засушливые степи, песчанистые и глинистые пустыни, увлажненные предгорья и горы с узлами оледенения. Климатические условия, почвы, растительность характеризуются отчетливо выраженной высотной зональностью. Территория принадлежит бассейнам бессточных вод Аральского моря, Балхаша, Алаколя. Истоки крупных рек — Сырдарьи, Чу, Или — лежат в высокогорных районах Тянь-Шаня. Множество мелких горных рек иссякает у подножия гор.

В предгорной зоне и по долинам рек расположены основные посевные площади, промышленные предприятия и населенные пункты, где сосредоточена третья часть населения республики.

РЕЛЬЕФ

Примерно четыре пятых площади Южного Казахстана составляют равнины, повышающиеся от отметки 53 *м* у побережья Аральского моря до 700—900 *м* у подножий горных хребтов (рис. 1). Значительную часть равнинной территории, особенно на западе, занимают песчаные пустыни, а в средней части ее, на севере, находится пустынное глинистое плато Бетпак-Дала.

Рельеф юго-восточных районов характеризуется контрастами ландшафтов, значительными колебаниями высот, интенсивной и глубокой расчлененностью, чередованием величественных высокогорных хребтов, среднегорных и низкогорных массивов и межгорных депрессий. Эта часть Казахстана принадлежит горным системам Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау; 70% занятой ими территории находится на высотах более 1500 *м*, а значительная часть — от 3000 до 7000 *м*. Наиболее высокий горный узел Хан-Тенгри расположен на крайнем юго-востоке.

Хребты Тянь-Шаня простираются широтно и субширотно, их фланги осложнены виргациями, веерообразно расходящимися горными грядами. Две низкие горные цепи северо-западной ориентировки — Каратау и Чу-Илийские горы — разделяют Сырдарьинскую, Чуйскую и Южно-Прибалхашскую депрессии. Джунгарский Алатау — горная система на востоке Южного Казахстана соединяется с Тянь-Шанем хребтами Борохоро и Ирен-Хабирга в Китае. Межгорные депрессии, разделяющие хребты, имеют различные размеры и подняты на высоты от 200 до 2000 *м* над уровнем моря. Среди них есть межгорные замкнутые (Илийская, Текесская, Кугалинская, Согатинская, Джувалинская) и периферийные — открытые в сторону крупных депрессий (Басчий-Конуроленская, Жаланашская, Каратальская, Колпаковская и др.).

Горная система Джунгарского Алатау, расположенная между Илийской, Южно-Прибалхашской и Алакольской депрессиями, имеет протяженность с запада на восток около 400 *км*. Северная ветвь Джунгарского Алатау отделена узкой тектонической депрессией (Джунгарские

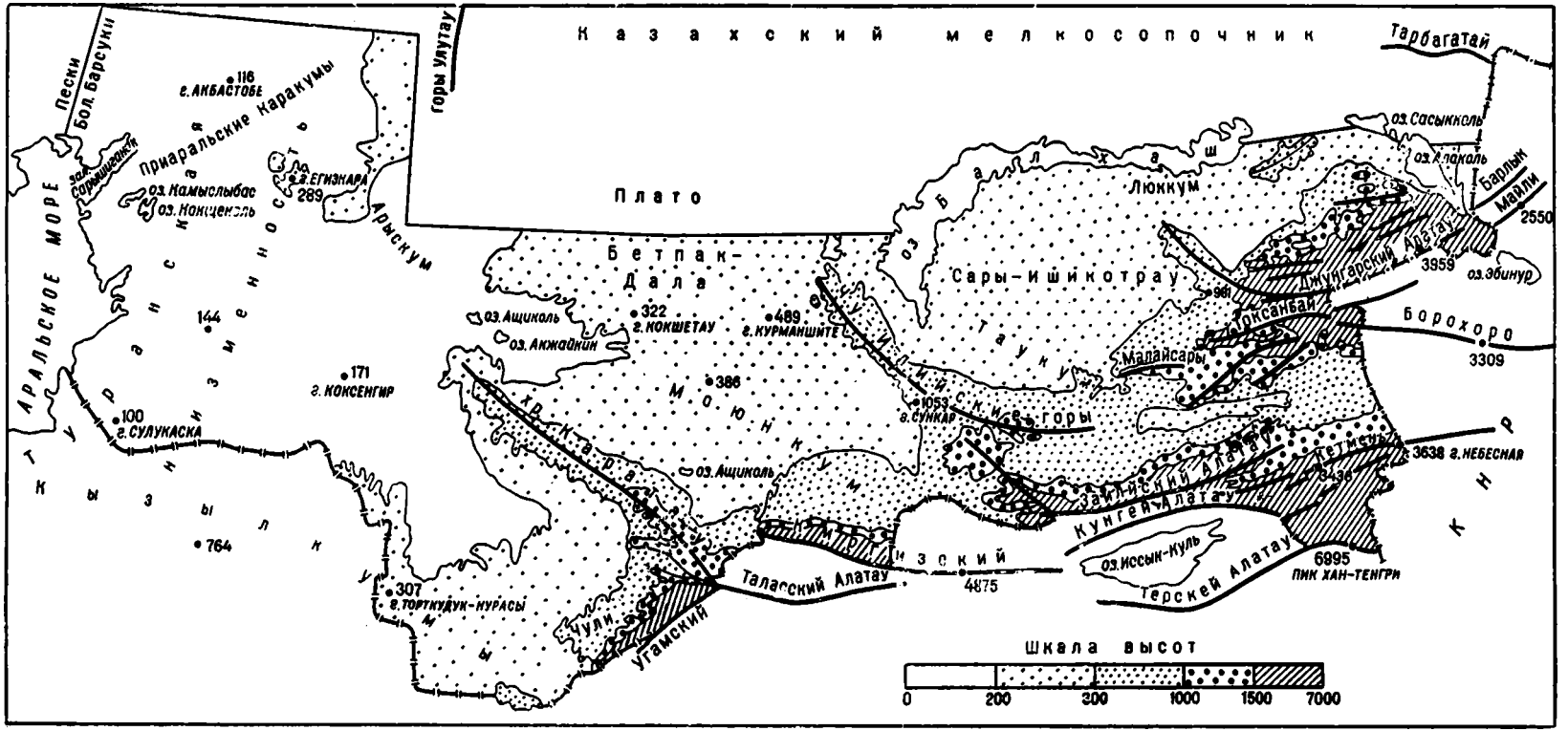


Рис. 1. Гипсометрическая схема Южного Казахстана

ворота или Эбинорский проход) от расположенных в Китае хребтов Майли, Джаир, Барлык. Южная часть горы Токсанбай, Беджинтау (к востоку от меридиана 80° в. д.) отклоняется к юго-востоку (примерно 110°) и уходит в Китай, где называется хр. Борохоро.

Главные ветви разделены Коксу-Бороталинской впадиной. К северу и югу от них расположены параллельные и веерообразно расходящиеся передовые хребты часто с плоскими водоразделами, постепенно снижающиеся к периферии горной системы от высот 4000 до 800 *м* (хребты Кунгей, Кийрыкколь, Жельды-Карагай, Котуркаин, Алтынэмель и др.).

Граница снегов в Джунгарском Алатау лежит на высотах 3000—3200 *м* на северных и 3500—3700 *м* на южных склонах. Современное оледенение невелико, преобладают каровые и висячие ледники; следы древнего оледенения развиты значительно шире. Речные долины являются консеквентными и субсеквентными, обычно с большим количеством крутых изгибов. Пересекая горные гряды, долины становятся антецедентными, приобретают форму глубоких (до 400 *м*), иногда каньонообразных ущелий. В межгорных депрессиях долины корытообразные, с несколькими (до 4—5) террассами. Продольные профили долин в горах — крутые, ступенчатые, с падением 113—130 *м/км*.

Алакольская депрессия (27 тыс. *км*^{2}) заключена между хребтами Тарбагатай, Барлык и Джунгарским Алатау. На юго-востоке она через глубокий и узкий (10—15 *км*) коридор (Джунгарские ворота) соединена с Эбинорской депрессией (в Китае), а на северо-западе открыта к оз. Балхаш.

Прибалхашская депрессия (70 *км*^{2}), ограниченная с запада Чу-Илийскими горами, с севера — оз. Балхаш, с востока — возвышенностями Сайкан, Арганаты, Архарлы и отрогами Джунгарского Алатау, горами Ушкара делится на западную (Южно-Балхашскую) и восточную (Лепсинскую) части. Значительная часть впадины занята песками. Ее пересекают долины рек Каратал и Или, занятые плоскими такыровидными равнинами.

Лепсинская депрессия расположена восточнее р. Каратал и представляет типичную предгорную равнину северного склона Джунгарского Алатау, прорезанную реками Биен, Аксу, Саркан, Баскан и Лепса. В северной части равнины имеются песчаные массивы — Люкум и Таскаракум. Равнина полого наклонена к северу и северо-западу, близ Джунгарского Алатау усложнена многочисленными конусами выноса рек.

Горный узел Хан-Тенгри и отроги Терской Алатау. На крайнем юго-востоке, на границе с Киргизией и Китаем, расположен горный узел Хан-Тенгри, относящийся к системе Центрального Тянь-Шаня. Здесь сходятся пучком и сливаются в единый массив высочайшие хребты — Терской Алатау, Кокшаалтау, Халыктау, Сарыджас и другие (рис. 1, 2). Единый мощный горный массив, поднимающийся от Текесской межгорной депрессии сначала плавно, а затем уступом к Центральному горному хребту, расчленен глубокими меридиональными долинами рек Нарынкол, Баянкол, Какпак и др. Отметки вершин составляют: пик Семенова-Тяньшанского 5816 *м*, Пржевальского 6267 *м* и Хан-Тенгри 6995 *м*. Отроги Терской Алатау, примыкающие к массиву Хан-Тенгри с северо-запада, отличаются относительно мягкими склонами. Вечные снега и спускающиеся в долины ледники занимают в пределах Хан-Тенгри площади выше 3700—3800 *м*, образуя современные гляциальные формы рельефа. Отдельные ледники (р. Баянкол) спускаются до отметки 3430 *м*. Очень широко развиты формы

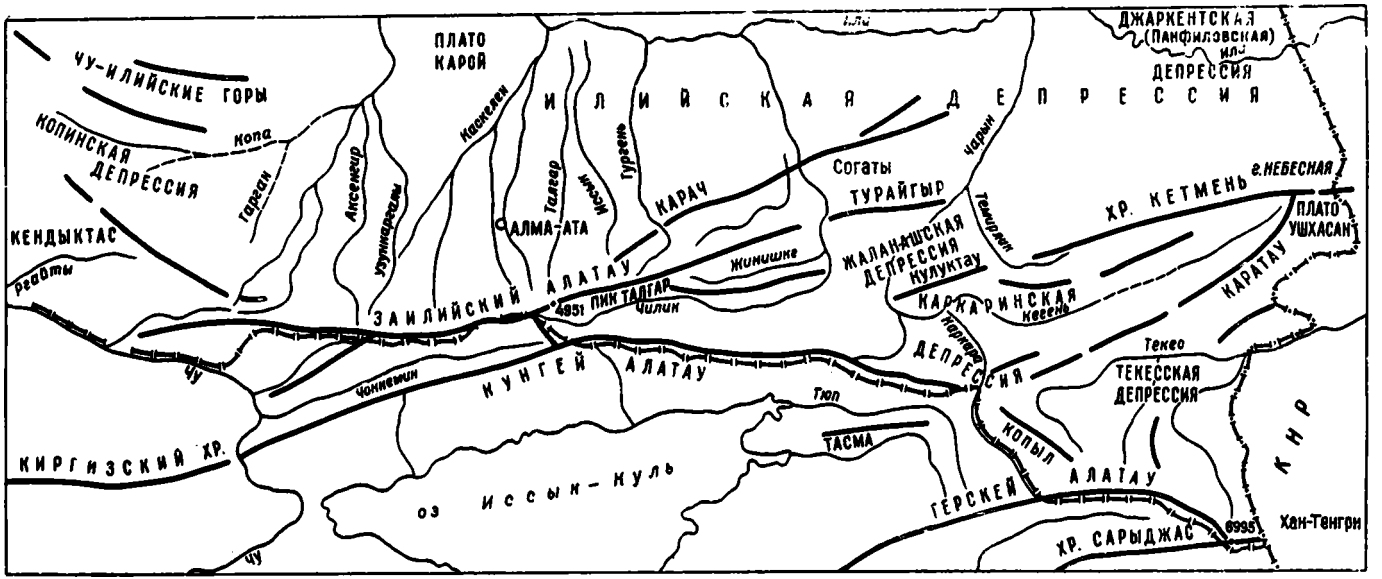


Рис. 2. Орографическая схема Юго-Восточного Казахстана

рельефа древнего оледенения — троги, цирки, кары, морены, прослеживаемые по долинам рек.

Текесская депрессия, обрамленная с севера невысокими грядами гор Каратау и Ельчинбуйрюк, а с запада — хр. Копыл, расположена севернее массива Хан-Тенгри. К Казахстану относится лишь ее западное замыкание.

Каркаринская депрессия ограничена с севера хр. Кетмень, с юго-востока и юга — его отрогами: Каратау, Ельчинбуйрюк, Басулытау, а также хр. Копыл и Улытастау. На юго-западе она открыта Санташским перевалом к Иссыккульской котловине. Западное обрамление образуют отроги Кунгей и Терской Алатау.

Хребет Кетмень в Казахстане протягивается субширотно на 160 *км* между Илийской и Каркаринской депрессиями. От хр. Кунгей Алатау он отделен невысокой седловиной, дно которой глубоко прорезано р. Чарын. Единый на востоке, западе и в верховьях р. Темирлик хр. Кетмень делится на южную (горы Комурчи и Темерлик) и северную (горы Кулуктау) ветви. Высота хребта наименьшая на западе — горы Кулуктау (1800 *м*), наибольшая — на востоке (гора Небесная, 3650 *м*). Водораздельная поверхность почти повсеместно ровная, нередко носит следы ледниковой обработки. Хребет асимметричный, южные склоны короткие; северный склон сильно расчленен и прорезан многочисленными меридиональными узкими и глубокими ущельями рек.

Кунгей Алатау простирается от Каркаринской депрессии выпуклой к северу субширотной дугой на многие десятки километров. Глубоким Боомским ущельем, в котором протекает р. Чу, хребет отделен на западе от Киргизского хребта. В центральной части Кунгей Алатау приближается к водораздельному гребню Заилийского Алатау и смыкается с ним перемычкой, водоразделом рек Чилик и Чон-Кемин. В центральной части хребта абсолютные отметки достигают 4500—4800 *м*. Хребет резко асимметричен: южные склоны короткие и крутые, северные — длинные и пологие, покрытые рыхлыми накоплениями, придающими плавные очертания рельефу предгорий. Водораздел ровный, с отчетливыми площадками выравнивания, смещенными к южному склону. На северных склонах находятся многочисленные цирки, кары, морены, которые низко не опускаются.

Жаланашская депрессия, расположенная на абсолютных высотах 1100—1300 *м*, с юга окаймлена горами Кулуктау и отрогами Кунгей Алатау, а с севера — горами Торайгыр, возвышающимися над ней на 100—150 *м*. Поверхность ее плоская, равнинная, на востоке она открыта к Илийской депрессии, а на западе ограничена отрогами хр. Далаашик и смыкается с узкими горными долинами рек Чилик и Жинишке.

Заилийский Алатау — самая северная цепь Тянь-Шаня. Протягивается с востока на запад почти на 250 *км* от хр. Кетмень до долины р. Чу. Наиболее высока его центральная часть, приуроченная к сочленению Заилийского и Кунгей Алатау, где находится Чилик-Кеминский узел и пик Талгар (4951 *м*) — наивысшая вершина северных хребтов Тянь-Шаня. Отсюда Заилийский и Кунгей Алатау расходятся наподобие буквы «Х», снижаясь к флангам. Центральная часть хребта сильно расчленена и расположена в среднем на высотах 4000 *м*, покрыта снежниками и ледниками (рис. 3). Южный склон короткий, северный — длиннее, с трехъярусным строением. В нижней его части хорошо выражена предгорная ступень (абс. высота 1200—1800 *м*). Вторая, менее четко выраженная ступень (абс. отметки 2000—2500 *м*) с мягкими очертаниями задернованных водоразделов, нередко усложнена одинокими скалами. Основной водораздельный гребень изобилует остроконеч-

ными пиками, зубцами, пирамидами и усложнен цирками, карами и расселинами, по которым спускаются огромные осыпи. Вершины покрыты снежниками, а седловины — ледниками. Высота снеговой линии на северном склоне примерно 3700 *м*. Ледников и снежников на нем мало и они расположены на высотах, как правило, свыше 4000 *м* (см. рис. 3).

На востоке хребет распадается на три среднегорные расходящиеся ветви, разделенные межгорными впадинами. Северную образуют горы Карач, Бокайдынтау и их продолжение за р. Чилик — горы Согаты, Улькун-и Балабогуты; центральную — горы Алабайтал, Бакалы, Торайгыр; южную — хр. Далаашик.

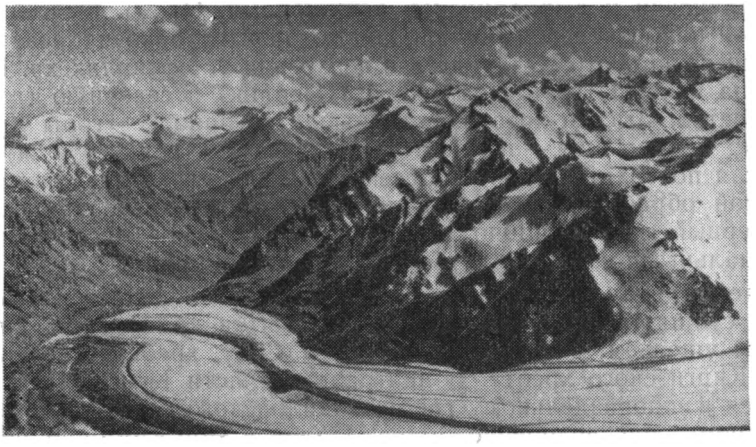


Рис. 3. Ледник Корженевского на южном склоне Заилийского Алатау. Фото Р. В. Болотова

К западу от Чилик-Кеминского узла Заилийский Алатау постепенно понижается и за р. Каракастек носит название Кастекского хребта (3600—1400 *м*). Его осевая часть платообразная, сглаженная; на востоке усложненная невысокими задернованными холмами. Западнее перевала Кастек водораздел узкий, гребенчатый, скалистый. На северном склоне Заилийского Алатау хорошо выражены предгорные ступени.

Илийская депрессия (около 29 тыс. *км*^{2}), отделяющая Джунгарский Алатау от Тянь-Шаня, относится к типу замкнутых структур с отчетливыми географическими границами. На юге она ограничена хр. Кетмень, Заилийским Алатау, Кендыктасом; на севере — Джунгарским Алатау, плато Карой и Чу-Илийскими горами; на западе — замыкается Чокпарским перевалом. Наибольшую ширину имеет на востоке — около 150 *км*. Днище депрессии занято предгорными равнинами, наклоненными от гор к р. Или от абсолютных высот 800—1000 до 450 *м*.

Горы Кендыктас представляют западное продолжение Заилийского Алатау. Они разделяют бассейны рек Чу и Или. Юго-восточная часть гор возвышенная (до 3267 *м*), она называется хр. Жетыжол. Северо-западная часть гор Кендыктас представляет широкий асимметричный платообразный массив, понижающийся на северо-запад от 2500 до 1000 *м* с крутым скалистым северо-восточным и пологим западным склоном.

Чу-Илийские горы. Между Илийской, Чуйской, Южно-Балхашской депрессиями и оз. Балхаш в северо-западном направлении протяги-

вается ряд низкогорных и мелкосопочных массивов: Кулжабасы, Анрахай, Доланкара (Дуланкара), образующих Чу-Балхашский водораздел, и условно отнесенные к Чу-Илийским горам горы Хантау, Койжарылган, Майжарылган, Джамбул, Котнак. Центральную и северную части Чу-Балхашского водораздела занимает возвышенное плато с редкими вершинами, расчлененное логами, полого наклоненное к оз. Балхаш и обрамленное с юго-запада крутым уступом высотой 400—700 *м*. На побережье оз. Балхаш мелкосопочник не кончается, а уходит под воды озера, создавая изрезанность берегов и обусловливая появление многочисленных полуостровов и островов.

Бетпак-Дала. Бетпак-Дала — обширное плато, расположенное между р. Сарысу и оз. Балхаш. Его восточная граница в работе условно принята по Джалаир-Найманской тектонической зоне. С северной стороны Бетпак-Дала ограничена обрывами — чинками высотой до 70—80 *м*, на юге полого снижает к долине р. Чу. Восточная Бетпак-Дала представляет слабо всхолмленную денудационную равнину, на которой местами сохранилась древняя кора выветривания и невысокие сопки и увалы высотой 5—12 *м* (отдельные сопки до 120 *м*). Они разбросаны и разобщены обширными плоскодонными депрессиями и широкими мягко очерченными долинами или группируются, образуя холмистые массивы.

Широко развитые в восточной Бетпак-Дале понижения — впадины и долины, имеют плоские днища, пологие склоны и выполнены размельченными продуктами выветривания. Понижения составляют в диаметре 5—6, а иногда и десятки километров; днища опущены на 10—15 *м* ниже уровня плато.

Западная, Присарысуйская часть Бетпак-Далы представляет почти идеально плоскую равнину, образованную на горизонтально залегающих отложениях кайнозоя. Для нее характерно сочетание плоских слабо возвышенных участков и бессточных понижений — вытянутых логов протяженностью в десятки километров, глубиной 5—10 *м* и шириной до 5 *км*, или плоских депрессий, занятых такырами или солончаками.

Чуйская депрессия расположена между Чу-Илийскими горами, плато Бетпак-Дала, хребтами Каратау и Киргизским. На северо-западе она сливается с Туранской низменностью. Большая часть ее занята песчаным массивом Моюнкумы и лишь неширокие предгорные равнины свободны от песков. Общая площадь около 60 тыс. *км*^{2}, из них 50 приходится на песчаную пустыню. Равнина наклонена на северо-запад; низшие участки находятся в районе оз. Ащиколь (170 *м*). У подножья Киргизского хр. она поднята на 1300 *м* над уровнем моря. Заметное повышение с большими уклонами отмечено у подножий Кендыктаса, Чу-Илийских гор и хр. Каратау, где абсолютные отметки поверхности составляют 600—700 *м*.

Киргизский хребет протягивается широтно от Боомского ущелья на р. Чу до г. Джамбула на 360 *км*; его ширина 30—40 *км*. В пределы Казахстана входит только западная часть его северного склона, заметно понижаясь от 4000 до 800—500 *м* (горы Тектурмас). Для этой части хребта характерна асимметрия склонов, которая в центральной части исчезает. Эрозионная расчлененность возрастает с запада на восток. В верховьях рек наблюдаются древние троги, кары, цирки, морены. Склоны покрыты обширными осыпями. У подножий обособлена предгорная ступень.

Отроги Таласского Алатау. Западное окончание Северного Тянь-Шаня в Южном Казахстане представлено Таласским Алатау и его отрогами — горами Джабаглы, хребтами Угамским, Каржантау. Горы

Джабаглы выражены двумя ветвями северо-восточного простирания протяженностью около 20 *км*. Высота гор достигает у границ Казахстана 4000 *м* и более; несколько южнее границы расположен двухвершинный высочайший пик Таласского Алатау — Манас (4488 *м*). В верховьях рек имеются цирки и кары. Водоразделы покрыты снежниками; встречаются ледники.

Угамский хребет входит в Казахстан частью северо-западного склона, скалистого, прорезанного реками. Наивысшая точка хребта — Сайрамский пик (4229 *м*) — значительный узел оледенения (ледник Аютур). Водораздельные поверхности плоские. Хр. Каржантау — обособленная гряда небольшого протяжения высотой 1800—2000 *м* со сглаженным водоразделом, приподнятым над равниной на 900—1000 *м*.

Хребет Каратау протягивается между Сырдарьинской и Чуйской депрессиями на 420 *км* и состоит из двух параллельных гряд, разделенных плоской депрессией. Западная гряда называется Большой Каратау, восточная — Малый Каратау. Наивысшие отметки Большого Каратау в центральной части — горы Бессаз (2176 *м*) и Мынжилки (1770 *м*); большая часть платообразного водораздела находится на высотах 1500—1700 *м*. Характерны столово-останцовые формы рельефа с плоскими, срезанными вершинами. Малый Каратау выражен менее резко, расчленен на отдельные гряды продольными депрессиями — Большекаройской, Малокаройской, Аксайской и др.

Туранская низменность входит в Южный Казахстан северо-восточной частью и представляет слабо наклоненную к Аральскому морю равнину, ограниченную с востока горами Улутау-Карсакпайского района и хр. Каратау. Ее пониженные участки расположены у Аральского моря (53—100 *м*). К востоку и юго-востоку местность плавно повышается, достигая у юго-восточных окраин абс. высоты 400 *м* и более. Юго-западнее р. Сырдарьи раскинулась плоская песчано-глинистая равнина, пересеченная многочисленными сухими руслами. За ней, южнее, лежит песчаная пустыня Кызылкумы. По правому берегу р. Сырдарьи простирается предгорная равнина юго-западного склона Каратау, наклоненная к реке. От низовьев р. Сырдарьи до низовьев рек Чу и Сарысу поверхность представлена однообразной, почти гладкой равниной, на которой кое-где поднимаются невысокие столовые останцы.

Правобережье р. Сырдарьи в низовьях занято песчаной пустыней Приаральские Каракумы (абс. отметки 80—220 *м*).

ГИДРОГРАФИЯ

Речная сеть Южного Казахстана относится к бессточным бассейнам Аральского моря, Балхаша и Алаколя. В Казахстане находятся только средние и нижние течения наиболее крупных рек, истоки же лежат за его пределами. Наибольшая густота речной сети — в горных и предгорных районах, наименьшая — на равнинах. Большинство рек имеет смешанное ледниково-снеговое питание, обусловливающее короткие весенние паводки и растянутое летнее половодье. В нижней части горных склонов и у периферии конусов выноса формируются реки родникового питания, имеющие более постоянный водный режим. Реки обычно не доносят воды до конечных базисов; часть воды теряется на фильтрацию в рыхлых отложениях, испаряется и разбирается на орошение. К бассейну оз. Балхаш относятся р. Или, ее притоки, реки Джунгарского Алатау и северо-восточных склонов Чу-Илийских гор.

К бассейну системы оз. Алаколь принадлежат р. Тентек с притоком Ортатентек и р. Жаманты, оканчивающаяся в оз. Алаколь, р. Чинжалы, впадающая в оз. Сасыкколь и р. Ргайты, впадающая в оз. Жаланашколь.

К Аральскому бассейну относится Сырдарья. К нему же тяготеют теряющие сток на пустынных равнинах реки Чу, Сарысу, Талас, Асса и мелкие речки, стекающие с Каратау и Киргизского хребта.

Оз. Балхаш, имеющее площадь 19 тыс. *км*^{2} (длина 605 *км*), расположено на отметке 340 *м* над уровнем моря. Полуостров Мынарал делит озеро на западную — пресную и восточную — слоноватоводную половины. Береговая линия изрезана; наибольшая глубина озера 26 *м*.

В Алакольской впадине 529 озер, из них 513 площадью менее 1 *км*^{2}. Наиболее крупные из них — Алаколь, Уялы, Сасыкколь, Жаланашколь.

Аральское море — одно из величайших озер мира (площадь 66,5 тыс. *км*^{2}). Уровень воды расположен на абсолютной отметке 52 *м**, наибольшая глубина 62 *м*. В него впадают крупнейшие реки Средней Азии — Амударья и Сырдарья. Восточные берега низменные, сильно изрезанные; северный берег местами высокий, обрывистый, соленость воды — 11 *г/л*, поверхностные слои — опреснены.

Помимо описанных, в Заилийском и Джунгарском Алатау существуют моренные и обвальные горные озера. Наиболее известные озера в Заилийском Алатау — Большое Алматинское и Иссыкское, исчезнувшее в результате катастрофического прорыва в июле 1965 г.; в Джунгарском Алатау — озера Джаныколь и Караколь. В Каркаринской депрессии в горах Шольдыр, по свидетельству Н. М. Ивкина (1961), имеются провальные озера с горячей соленой водой. На периферии конусов выноса крупных рек озера формируются вследствие выклинивания подземных вод (оз. Усекское на южном склоне Джунгарского Алатау). В долинах крупных рек есть старичные озера с пестроминерализованной водой — пресной, соленой и горько-соленой. В Чуйской депрессии в обширных замкнутых котловинах расположены соленые озера; наиболее крупное из них — оз. Арыс.

Обилие солнечного света и тепла — наиболее характерная черта региона; с мая по август величина воспринимаемой солнечной энергии не меньше, чем в тропиках на 15° с. ш.

Термический режим крайне разнообразен. Общим для всех районов является материковый вид годового хода температуры воздуха. Средние годовые и месячные температуры воздуха возрастают с северо-востока на юго-запад и уменьшаются в горных районах с увеличением абсолютных отметок местности. Континентальность климата проявляется при сравнении абсолютных максимумов и минимумов температур воздуха (в Кызылкумах +45° и —37°), абсолютная амплитуда температур в течение суток достигает 36—51°. Наименьшие колебания температур — вблизи крупных водоемов.

Атмосферные осадки выпадают неравномерно, в зависимости от высотной зональности. Наименьшее количество осадков (116—150 *мм*) получают равнины в районе Аральского моря. По направлению к горам количество осадков увеличивается, достигая на северном склоне Угамского хр. и в Таласском Алатау 1200, в Северной Джунгарии и Заилийском Алатау 1000 *мм* в год. Склоны южной и восточной экспозиций, межгорные депрессии и высокогорные плато получают осадков значительно меньше, чем ниже расположенные хорошо расчлененные северные склоны.

Устойчивость и мощность (6—11 *см*) снежного покрова на равнинах невелики. Частые оттепели разрушают покров. Снежный покров ложится на равнинах в конце ноября — начале декабря и сходит к 20 марта. В горах появление и таяние снежного покрова, его устойчивость

* За последние годы уровень воды значительно снижается.

и мощность зависят от погодных условий, абсолютных отметок, экспозиции склонов, рельефа, метеорологической позиции года.

Среднегодовая абсолютная влажность воздуха на равнинах наименьшая в Бетпак-Дале (5,9 *мб*); наибольшая — на юге. Среднегодовая относительная влажность на Приаральских пустынных равнинах не превышает 40—50%, но несколько (до 60—70%) увеличивается в горах. Среднегодовой дефицит влажности колеблется от 7,4 до 12,3 *мб*, при максимальных значениях в юго-западных пустынных районах и минимальных — на приозерных равнинах и в горных районах. Число ясных дней в году очень велико и колеблется от 200 до 260 с максимумом на крайнем юго-западе.

ПОЧВЫ И РАСТИТЕЛЬНОСТЬ

Сравнительно небольшая широтная протяженность Южного Казахстана и резкая контрастность рельефа и климата предопределили большое значение высотной зональности в распределении почв и растительности по сравнению с широтной географической зональностью и влиянием материнского субстрата. Большая часть равнин Восточно-Кызылкумской, Чуйской, Прибалхашской и Алакольской депрессий занята, по М. А. Глазовской (1952), зоной бурых и сероватых почв, протягивающихся от Аральского моря на восток до границы. Для них характерна растительность с господством белой полыни и степных злаков — ковылей и типчака. Серобурые почвы пустынь встречаются на участках близкого залегания засоленных коренных пород. Бурые солонцеватые почвы распространены на участках, сложенных палеоген-неогеновыми отложениями — в Бетпак-Дале и Южно-Прибалхашской депрессии. Для песчаных пустынь, занимающих обширные площади, характерны заросли белого и черного саксаула; здесь часто встречаются джангил, чингиль, туранга. Широко распространен терескен. Лугово-степные, лугово-каштановые, лугово-аллювиальные и лугово-болотные почвы приурочены к речным долинам и аллювиальным равнинам, покрытым разнотравной растительностью. В долинах рек развита тугайная растительность — ива, джида, туранга, облепиха, шиповник. Из незональных типов почв чаще встречаются солончаки и солонцы, которые, как правило, окаймляют озерные котловины и встречаются в западинах рельефа и долинах рек.

В горных районах видна высотная почвенная зональность. В низком поясе предгорных равнин на лессовом плаще предгорий, на высотах 600—1200 *м* развиты светлые сероземы. Весной на них развивается пышная степная растительность. Более высокий пояс покрывают выщелоченные сероземы, характерные для западных отрогов Тянь-Шаня. Растительность степная или типа сухих саванн. Горные каштановые почвы развиты под ковыльно-типчаковыми степями в предгорьях Джунгарии и восточной части Заилийского Алатау — в засушливых горных районах. Коричневые лугово-степные почвы развиты преимущественно в межгорных сухих депрессиях на высотах 2000—3000 *м*. На этих почвах развиты высокогорные типчаково-ковыльные степи с большим участием субальпийских и альпийских луговых форм. Горно-лесные темноцветные или сероцветные почвы и их оподзоленные разновидности приурочены к лиственным и еловым лесам Джунгарии и Северного Тянь-Шаня, в основном к северным склонам хребтов. Горно-луговые субальпийские и альпийские почвы занимают интервалы высот 2700—3100 *м*, в верхней части зоны хвойных лесов, под кобрезиевыми низкотравными альпийскими лугами. Выше расположена зона ледников, фирновых полей и обнаженных скалистых вершин, местами покрытых лишайниками.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Геологическое строение Южного Казахстана определяется двумя наиболее существенными особенностями — прурочeнностью к Урало-Тяньшанскому палеозойскому складчатому поясу и краевым частям альпийского орогенного неотектонического пояса, протягивающегося от Тянь-Шаня на восток и северо-восток в Центральную Азию и Южную Сибирь. Активная тектоническая жизнь в палеозойскую и кайнозойскую эры обусловила резкую гетерогенность строения как палеозойского основания, так и мезо-кайнозойских структурных элементов. В палеозойском основании выделяются складчатые сооружения, возникшие в каледонскую, герцинскую и, возможно, байкальскую тектонические эпохи. В кайнозойскую эру в обширных районах, охваченных альпийским орогенезом, возникли горные хребты и невысокие кряжи, разделенные депрессиями. Разобщенность выходов палеозойского основания и их разнородность, а также разновременность образования депрессий и их различное внутреннее строение, заставляют выделять в пределах Южного Казахстана ряд геолого-географических районов, различающихся либо особенностями строения палеозойского цоколя, либо особенностями развития в мезозое и кайнозое (рис. 4). Наиболее важным критерием все же является строение домезозойского основания.

В палеозойском фундаменте можно выделить несколько крупных областей, выходящих за пределы Южного Казахстана. Центральные и западные районы занимает Казахстанско-Тяньшанский массив каледонской консолидации, западные районы которого скорее всего сформировались еще в докембрии. Центральные районы массива отличались стабильностью развития в среднем и верхнем палеозое; в его краевых районах в это время проявлялись достаточно активные движения, эффузивный и гранитоидный интрузивный магматизм. Северо-восточный район Южного Казахстана (центральные и северные части Джунгарского Алатау и площади прилегающих к ним впадин) консолидировался в герцинскую эпоху и принадлежит Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой области. На западе и юго-западе граница каледонского массива с герцинскими складчатыми системами — Уральской и Южно-Тяньшанской проходит вблизи границ описываемой территории; эти системы, если и входят частично на площадь Южного Казахстана, то ничтожными участками под мощным покровом мезо-кайнозойских образований и поэтому в данном томе не описываются.

На западе Южного Казахстана выделен ряд районов, краткая характеристика которых дана ниже.

Район Большого Каратау и отрогов Таласского Алатау охватывает территорию хр. Большого Каратау, горы Джабаглы, хр. Каржантау, северную часть Угамского хр. и предгорья этих горных сооружений. Восточная граница района проходит вдоль северо-восточной ветви Главного Каратауского разлома и по Таласо-Ферганскому разлому. Его юго-западная граница условна и проводится вдоль

подножий горных сооружений, причем все выходы палеозойских образований отнесены к этому району.

К западу от района Большого Каратау и отрогов Таласского Алатау находятся Восточные Кызылкумы — район, полностью перекрытый меловыми и кайнозойскими отложениями. Образования домезозойского основания вскрыты единичными скважинами, они представлены дислоцированными и в разной степени метаморфизованными палеозойскими образованиями. Юрские породы отмечены на отдельных небольших участках; меловые и кайнозойские — повсеместно, среди них есть горизонты морских осадков. Наибольшей мощности осадки кайнозоя достигают на юго-востоке, вблизи отрогов Таласского Алатау, до-

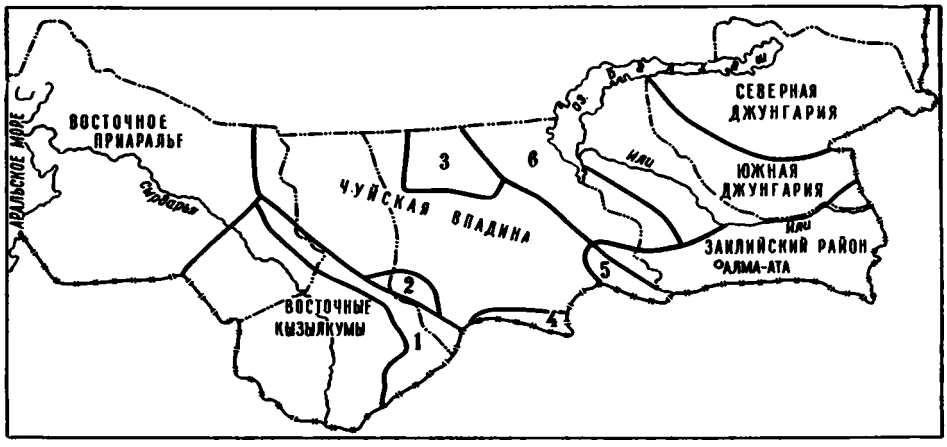


Рис. 4. Схема геолого-географического районирования Южного Казахстана

Районы: *1* — Большой Каратау и отроги Таласского Алатау; *2* — Малый Каратау; *3* — Восточная Бетпак-Дала; *4* — Киргизский хребет; *5* — Кендыктас; *6* — Чу-Балхашский район

казывая активность альпийских движений в этой части района. Меловые и кайнозойские отложения Восточных Кызылкумов описаны совместно с синхронными осадками предгорий Каратау и Таласского Алатау.

На северо-западе Восточные Кызылкумы сливаются с Восточным Приаральем — частью Туранской плиты, очень слабо захваченной альпийскими движениями. Границы Восточно-Приаральского района условны. На севере и западе они совпадают с рамками описываемой территории; на востоке граница проводится вдоль линии, соединяющей южный фланг Улутау-Карсакпайского выступа домезозойского основания и северо-западное окончание хр. Каратау, а на юге — от северо-западного погружения Каратау к горам Букантау. Строение домезозойского основания пока еще слабо изучено. Очень редкие буровые скважины дошли до послеинверсионного (орогенного) этажа, предположительно верхнепалеозойских отложений. В этом районе земная кора видимо консолидировалась в докембрии или, может быть, нижнем палеозое. Складчатое основание прикрыто значительным послеинверсионным (орогенным, возможно субплатформенным) чехлом среднего и верхнего палеозоя. На крайнем северо-западе он возможно отсутствует. В районе известны верхнетриасовые отложения, выполняющие грабенообразные депрессии. На востоке района в грабенах могут находиться и юрские образования, а на западе и юго-западе они имеют

площадное распространение. Меловые и палеогеновые отложения развиты очень широко, среди них много морских; неогеновые и четвертичные — ограниченно, они имеют небольшие мощности.

Чуйская впадина в Южном Казахстане занимает центральное положение. Она прикрыта чехлом кайнозойских отложений и обрамлена выступами фундамента эпигерцинской платформы — самостоятельными геолого-географическими районами — Малым Каратау, Киргизским хребтом, Кендыктасом, Чу-Балхашским водоразделом, Восточной Бетпак-Далой, а также уже упомянутым Большим Каратау. Чуйская впадина, Малый Каратау, Киргизский хребет, Восточная Бетпак-Дала и отчасти Кендыктас относятся к области, устойчиво консолидированной в каледонское время. Для этих районов общими являются активная позднеордовикская складчатость, гранитоидный позднеордовикский (возможно силурийский) магматизм, отсутствие осадков силура, вулканогенный состав или полное отсутствие нижне-среднедевонских толщ, слабое развитие девонских и почти полное отсутствие каменноугольных и пермских интрузий, карбонатно-терригенный, иногда галогенный состав каменноугольных и пермских толщ, слабые герцинские дислокации.

Район Малого Каратау охватывает территорию одноименных гор, ограниченную с востока чехлом кайнозойских отложений. Характерно распространение докембрийских терригенных и нижнепалеозойских карбонатных отложений, отсутствие девона (он известен лишь у границы с Большим Каратау и связан с осадконакоплением в пределах последнего). Несогласия внутри нижнего палеозоя отсутствуют, а между ним и докембрием выражены сравнительно слабо.

Под названием «Киргизский хребет» рассмотрена часть этого горного сооружения, принадлежащая Казахстану (северные склоны его западного фланга). Для этого района характерно широкое развитие протерозойских метаморфических пород и нижнепалеозойских образований, представленных различными типично геосинклинальными отложениями, раннеордовикский и позднеордовикский гранитоидный магматизм, значительное число внутренних несогласий в нижнем палеозое и особенно крупного внутри нижнего отдела ордовика. Активная складчатость и инверсия произошли в позднем ордовике. В Киргизском хребте известны девонские вулканиты. Этот район входит в альпийский неотектонический пояс.

Под названием Восточной Бетпак-Далы описан район, с юга и запада обрамленный кайнозойскими образованиями Чуйской впадины, с востока — зоной Джалаир-Найманского разлома, отделяющего его от Чу-Балхашского района. Его северная граница совпадает с рамкой описываемой территории (параллель 46° с. ш.). Отличительной особенностью этого района является широкое распространение верхнепротерозойских и кембрийских толщ, представленных весьма различными породами. Ордовикские отложения здесь неизвестны. Широко распространены ордовикские гранитоиды. Обширные площади занимают нижне-среднедевонские вулканиты и терригенные осадки, терригенно-карбонатные толщи верхнего девона — нижнего карбона. Герцинские движения имели достаточную интенсивность, но развитие магматических пород этого возраста не доказано. Альпийских перемещений почти не было, и территория района входит в пределы Центрально-Казахстанского щита эпигерцинской платформы.

Чуйская впадина — крупный геолого-структурный элемент, развивавшийся в виде депрессии в каменноугольном и пермском периодах и кайнозое. Строение его догерцинского основания изучено слабо.

Предполагают, что его образуют структурно-формационные зоны, которые выделены севернее и южнее впадины. Есть однако мнения о своеобразном развитии отдельных участков впадины, где предполагают наличие докембрийских, стабильных в нижнем палеозое блоков. Присутствие в основании герцинских толщ нижне-среднедевонских вулканитов возможно на восточных участках впадины. На северо-востоке развиты мощные верхнедевонские соленосные образования. Нижнюю часть эпикаледонского чехла образуют главным образом терригенные и карбонатные каменноугольные отложения, сменяющиеся кверху карбонатно-терригенными и соленосными образованиями перми. Герцинские дислокации были очень слабыми, а тектонический режим близок к платформенному; герцинские магматические образования отсутствуют. Альпийский чехол маломощен, триасовых и юрских пород нет, меловые — известны лишь на северо-западе впадины; палеогеновые отложения на юго-востоке также отсутствуют. Среди мел-палеогеновых осадков есть и морские. Альпийский тектогенез сказался относительно слабо; увеличение мощности и заметные дислокации кайнозойских отложений отмечаются лишь у подножий Северо-Западного Каратау и Киргизского хребта.

Чу-Балхашский и Заилийский районы, Южную Джунгарию и отчасти Кендыктас объединяют в одну область неустойчивой каледонской консолидации активные герцинские тектонические и магматические процессы (в Чу-Балхашском районе — в основном девонские). Чу-Балхашский район включает участки одноименного водораздела, Чу-Илийские горы (за исключением их восточного фланга) и Западное Прибалхашье. С запада и юго-запада он обрамлен ветвями Джалаир-Найманского разлома, с юга — западным (Копинским) флангом Илийской впадины, с востока — озером Балхаш и Южно-Балхашской впадиной. На юго-востоке граница условно проводится по контуру распространения верхнепалеозойских вулканитов, которые отнесены уже к Южно-Джунгарскому району. Северной границей является параллель 46° с. ш. Докембрийские образования в районе распространены относительно слабо, гораздо более широким развитием пользуются геосинклинальные отложения раннего этапа — кембрийские, инверсионного этапа — ордовикские и силурийские. Нижне-среднедевонские вулканиты послеинверсионного (орогенного) этапа занимают большие площади, позднедевонские и раннекаменноугольные терригенные, реже карбонатные, — ограниченные. Для района характерны складчатые дислокации в начале ордовика и внедрение раннеордовикских и, возможно, позднекембрийских ультраосновных интрузий. Ордовикские, силурийские и девонские отложения лежат без ярко выраженных складчатых несогласий. Позднеордовикские интрузии гранитоидов, обычные для Южного Казахстана неизвестны, среднеордовикские развиты лишь вдоль зон разрывных дислокаций. Зато большую площадь занимают девонские гранитоиды, слагающие несколько крупных массивов. Каменноугольные интрузивные породы развиты мало. Альпийские тектонические движения выражены слабо, но отчетливо, особенно в южных частях.

Кендыктас — небольшой район, резко обособленный от смежных выступов эпигерцинского фундамента Чуйской и Илийской (Копинской) впадинами, перекрытыми рыхлыми отложениями, и от Чу-Балхашского и Заилийского районов — зонами разрывов. Строение его не вполне однородно. Северо-западная часть тяготеет к Восточно-Бетпакдалинскому району, юго-восточная — к Заилийскому. У района есть своеобразные черты. Сравнительно широко распространены позднеордовикские гранитоиды и умеренно, тесно связанные с ними простран-

ственно метаморфические, предположительно докембрийские образования. На северо-западе известны позднекембрийские кремнисто-карбонатные отложения, а на юго-востоке — ордовикские вулканогенно-осадочные геосинклинальные. Позднеордовикские движения привели к активной складчатости, инверсии и внедрению интрузий гранитоидов. Послеинверсионные девонские породы лежат резко несогласно на размытой поверхности каледонского основания и представлены наземными красноцветами и вулканитами. Состав верхнедевонских и нижнекаменноугольных толщ на северо-западе и юго-востоке Кендыктаса — различен. Если на северо-востоке отложения только терригенные, красноцветные, то на юго-востоке наряду с красноцветами широко распространены наземные вулканиты, преимущественно средние и умеренно-кислые. Заведомо девонских интрузий гранитоидов нет, каменноугольные, не особенно крупные, известны на ряде участков. Альпийские движения значительно подняли район; интенсивность их проявления нарастала к юго-востоку.

В Заилийский район входят участки хребтов Заилийского, Кунгей и Терской Алатау, хр. Кетмень, горного массива Хан-Тенгри, смежных с ними Илийской, Каркаринской, Текесской и более мелких впадин. В районе известны образования докембрия и всех систем палеозоя, мезозоя и кайнозоя. Кембрийские, ордовикские и силурийские отложения — геосинклинальные, раннего и инверсионного этапов. Они весьма различны по составу — терригенные, вулканогенные, карбонатные; толщи разделены рядом внутренних несогласий. С позднекембрийскими или раннеордовикскими движениями связаны интрузии ультраосновных пород и габбро. Главная складчатость отвечает концу ордовика. С ней, помимо общей инверсии района (кратковременной на востоке и окончательной на западе), связано внедрение крупных гранитоидных масс. Силурийские и отчасти верхнеордовикские породы, слагающие наложенные структуры, известны только в восточной части района. После их отложения и складчатости наступила окончательная инверсия. Девонские отложения, представленные вулканитами и красноцветными образованиями, распространены ограниченно. Нижнекаменноугольные толщи — вулканиты (преобладают) и красноцветы широко распространены в северных частях района, карбонатно-терригенные осадки — в юго-восточных (восточные склоны хр. Кунгей Алатау, северные склоны массива Хан-Тенгри и хр. Терской Алатау). Верхнепалеозойские образования распространены преимущественно в северных частях Заилийского района, где они представлены вулканитами и продуктами их перемыва. На юге района осадконакопление завершилось терригенно-карбонатными отложениями среднего карбона. Внедрение герцинских гранитоидных интрузий имело место в среднекаменноугольную эпоху и позже, в перми. Позднегерцинские интрузии пестры по составу — от габбро до аляскитов и сиенитов. Юго-восточная часть Заилийского района отличается от северных отсутствием каменноугольных магматических образований, как интрузивных, так и эффузивных, что сближает ее с областью устойчивой каледонской консолидации. Тем не менее, для удобства изложения материала она включена в район. Мезозойские (верхнетриасовые, юрские и меловые) отложения в Заилийском районе известны в восточной (Джаркентской) части Илийской впадины. Юра развита также в хр. Кетмень (на плато Ушхасан). Палеогеновые осадки развиты шире и вскрыты в глубоких прогибах Илийской впадины. Неогеновые образования, также как и четвертичные, занимают значительные площади во всех впадинах. Их мощности и закономерности распространения, как и особенности рельефа, характеризуют высокую активность неотектонических движений.

Южная Джунгария — район, смежный с Джунгаро-Балхашской герцинской складчатой системой. От Северной Джунгарии он отделен зоной Текели-Сайрамнорского разлома. На западе к нему тяготеет неглубокая Южно-Балхашская впадина, фундамент которой на востоке и в центре имеет строение, идентичное Южной Джунгарии. На юго-западе к Южной Джунгарии относятся плато Карой и юго-восточный фланг Чу-Илийских гор. На юге район ограничен Илийской впадиной.

Наиболее древние нижнепалеозойские отложения известны на севере, где представлены мощной толщей, условно разделяемой по смене существенно терригенных образований карбонатными и карбонатно-терригенными на кембрий и ордовик. Формирование нижнепалеозойской толщи завершилось складчатостью, инверсией и внедрением позднеордовикских гранитоидных интрузий. Эффузивно-осадочные морские геосинклинальные образования силура встречены только в южной части района, где они трансгрессивно залегают на позднеордовикских гранитоидах. Девонские породы распространены ограниченно и рассматриваются в разделе о Северной Джунгарии. На севере они отложились при кратковременных вторжениях моря с севера, из девонской геосинклинали; на юге представлены послеинверсионными терригенными и вулканогенными образованиями. Широко развиты нижне-среднекаменноугольные вулканогенно-осадочные отложения послеинверсионного этапа (красноцветные, угленосные, реже зеленоцветные наземные терригенные образования, обильные разнообразные вулканиты состава от андезитов, реже базальтов, до липаритов). Изменение фаций каменноугольных отложений наиболее отчетливо фиксирует положение северной границы района, за которой лежит область распространения морских терригенных геосинклинальных осадков. В Южной Джунгарии обильны среднекаменноугольные гранитоиды, которые обнажены в антиклинориях. Наземные вулканогенно-осадочные верхнепалеозойские отложения сопровождаются многочисленными субвулканическими и интрузивными телами. Позднегерцинская складчатость была слабой. Во впадинах между поднятыми блоками эпигерцинского основания кое-где отмечаются отложения, возраст которых является спорным (верхнемеловым?). Палеогеновые осадки известны, но развиты ограниченно; много шире распространены неогеновые и четвертичные, выполняющие многочисленные межгорные впадины. Мезозойские и кайнозойские породы — наземные. Альпийские движения в районе выражены очень сильно.

К Северной Джунгарии относятся: площадь Северного Главного Джунгарского Алатау, прилегающие впадины — Лепсинская и Алаколь-ская, невысокие возвышенности между озерами Балхаш и Алаколь, а также возвышенности к юго-востоку от последнего и северо-восточная часть Южно-Балхашской впадины вдоль р. Каратал. Палеозойский фундамент Северо-Джунгарского района относится к герцинской складчатой системе. Наиболее древние образования (как и в Южной Джунгарии) — нижнепалеозойские, преимущественно терригенные, отчасти карбонатные. Они обнажены только в южной части района. Здесь же известны и позднеордовикские интрузивы гранитоидов. Самыми распространенными отложениями являются морские геосинклинальные главным образом терригенные, реже карбонатные и вулканогенные образования девона и карбона. В толщах девона и карбона в зонах внутригеосинклинальных поднятий отмечены внутренние несогласия; в прогибах осадконакопление шло практически непрерывно. Главная складчатость приурочена к середине каменноугольного периода; после нее по-

следовала резкая инверсия, внедрение ультраосновных пород, массивы которых тяготеют к зоне Алакольско-Джунгарского разлома и более широко распространенных средне-верхнекаменноугольных гранитоидов. Наиболее молодые верхнепалеозойские породы отмечены в двух фациях. Известны верхнекаменноугольные — пермские вулканогенные образования, чередующиеся с продуктами их перемыва, обычно красноцветными, и пермские существенно терригенные породы, локализованные в полосе Алакольско-Джунгарского разлома. Выделяются и пермские интрузии гранитов. Верхнетриасовые и юрские терригенные и угленосные породы изучены на восточном склоне Алакольской впадины и видимо распространены в ее погруженных частях. Меловые породы неизвестны. Палеоген развит во впадинах Северо-Восточной Джунгарии и на склонах возвышений в северной части района (горы Арганаты и др.). Неогеновые и четвертичные отложения, также как и в других районах неотектонической активизации, распространены широко и имеют значительные мощности, быстро сокращающиеся в крупных впадинах в северо-западном и северном направлениях.

ДОКЕМБРИЙ

ВВЕДЕНИЕ

Докембрийские метаморфические и осадочно-вулканогенные образования на территории Казахстана пользуются ограниченным распространением и слагают ядра каледонских антиклинориев. Наиболее древние образования гнейсового комплекса условно отнесены к нижнему — среднему протерозою и представлены различными кристаллическими сланцами, орто- и парагнейсами, развитыми в небольших тектонических блоках и останцах кровли гранитоидных интрузий в горах Кендыктас, Заилийском Алатау, Чу-Балхашском районе и Каратау. Относительно более молодыми считаются породы киргизской серии (метаморфические сланцы, мраморы и кварциты), слагающие в западной части Киргизского хребта ядро Макбельского антиклинория.

Более полно представлены и дробно расчленены отложения верхнего протерозоя (рифея и венда), в которых найдены древнейшие представители органической жизни — строматолиты и микрофитолиты. Эти отложения, выделенные в Большом и Малом Каратау, горах Джабаглы и западной части Киргизского хребта, состоят преимущественно из разнообразных терригенных и хемогенных пород и вулканитов андезито-базальтового и липаритового состава.

Граница между средним и верхним протерозоем в Южном Казахстане точно установлена только в Макбельском антиклинории, где рифейский комплекс отделен заметным несогласием от метаморфического дорифейского фундамента. В других районах рифейские и дорифейские образования различаются до некоторой степени условно, в основном по резкой метаморфизации пород. Образования низов протерозоя превращены в большинстве случаев в гнейсы и кристаллические сланцы; метаморфизм пород рифея, как правило, не превышает зеленосланцевой фации. Вендские отложения, а нередко и верхнерифейские, по степени метаморфических преобразований не отличаются от нижнепалеозойских.

Граница между протерозоем и палеозоем прослежена только в Малом Каратау, где непосредственно под фаунистически охарактеризованными породами чулактауской свиты нижнего кембрия лежат беркутинская свита и каройская серия верхнего протерозоя.

Древние толщи Южного Казахстана впервые описаны в конце прошлого века. В 20—40-х годах текущего столетия их изучали В. А. Николаев, В. Г. Мухин, Ю. П. Ивенсен, В. М. Сергиевский, А. В. Пейве, Д. И. Яковлев, В. К. Монич, А. А. Лавров и др. Они заложили основы стратиграфического расчленения древних толщ. Особенно большое внимание докембрийские образования привлекли в 50—60-е годы, когда вышла серия обобщающих работ, сопоставляющих разрезы докембрия отдельных районов Северного Тянь-Шаня и Центрального Казахстана (Анкинович, 1961; Белькова и Огнев, 1961, 1964; Королев, 1956, 1960, 1962; Королев и Крылов, 1962; Макарычев, 1957; Медведев, 1960; Недовизин, 1963).

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

Докембрийские толщи в Большом Каратау слагают ядро Каратауского антиклинория, обнажаясь вдоль Главного Каратауского разлома на северо-восточных склонах хребта. На небольших участках в ядрах антиклиналей и узких тектонических блоках докембрийские породы обнажены также в зоне сочленения Каратауского и Таласского хребтов — в горах Джабаглы, Боролдайтау, Кулантау и др. Древнейшие образования этого района расчленены на бессазскую серию гнейсов и кристаллических сланцев, урстатинскую свиту филлитизированных песчаников и сланцев, бакырлинскую свиту мраморов и мраморизованных известняков, кайнарскую вулканогенную свиту и улутаускую серию, подразделенную на ранскую (конгломератово-песчаниковую), карагурскую (глинисто-сланцевую) и аксумбинскую (карбонатно-глинисто-сланцевую) свиты. К самым верхам верхнего докембрия в последнее время относят байконурскую свиту «тиллитоподобных» конгломератов.

В. Г. Королев (1962, 1966, 1967) сопоставив докембрий Каратау с разрезами хребтов Сарыджаза, Таласского Алатау и западной части Киргизского, пришел к выводу, что улутаускую серию, для которой большинством исследователей принимался нижнекембрийский возраст, также следует относить к верхам докембрия.

Бессазская серия. Наиболее древняя толща Большого Каратау, названная Г. И. Макарычевым бессазской свитой, обнажается на его северо-восточном склоне в районе горы Бессаз. Она слагает тектонический блок, приуроченный к ядру Каратауского антиклинория, крылья которого сложены породами позднего докембрия и нижнего палеозоя. Эта свита впервые была установлена в 1947 г. Н. М. Саловым, а в конце 50-х годов описана Н. И. Николаевым, Л. В. Беляковым, В. И. Пазиловой и Г. М. Дембо. Впоследствии ее изучением продолжала заниматься В. И. Пазилова (1968), предложившая возвести ее в ранг серии и расчленившая ее на основе различий петрографического состава, степени магматизации и гранитизации на три свиты. * Первая сложена плагиогранито-гнейсами, микроклиновыми гнейсами, амфиболовыми, амфиболо-биотитовыми сланцами, реже амфиболитами и карбонатно-слюдяными сланцами. Для нее характерны интенсивная мигматизация и отчасти гранитизация. Вторая свита состоит преимущественно из амфиболитов, амфиболовых сланцев и полосчатых амфиболо-цоизитовых пород. Менее развиты микроклиновые и плагиоклазовые, иногда гранатсодержащие гнейсы. Она прорвана многочисленными мелкими телами мелкозернистых габбро, превращенных в габбро-амфиболиты и амфибол-цоизитовые породы. В сланцах и сланцеватых амфиболитах широко развита мигматизация. Третья свита представлена гранато-мусковитовыми сланцами с прослоями амфиболовых, амфиболо-цоизитовых сланцев.

Определение нижне-среднепротерозойского возраста бессазской серии основано на ее локализации в ядре антиклинория, облекаемом рифейскими образованиями.

Урстатинская свита впервые установлена в Большом Каратау в 1963 г. В. Г. Королевым и А. А. Недовизиным. Она сложена серыми и зелено-серыми филлитизированными существенно кварцевыми песчаниками, алевролитами, филлитовидными сланцами, прослоями известняков и вулканитов основного состава, черных и серых микрокварцитов. Мощность ее около 1500 *м*. Основание урстатинской свиты не обнаружено. Органические остатки в ней не найдены.

* Выделение этих свит не отвечает правилам МСК. *Прим. ред.*

Наилучшие обнажения свиты в Большом Каратау находятся в нижней части долин рек Урстата, Акуюк и Бакай в ядре антиклинальной складки; на ее юго-западном крыле обнажены породы бакырлинской и кайнарской свит. В нижней части водораздельного пространства рек Ран и Кумысты верхи урстатинской свиты выходят в ядре небольшой антиклинали, крылья которой сложены бакырлинскими известняками. На юго-западном крыле последние перекрыты вулканитами кайнарской свиты.

По левому склону в нижней части долины р. Урстата в своей нижней части урстатинская свита представлена зелено-серыми альбито-серицито-хлоритовыми, кварцево-хлоритовыми сланцами с прослоями мраморизованных известняков, а также альбито-хлорито-эпидотовых сланцев. Верхняя часть свиты образована кварцево-серицитовыми и хлоритовыми сланцами и филлитизированными песчаниками и алевролитами. Общая мощность разреза превышает 1420 *м*. На урстатинской свите здесь согласно залегают известняки бакырлинской свиты.

На водоразделе рек Ран и Кумысты среди филлитизированных алевролитов и кварцево-серицитовых сланцев верхов свиты имеются прослои черных микрокварцитов мощностью 5—10 *м*. Песчаники преимущественно кварцевые (60—80%), содержат плагиоклаз (10—15%) и акцессории. Кластические зерна окружены регенерационными каемками. Цемент песчаников состоит из агрегата кварца, альбита, хлорита и серицита; чешуйчатые минералы ориентированы по слоистости. Кварцево-хлоритовые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы иногда содержат порфиробласты альбита.

Бакырлинская свита впервые выделена Н. Л. Бубличенко и Н. А. Дорофеевым в 1932 г. Она обнажена в тектонических блоках в нижней части северо-восточного склона Большого Каратау; наиболее широко развита в северо-восточной части хребта, где ею сложены горы Бакырлы, Шован, Айгыржал, а также водораздел рек Аксумбе и Суындык. В долинах рек Урстата, Бакай и Ран она согласно залегает на песчаниках урстатинской свиты.

Бакырлинская свита состоит из однообразных серых и светло-серых, местами охристых, доломитизированных и мраморизованных известняков, различающихся только структурными и текстурными признаками. В ее составе преобладают массивные разности, меньшее значение имеют слоистые и тонкополосчатые. Породы меняются от типичных мраморов с характерной гранобластической структурой до мелкозернистых доломитизированных известняков. Мощность бакырлинской свиты 200—400 *м*.

В бакырлинских известняках в бассейне р. Бакырлы в 1932 г. Н. Л. Бубличенко и Н. А. Дорофеев нашли строматолиты типа *Collenia,* а в 1963 г. И. Н. Крылов в долине р. Урстата обнаружил столбчатые строматолиты типа *Baicalia* (?). А. А. Недовизин нашел столбчатые строматолиты в долине р. Бакай в 1966 г.

Кайнарская свита согласно, местами с размывом, лежит на бакырлинских известняках. Наибольшие споры в стратиграфии докембрия Большого Каратау вызывают взаимоотношения вулканитов кайнарской свиты и бакырлинских известняков. Комплекс верхнепротерозойских (рифейских) осадочно-эффузивных пород Н. М. Салов (1943—1947 гг.) подразделил на две свиты: известняковую (ныне бакырлинскую) и вулканогенно-осадочную (кайнарскую). Исходя из общих структурных построений, он считал, что кайнарские вулканиты венчают разрез протерозойских образований. С. Г. Анкинович (1961) и Г. И. Макарычев (1957) предположили, что в основании разреза лежат кайнарские эффузивы, а бакырлинские известняки налегают на них, т. е. пе-

ревернули схему Н. М. Салова. В 1963 г. В. Г. Королеву и А. А. Недовизину по рекам Бакай, Ран и в урочище Акмая удалось установить, что кайнарская свита залегает выше бакырлинской. В междуречье Суындык — Карагур (рис. 5) хорошо видно, что кайнарская свита слагает ядра небольших брахиформных синклинальных складок, налегая на бакырлинские известняки. На правом склоне р. Суындык маркирующим горизонтом служит пачка пестроокрашенных тонкополосчатых известняков, кровля которой является почвой кайнарской свиты. Контакт кайнарской и бакырлинской свит фиксируется в обнажении у род. Шага в нижней части правого склона долины р. Суындык. Взаимоотношения свит изучены также в 4 *км* юго-восточнее пос. Аксумбе в логе

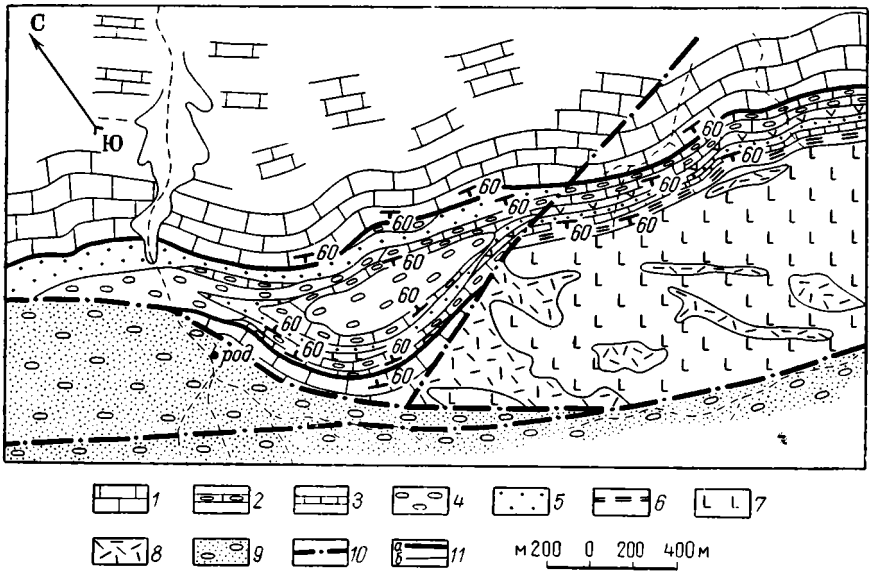


Рис. 5. Геологическая схема участка междуречья Суындык — Карагур (по А. А. Недовизину)

1 — известняки и доломиты бакырлинской свиты; *2—6* — нижняя подсвита кайнарской свиты; *2* — известняковые конгломераты, *3* — известняки, *4* — полимиктовые конгломераты, *5* — красноцветные кварцевые и аркозовые песчаники, *6* — кремнистые алевролиты; *7* — основные вулканиты средней подсвиты; *8* — липаритовые порфиры; *9* — ордовикские отложения; *10* — тектонические нарушения; *11* — линии контактов: *а* — между свитами, *б* — между различными породами внутри свиты

Актымсай, где кайнарская свита налегает на бакырлинские известняки, слагая ядро брахиформной синклинали.

Кайнарская свита в Северо-Западном Каратау делится на три подсвиты (рис. 6). Нижняя (терригенная) мощностью 60—250 *м* сложена красноцветными кварцево-полевошпатовыми песчаниками, конгломератами и гравелитами с известковистым и песчанистым цементом; подчиненное значение имеют прослои известняков, основных вулканитов, кремнистых и углистых сланцев. Конгломераты иногда по облику напоминают седиментационную брекчию. Галька слабо окатана, представлена почти исключительно филлитизированными песчаниками и филлитами, изредка — микрокварцитами. В известковистых конгломератах галька состоит преимущественно из массивных и слоистых известняков типа бакырлинских (рис. 7), реже микрокварцитов и филлитовидных сланцев. Размер галек обычно 5—10, реже 20—30 *см*.

Для нижней подсвиты характерна очень резкая фациальная изменчивость, выражающаяся сменой (на интервалах в первые сотни метров)

косослоистых красноцветных песчаников полимиктовыми, либо известковистыми конгломератами, слоистых известняков — известняковыми конгломератами. В районе рек Урстата, Бакай и Кайнар подсвита сложена глинисто-хлоритовыми сланцами с единичными прослоями известняков. Г. И. Макарычевым она относилась здесь к шованской свите. На северо-западном погружении Бакырлинской гряды, на правом склоне долины р. Актымсай, в нижней подсвите существенную роль играют белые кварцевые песчаники, залегающие непосредственно выше базаль-

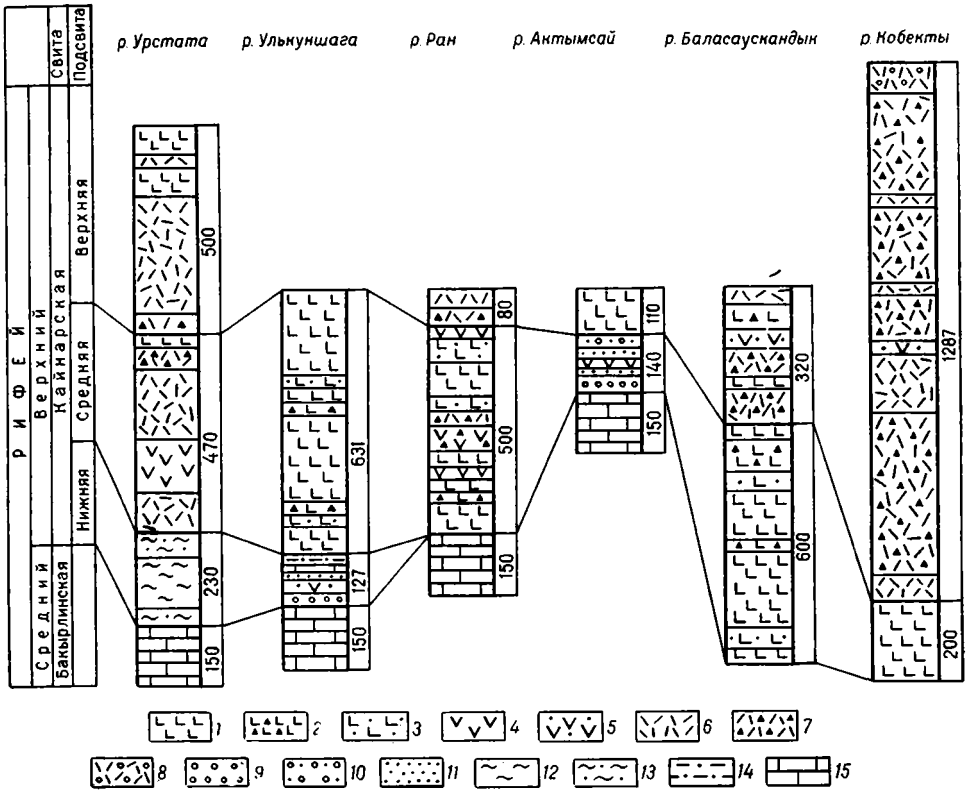


Рис. 6. Схема сопоставления разрезов кайнарской свиты Большого Каратау (составил А. А. Недовизин)

1 — порфириты базальтового состава; *2* — туфы основного состава; *3* — миндалекаменные порфириты основного состава; *4* — андезитовые порфириты; *5* — туфы порфиритов среднего состава; *6* — липаритовые порфиры; *7* — туфы порфиров; *8* — агломератовые туфы кислых вулканитов; *9* — конгломераты; *10* — гравелиты; *11* — кварцевые и аркозовые песчаники; *12* — хлоритовые и серицито-хлоритовые сланцы; *13* — кварцево-серицитовые сланцы; *14* — кремнистые алевролиты; *15* — известняки

ных конгломератов, а в верхах видимого разреза на северо-восточном склоне гряды развиты черные углистые сланцы. Верхние горизонты подсвиты на этом участке уничтожены интрузией гранодиоритов.

Типичный разрез нижней подсвиты обнажается на левом водоразделе р. Улькуншага, в 3 *км* северо-восточнее одноименного родника, где на массивных бакырлинских известняках согласно залегают конгломераты с крупной галькой филлитов, кварцитов и известняков. Выше по разрезу залегают тонкополосчатые и тонкослоистые известняки, розовато-серые аркозовые песчаники и серые полосчатые туфогенные кремнистые алевролиты. Между песчаниками и алевролитами расположена пачка серых полосчатых известняков. Общая мощность подсвиты около 130 *м*.

Средняя (порфиритовая) подсвита представлена порфиритами среднего и основного состава и их туфами. Состав ее очень непостоянный. Если в северо-западной части Каратау (реки Баласаускандык, Талдык, Кобекты и др.) преобладают основные лавы, то юго-восточнее рек Урстата и Суындык они перемежаются с андезитовыми порфиритами, дацитовыми и липаритовыми порфирами и их пирокластами. Еще юго-восточнее, в горах Кулантау и Боролдайтау, в составе свиты преобладают кислые вулканические породы, а эффузивы основного состава слагают маломощные горизонты в нижних частях разреза. В Среднем Тянь-Шане аналогом кайнарских вулканитов является свита Большого Нарына, состоящая исключительно из кислых эффузивов.

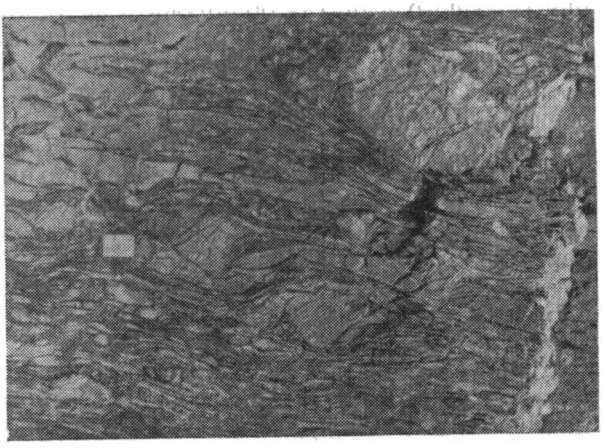


Рис. 7. Конгломераты из нижней подсвиты кайнарской свиты из междуречья Суындык — Карагур. Видны обломки плитчатых и массивных известняков бакырлинского облика. Фото А. А. Недовизина

Лучшие обнажения подсвиты расположены в северо-западной части Каратау, в междуречье Улькунсаускандык — Кобекты, где мощность ее достигает 1200 *м*. Средняя подсвита обычно прорвана разных размеров субвулканическими телами фельзит-порфиров верхней подсвиты. Характерный разрез средней подсвиты обнажается на левом водоразделе р. Улькуншага, где на алевролитах нижней подсвиты согласно залегают темно-зеленые афировые базальтовые и диабазовые порфириты, образующие толщу мощностью несколько более 630 *м*. Верхняя часть толщи оборвана разломом.

Верхняя (порфировая) подсвита сложена главным образом светлыми серыми, лиловатыми и зеленоватыми псефитовыми литокристаллокластическими туфами фельзит-порфиров и лавобрекчиями. Менее развиты лавы фельзит-порфиров, в том числе флюидальные и сферолитовые. Лучшие обнажения подсвиты находятся в северо-западной части Большого Каратау, в междуречье Кобекты — Талдык, где она хорошо обособляется. Юго-восточнее выделение подсвиты становится невозможным, т. к. вулканиты кислого и основного состава перемежаются.

По правому водоразделу р. Кобекты, в 35 *км* северо-западнее пос. Аксумбе верхняя подсвита представлена светлосерыми и серыми фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами, лиловыми и бирюзово-лиловыми сферолитовыми флюидальными лавами, которым подчинены прослои туфов андезитовых порфиритов и липаритовых порфиров. Туфы частью представлены агломератовыми и литокластическими разностями. Верхняя и нижняя части разреза свиты оборваны разломами. Видимая мощность разреза превышает 1280 *м*. Верхи его срезаны разломом.

В 4 *км* юго-восточнее пос. Аксумбе, в логу Актымсай нижняя подсвита представлена известковыми и полимиктовыми, а также белыми кварцевыми песчаниками и кварцево-серицитовыми сланцами (60 *м*), которые согласно перекрыты толщей диабазовых порфиритов средней

подсвиты (350 *м*). Верхи последней срезаны разломом. Наибольшей мощности 1300—1400 *м* порфировая подсвита достигает в междуречье Кобекты — Талдык.

В горах Боролдайтау и Кулантау, по данным М. В. Тащининой (1951), развита мощная толща кислых вулканических пород — микроклиновых и сферолитовых порфиров, альбитофиров, кварцевых и лацитовых порфиров и различных псефитовых и агломератовых пирокластов. Очень незначительную роль играют эффузивы основного состава — амигдалоиды и спилиты, приуроченные к нижним частям разреза. Нижняя часть свиты и постель вулканитов здесь не обнажены.

Определимых органических остатков в описанных свитах докембрия Большого Каратау обнаружить не удалось. К верхнему протерозою (рифею) они отнесены на том основании, что вместе с прорывающими бакырлинские известняки гранодиоритами Кумыстинского массива резко несогласно перекрыты конгломератами ранской свиты улутауской серии, вендский возраст которой принят на основании сопоставления с каройской серией Малого Каратау, охарактеризованной строматолитами и микрофитолитами. В сопредельных районах бакырлинской свите скорее всего синхронна кенкольская серия Киргизского хребта, в верхней части которой найдены строматолиты среднего рифея (Королев, 1962).

Улутауская серия объединяет отложения вендского комплекса в Большом Каратау. Состоит из трех свит — ранской, косшокинской и курайлинской (рис. 8).

Ранская свита. В основании вендских отложений* по среднему течению р. Ран (Северо-Западный Каратау) обособляется терригенная свита (30—90 *м*), состоящая из крупно- и средневалунных конгломератов, гравелитов, песчаников и алевролитов. Разрез ее соответствует низам ранее выделенной Г. И. Макарычевым (1957), С. Г. Анкиновичем (1960, 1961) и другими ранской свиты по р. Ран, поэтому за этой терригенной толщей сохраняется прежнее наименование. Здесь свита прослежена узкой полосой на расстояние более 1,5 *км* вдоль северо-восточного контакта Кумыстинского граносиенитового массива, на котором залегает с размывом; в свою очередь, она также трансгрессивно перекрыта «тиллитоподобными» конгломератами косшокинской свиты.

На северо-западе, в районе гор Бакырлы (оз. Бакырлы-Таган) этой свите отвечают серые и светло-серые средне- и мелкообломочные известковистые конгломераты (20—50 *м*), которые находятся между карбонатными образованиями бакырлинской и терригенно-сланцевыми породами косшокинской свит. В Юго-Восточном Каратау и горах Джабаглы отложения ранской свиты пока не известны.

Косшокинская свита. По представлениям Г. Х. Ергалиева (1965), это название объединяет отложения ранской (верхней части), кумыстинской и кенсайской по Г. И. Макарычеву (1957), или ранской (без низов), по С. Г. Анкиновичу (1960, 1961), свит. Ее породы с региональным размывом залегают на отложениях ранской свиты, а также на более древних толщах рифея. Она широко распространена в пределах Северо-Западного Каратау (реки Бугы, Улькун- и Баласаускандык; Аксумбе, Ран, Кумысты, Карагур; горы Косшокы, Бакырлы и Шован). Свита повсеместно представлена в основании средне- и мелкообломоч-

* Если последовательность пород, описанных как верхи докембрия, определяется в общем однозначно, то возраст улутауской серии и особенно байконурской свиты вызывает споры. Л. И. Боровиков, С. Г. Анкинович и другие полагают, что их правильнее считать нижнекембрийскими. Косвенным доказательством служит отсутствие значительных несогласий, от улутауской серии до ордовика, свидетельствующее об устойчивости тектонического режима в это время *(Прим. ред.)*.

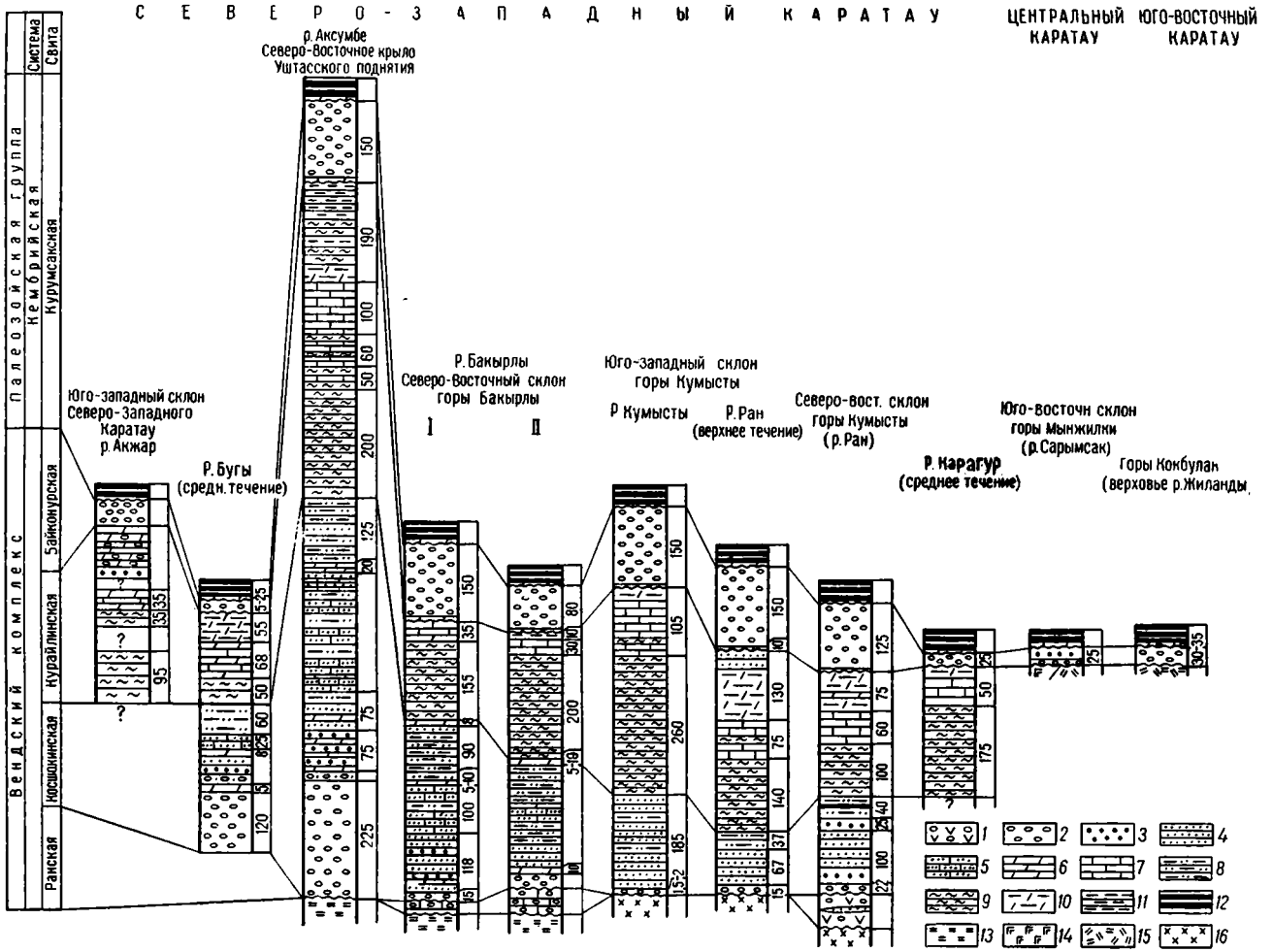


Рис. 8. Схема сопоставления разрезов вендских отложений Большого Каратау (составил Г. Х. Ергалиев)

1 — крупно- и средневалунные конгломераты; *2* — тиллитоподобные конгломераты; *3* — гравелиты; *4* — песчаники; *5* — известковистые песчаники; *6* — доломиты; *7* — известняки; *8* — пиритизированные глинистые, глинисто-хлоритовые, глинисто-углистые и углисто-кремнистые сланцы; *9* — пестрые глинистые, глинисто-хлоритовые и алевролитовые сланцы; *10* — пиритизированные углистые и углисто-глинистые сланцы; *11* — алевролиты; *12* — кремнистые, кремнисто-яшмовидные и кремнисто-углистые сланцы; *13* — филлитовидные сланцы; *14* — спилиты; *15* — альбитофиры, фельзиты и их туфы; *16* — граносиениты

ными «тиллитоподобными» конгломератами типа байконурских, конгломерат-песчаниками, песчаниками и гравелитами, как правило, с двумя, а иногда и более пластами доломитов. Над ними залегают хлорито-глинистые, углистые, углисто-глинистые и глинистые сланцы с линзами и прослоями кремней и доломитов; последние обычно встречаются в низах этой части разреза свиты. Характерна фациальная выдержанность отложений. Мощность базальных слоев в юго-восточном направлении постепенно уменьшается от 225 до 2 *м* (см. рис. 8). В этом же направлении сокращается и мощность черных доломитов, развитых в низах свиты, от 8—10 *м* (горы Қосшокы, реки Аксумбе и Бакырлыозек) вплоть до полного выклинивания (район рек Ран, Кумысты и Қарагур). Здесь они, по-видимому, фациально замещены сильно известковистыми песчаниками. Черные кремнистые сланцы обычно встречаются в районе р. Ран среди известковистых песчаников в виде маломощных прослоев. Для верхов свиты в долинах рек Аксумбе и Бакырлыозек характерна значительно большая, чем в остальных районах, примесь углистого материала.

В горах Джабаглы косшокинская свита (120 *м*) сложена зелеными, зеленовато-серыми и бурыми кремнисто-хлоритовыми и слюдистыми пиритизированными (иногда сильно метаморфизованными) сланцами с многочисленными прослоями зеленых алевролитов и алевролитовых сланцев, которые С. Г. Анкиновичем (1961) включались в ранскую свиту.

Курайлинская свита. В Северо-Западном Қаратау эта свита Г. Х. Ергалиевым (1965) принимается в укрупненном объеме, т. е. в объеме двух свит С. Г. Анкиновича (1960, 1961): карагурской (алтынтауской, по Г. И. Макарычеву, 1957) и аксумбинской, поскольку они не отделимы друг от друга и связаны постепенным переходом. Свита распространена в тех же местах, что и образования косшокинской свиты, а также в районе р. Акжар и горах Қарамурун, и залегает согласно на породах последней.

Низы курайлинской свиты сложены пестроцветными глинистыми, глинисто-хлоритовыми и алевролитовыми сланцами, неоднократно чередующимися с прослоями слюдистых алевролитов и песчаников, а также линзами глинистых доломитов. Стратиграфически выше с постепенным переходом залегает пачка также пестроцветных ленточнослоистых тонкозернистых мраморизованных известняков и доломитов с маломощными прослоями различных по составу сланцев: глинистых, хлорито-глинистых и глинисто-известковистых. Выше карбонатно-сланцевая пачка постепенно сменяется темно-серыми и черными, иногда зеленовато-серыми углистыми, углисто-глинистыми и глинистыми пиритизированными сланцами, алевролитами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, как правило, известковистыми; в нижней части верхней пачки встречаются маломощные прослои доломитов и мраморизованных известняков.

Наиболее полный разрез свиты обнажен в среднем течении р. Аксумбе. Здесь в основании разреза залегают зеленые, зеленовато-бурые и серые глинисто-серицитовые, хлорито-серицитовые и глинисто-серицито-гематитовые сланцы и алевролиты с характерной ленточной слоистостью. В средней части разреза довольно часто встречаются сланцы малинового и фиолетового цветов. Здесь же появляются тонкие пропластки ленточно-слоистых зеленоватых, кремовых и розоватых известняков. В верхней части свиты распространены черные и серые иногда пиритизированные глинистые и глинисто-хлоритовые сланцы. Самая верхняя часть свиты образована серыми алевролитами и мелкозернистыми песчаниками.

Мощность разреза более 550, а мощность всей свиты колеблется от 150 до 650 *м*. Описанный тип строения свиты и ее общий облик сохраняется по всей полосе ее выходов в Северо-Западном Каратау (см. рис. 8).

На юго-восточном окончании хр. Каратау и в горах Джабаглы разрез курайлинской свиты, так же как в Северо-Западном Каратау, представлен пестроцветными слюдистыми, кварцево-хлоритовыми, хлоритовыми и глинисто-хлорито-гематитовыми сланцами, ленточно-слоистыми доломитами, известняками и известковистыми песчаниками, полосчатыми и пиритизированными. Мощность свиты в этом районе, по данным С. Г. Анкиновича (1961) около 500 *м*.

Байконурская свита. Отложениями байконурской свиты заканчивается разрез вендского комплекса в Большом Каратау и горах Джабаглы. К этой свите обычно относят толщу своеобразных «тиллитоподобных» конгломератов, несортированных песчаников и брекчированных доломитов, залегающую с размывом на разных пачках курайлинской свиты (Северо-Западный Каратау и горы Джабаглы) и на вулканитах кайнарской свиты рифея (Центральный и Юго-Восточный Каратау). Почти повсеместно в Большом Каратау в основании свиты имеется маломощный (от 0,6 до 10, реже до 15 *м*) пласт доломитов. В горах Джабаглы пласт доломитов отсутствует.

В отличие от косшокинской и курайлинской свит состав и мощность пород байконурской свиты значительно меняется. В Северо-Западном Каратау байконурская свита представлена, как правило, крупно- и средневалунными «тиллитоподобными» конгломератами и несортированными песчаниками мощностью от 10 до 200 *м*. Малые мощности обычно приурочены к сводовым частям антиклиналей (горы Косшокы, верховья рек Кумысты и Карагур), а большие — к синклиналям (районы рек Аксумбе, Бугы, Бакырлыозек и Ран). На юго-западном склоне Северо-Западного Каратау, в районе р. Акжар и гор Карамурун, этой свите соответствуют сильно брекчированные доломиты и среднеобломочные «тиллитоподобные» конгломераты с известковисто-глинистым цементом. Мощность свиты здесь около 250 *м*. В Центральном, Юго-Восточном Каратау, а также в горах Джабаглы, байконурская свита состоит из мелко- и среднеобломочных «тиллитоподобных» конгломератов и кварцевых, а также полимиктовых, мелкозернистых песчаников с редкими обломками подстилающих пород. Мощность ее колеблется от 2 до 25 *м*.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Докембрийские (рифейские и вендские) отложения Малого Каратау, возраст которых подтвержден ископаемыми органическими остатками, изучены довольно хорошо. Основы стратиграфии древних толщ были заложены в 30-е годы В. Н. Вебером, выделившим в 1925 г. кокджотскую, каройскую и тамдинскую свиты (позднее названные сериями). П. Л. Безруков (1948) каройскую свиту разделил на большекаройскую, коксуйскую и малокаройскую свиты. Новые данные по стратиграфии древних толщ получены Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и И. Н. Крыловым (1965), которыми в отложениях малокаройской свиты найдены вендские строматолиты, а также Б. М. Келлером, нашедшим остатки нижнекембрийских хиолитов и трилобитов в нижней части тамдинской серии, непосредственно выше чулактауской фосфоритоносной свиты. Последняя несогласно перекрывает каройскую серию, подтверждая ее докембрийский возраст.

Кокджотская серия лежит в основании стратиграфического разреза докембрия, обнажается в полосе шириной до 30 *км*, приуроченной

к водораздельной части Малого Каратау (плато Кокджон и его северо-восточный борт). На северо-западе, в районе Таскомырсая, выходы серии перекрыты мезо-кайнозойскими образованиями Чуйской впадины, на юго-востоке, у ст. Маймак, они уходят за пределы Казахстана, обнажаясь в горах Ичкелетау и на северных склонах Таласского хребта.

Кокджотская серия сильно перемята (рис. 9). Она представлена главным образом кварцево-серицитовыми, кварцево-серицито-хлорито-

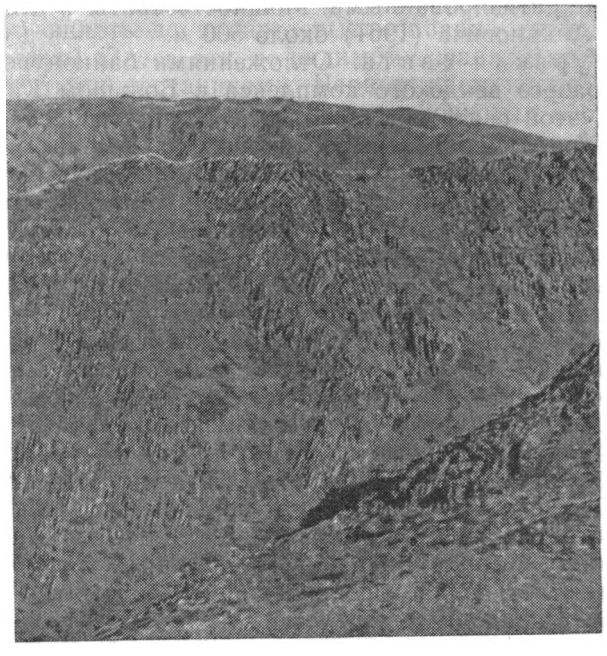


Рис. 9. Замковая часть изоклинальной опрокинутой к северо-востоку антиклинальной складки в отложениях кокджотской серии Малого Каратау (правобережье руч. Саясу). Фото Э. С. Кичмана

выми сланцами и мелко-среднезернистыми песчаниками с подчиненными прослоями и пачками метаморфизованных вулканитов среднего и кислого состава, яшм и плитчатых мраморизованных известняков. Песчаники полевошпатово-кварцевые, содержат зерна кварцитов и акцессориев. Некоторые разности сланцев содержат биотит и иногда в значительном количестве тальк. Породы кокджотской серии претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации, выразившийся в образовании бластических структур, превращении глинистого вещества цемента песчаников и сланцев в агрегат кварца, альбита, хлорита, серицита и мраморизации известняков.

Г. А. Ярмак, Х. Д. Лем и другие делят кокджотскую серию на семь пачек. Они, однако, отмечают, что такое расчленение не может быть принято для всех участков развития серии и, что в большинстве случаев пачки не имеют четко выраженных границ. Ориентировочно выделены следующие пачки (снизу вверх):

а) сланцево-песчаниковая, преобладают песчаники; содержит маломощные невыдержанные прослои гравелитов . . . . . 700 *м*

b) песчанико-сланцевая, преобладают сланцы . . . . . 500—1000 „

c) известняково-песчаниковая, преобладают песчаники, прослои сланцев и известняков	700 *м*
d) известняково-песчанико-сланцевая, преобладают сланцы	450 „
e) песчаниковая	300—400 „
f) сланцевая	250 „
g) известняковая	50 „

Общая мощность кокджотской серии, по мнению Г. А. Ярмака, достигает 2500—3000 *м*, возможно более. Выделенные пачки более или менее четко прослежены в центральной и северо-западной частях Кокджотского блока. Нижние пачки Г. А. Ярмаком, Х. Д. Лемом и другими выделены вблизи Каройского надвига, а верхние — у Главного Каратауского разлома.

В 1967—1968 гг. Э. С. Кичман, проводя работы в наиболее широкой и наименее метаморфизованной части полосы распространения кокджотской серии, наметил несколько иную схему расчленения (рис. 10). Им выделены четыре пачки (снизу вверх):

1. Филлитовая пачка представлена светло-серыми, светлыми желтовато-серебристо-серыми, серебристо-серыми и серыми тальковыми филлитовыми сланцами, содержащими обильные порфиробласты лимонитизированного доломита размером 1—5 *мм*. Встречаются единичные прослои песчаников и алевритовых сланцев, метаморфизованных, превращенных в слюдисто-доломито-кварцевые сланцы. Основание пачки неизвестно, видимая мощность более 100 *м*.

2. Песчанико-сланцевая пачка сложена монотонно, нередко ритмично переслаивающимися зеленовато-серыми, серыми, буровато-зеленовато-серыми мелко-среднезернистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками, алевритовыми сланцами, кремнисто-глинистыми, кремнисто-кварцево-слюдистыми сланцами. Встречаются невыдержанные по простиранию прослои кварцевых гравелитов. Мощность пачки 1000 *м*, возможно и больше, но не превышает 1500 *м*.

3. Известняковая пачка представлена буровато-серыми, серыми тонкоплитчатыми известняками, в нижней части переслаивающимися со сланцами. В средней части известняки толстоплитчатые, а в верхах — массивные, темно-серые до черных. Мощность 120 *м*.

4. Верхняя песчаниковая пачка образована зеленовато-серыми, серыми, стально-серыми мелко-среднезернистыми песчаниками, прослоями алевролитов и сланцев. В нижней части «единичные прослои красновато-буровато-серых известняков. Мощность более 300 *м*. Общая мощность кокджотской серии, по Э. С. Кичману 1500—2000 *м*.

Стратиграфическое положение кокджотской серии не совсем ясно. Органические остатки в ней не обнаружены. Контакты с породами, заведомо относящимися к каройской серии, четкие тектонические. Не исключено, что верхняя песчаниковая пачка Э. С. Кичмана, может относиться к низам каройской серии, а известняковая — соответствовать бакырлинским известнякам Большого Каратау (устное сообщение Х. Д. Лема). Условно кокджотская серия относится к рифею.

Каройская серия залегает, по данным В. Н. Вебера (1935) и Э. С. Кичмана, стратиграфически согласно на кокджотской серии. Хотя контакт между ними частично проходит по крутому разлому, такое взаимоотношение наиболее вероятно, так как кластические образования большекаройской свиты, северо-западнее перевала Уюк, в значительной мере состоят из обломков пород кокджотской серии и лежат на кокджотской (Кичман, 1969 г.). Об этом говорят также структурные соотношения: каройская серия вместе с нижнепалеозойскими тамдинскими известняками слагает северо-восточное крыло антиклинория,

в ядре которого обнажаются кокджотские породы. Каройская серия состоит из большекаройской, коксуйской и малокаройской свит.

Большекаройская свита обнажается, так же как и обе вышележащие, в долинах Большого и Малого Кароя. По литологическому составу она подразделяется на три согласно залегающие подсвиты (Анкинович, 1961). В нижней подсвите преобладают полимиктовые и граувакковые песчаники, алевролиты и глинистые сланцы. В ее нижних горизонтах заметным распространением пользуются грубокластические осадки (гравелиты и конгломераты). Все разновидности пород то тонко, то грубо переслаиваются, из-за чего толща нередко приобретает флишовидное строение. Кластический материал пород большекаройской свиты представлен преимущественно обломками кварца, полевых шпатов, кремнистых и хлорито-серицитовых сланцев, филлитизированных песчаников, алевролитов и гранитоидов. Мощность подсвиты около 1000 *м*.

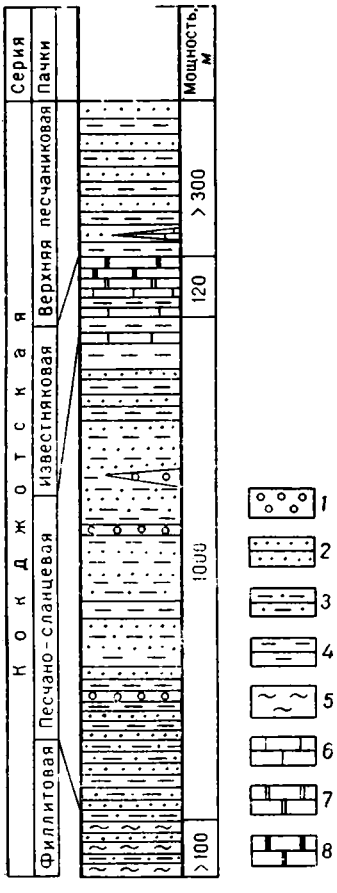


Рис. 10. Стратиграфическая колонка пород кокджотской серии Малого Каратау (составил Э. С. Кичман)

1 — кварцевые гравелиты; *2* — песчаники; *3* — алевро-сланцы; *4* — сланцы; *5* — тальковые филлиты; *6* — тонкоплитчатые известняки; *7* — толстоплитчатые известняки; *8* — массивные известняки

Средняя подсвита широко развита в Большекаройской и Ушбасской антиклинальных структурах, а также по рекам Тамды, Коктал и Шабакты, пересекающим Малокаройскую антиклиналь. Она сложена вишневыми, реже зелено-серыми глинистыми сланцами с прослоями граувакковых и полимиктовых песчаников и линзами мелкогалечных конгломератов. Разрез средней подсвиты завершается пачкой вишнево-красных и ярко-зеленых глинистых сланцев мощностью 100—180 *м*.

Общая мощность подсвиты колеблется от 1000 на северо-западе до 1160 *м* на юго-востоке Малого Каратау.

Верхняя подсвита состоит главным образом из зеленовато-серых и малиновых полимиктовых алевролитов, песчаников и конгломератов. Последние широко развиты на юго-восточных окраинах Малого Каратау, где иногда преобладают. В центральной и северо-западной частях района конгломераты образуют линзы, реже маломощные пласты. Мощность подсвиты 60—100 *м*.

Конгломераты, как правило, плохо отсортированы; галька хорошо окатана, размеры ее обычно 2—10 *см*, редко до 1 *м*. Обломки представлены кремнистыми и филлитовыми сланцами, кварцем, полевыми шпатами, гранитоидами. Цемент песчанистый, из обломков того же состава псаммитовой размерности, спаянных глинистым либо глинисто-хлоритовым материалом. Песчаники разнозернистые — от алевропесчаников до гравелитов, полимиктовые, зеленовато-серые, иногда буроватые. Зерна кварца, полевых шпатов, кварцитов, реже роговой обманки, хорошо окатаны; присутствуют пластинки биотита и зерна акцессориев. Филлитизация в породах большекаройской свиты, в отличие от кокджотской серии, отсутствует; только

на плоскостях сланцеватости в небольшом количестве наблюдается серицит.

Органические остатки в большекаройской свите не найдены*. Она условно относится к верхнему рифею на основании сопоставления с аналогичной по составу и стратиграфическому положению сарыджонской свитой карагоинской серии Таласского Алатау, возраст которой датирован находками характерного комплекса верхнерифейских строматолитов в согласно перекрывающих ее известняках чаткарагайской свиты (Королев, 1962). Аналоги чаткарагайских известняков в Малом Каратау, по-видимому, размыты, на что указывает присутствие в конгломератах вышележащей коксуйской свиты известняковой гальки с верхнерифейскими микрофитолитами (Келлер, Королев, Крылов, 1965). Мощность отложений большекаройской свиты варьирует от 1000 на северо-западе до 2500 *м* на юго-востоке Малого Каратау.

Коксуйская свита без видимого структурного несогласия, но скорее всего с размывом (Королев, 1964, 1965) залегает на большекаройской. Ее выходы приурочены к ядрам Большекаройской и Малокаройской антиклинальных структур. Наиболее полный и прекрасно обнаженный разрез свиты известен по р. Шабакты у пос. Актуган. Свита обнажена по рекам Беркуты, Коксу и Коктал в местах пересечения ими Малокаройской депрессии. Она сложена главным образом красноцветными грубозернистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами, конгломератами с отчетливо выраженной косой слоистостью. Меньшую роль в ее строении играют красноцветные мелкозернистые песчаники и алевролиты. Свита по литологическим признакам делится на две подсвиты.

Нижняя подсвита сложена преимущественно грубозернистыми неотсортированными косослоистыми аркозовыми песчаниками, гравелитами и конгломератами. Состав обломков довольно однообразен. Главную роль играют кварц, полевые шпаты, обычны гальки гранитоидов, изредка встречаются зеленые полимиктовые песчаники, алевролиты, серые известняки. В последних найдены верхнерифейские онколиты *Osagia grandis* Z. Z h u r (Келлер, Королев, Крылов, 1965). Цемент глинисто-алевритистый с примесью гидроокислов железа. Мощность подсвиты 80—200 *м*.

Верхняя подсвита согласно перекрывает нижнюю. В ее составе участвуют главным образом аркозовые и кварцевые мелкообломочные породы — красноцветные песчаники, алевролиты и малиновые глинистые сланцы. Резко подчиненную роль играют маломощные прослои и линзы гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Мощность ее 50—175 *м*. В. Г. Королев и Р. А. Максумова (1964) предложили выделить верхи коксуйской свиты в самостоятельную актуганскую свиту.

Коксуйская свита согласно перекрыта малокаройской свитой, содержащей вендский комплекс строматолитов (Крылов, 1967); в гальке известняков из конгломератов коксуйской свиты встречены верхнерифейские микрофитолиты; в Таласском Алатау аналогичная коксуйской по составу и структурному положению, кызылбельская свита налегает на чаткарагайские известняки, содержащие верхнерифейские строматолиты и согласно перекрыта чичканской свитой со строматолитами венда. Эти данные служат основанием для отнесения коксуйской свиты к низам венда.

---

* Вопрос о возрасте большекаройской свиты и всей каройской серии остается дискуссионным. Малая надежность его определения по обнаруженным остаткам позволяет Л. И. Боровикову, Г. А. Ярмаку, К. А. Лисогор считать отнесение к докембрию не доказательным. Они допускают возможность нижнекембрийского возраста серии *(Прим. ред.)*.

Малокаройская свита согласно лежит на коксуйской. Она распространена во всех крупных антиклинальных структурах Малого Каратау, в которых вскрыты эрозией подстилающие тамдинскую серию слои. По литологическому составу она четко подразделяется на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты (Анкинович, 1961). В. Г. Королев и Р. А. Максумова (1964) нижнюю подсвиту предложили называть чичканской свитой, а верхнюю — малокаройской.

Нижняя подсвита сложена глинистыми, иногда известковисто-глинистыми сланцами, доломитами, большей частью окремненными, алевролитами, прослоями и линзами фтанитов. По составу последние отвечают по существу силицилитам или халцедонолитам, пигментированным органическим материалом. Изредка среди кремнистых пород встречаются серые и светло-серые разности, состоящие из кремнистого материала, загрязненного пелитовыми частицами. Типичные разрезы нижней подсвиты обнажены по р. Шабакты у пос. Актугай и в урочище Аюсаккан, где С. К. Чеховичем в 1962 г. в окремненных доломитах впервые в Малом Каратау обнаружены вендские строматолиты. Мощность от 90 до 220 *м*.

Средняя подсвита согласно лежит на нижней. Ее типичные разрезы обнажены по нижнему течению р. Беркуты в урочище Коктас, в Малокаройской долине, в местах пересечения ее реками Коксу, Шабакты и Коктал, в урочище Аюсаккан. Она сложена разнообразными пестроокрашенными кристалло-литокластическими туфами липаритового, дацитового, реже андезитового состава. Кроме них, существенную роль играют полимиктовые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с незначительной примесью туфогенного материала, туффиты и туфопесчаники, нередко переходящие по простиранию в туфы. В верхах подсвиты появляются прослои кварцевых песчаников. Мощность средней подсвиты 300—700 *м*.

Верхняя подсвита развита в юго-восточной и центральной частях Малого Каратау. На северо-западе (р. Ушбас) она целиком эродирована. Подсвита делится на сланцево-туфовую и известняково-туфопесчаниковую пачки (Анкинович, 1961). Мощность ее изменяется от 120 до 430 *м*.

Возраст малокаройской свиты считается нижневендским. В 1962—1965 гг. В. Г. Королевым и И. Н. Крыловым во многих местах по долинам рек, прорезающих северо-восточный склон Малого Каратау от р. Ушбас на северо-западе до р. Коктал на юго-востоке, найдены вендские строматолиты. Наиболее разнообразный комплекс строматолитов встречен по р. Коксу. И. Н. Крыловым определены *Patomia ossica* Kryl., *Linella ukka* Kryl., *Conophyton gaubitza* Kryl. (Крылов, 1967). Выше малокаройской лежит беркутинская свита с характерными для юдомского комплекса микрофитолитами, перекрываемая слоями с остатками фауны нижнего кембрия. В Таласском Алатау, синхронная малокаройской чичканская свита по рекам Курган и Чичкан вместе с согласно подстилающей ее кызылбельской свитой несогласно перекрываются чаткарагайскими известняками с верхнерифейскими строматолитами, характерными для миньярской и укской свит самых верхов верхнего рифея Урала (Королев, 1962).

Беркутинская свита впервые была выделена в Малом Каратау П. Л. Безруковым (1954) как горизонт «нижних доломитов». В. Г. Королев (Королев, Максумова, 1964) отнес ее к рангу свиты и дал наименование. Беркутинская свита трансгрессивно налегает на различные горизонты каройской серии и без видимого несогласия перекрыта чулактауской фосфоритоносной свитой кембрия. Свита обычно сложена массивными серыми доломитами, нередко обохренными, со-

держащими в верхней части небольшие линзочки и гнезда кремнистого вещества, иногда с повышенными концентрациями фосфатов. В ее основании, в Малокаройской и во всех более юго-западных структурах, прослеживается базальный слой мощностью до 2,5 *м* кварцевых песчаников с известковистым цементом, включающий гальки каройских кремнистых сланцев и туфов. Мощность свиты очень невелика — до 20 *м*. Иногда свита отсутствует, выпадает из разреза.

В. Г. Королев (1962, 1966) отнес беркутинскую свиту к верхнему венду *. Этот возраст подтвержден находками З. А. Журавлевой вендских микрофитолитов *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.) и *Vermiculites irregularis* (Reitl.), которые, по ее мнению, характерны для юдомского комплекса Сибирской платформы. В кровле вышележащей чулактауской свиты и в низах перекрывающей последнюю шабактинской свиты выявлены хиолиты и трилобиты алданского и низов ленского ярусов нижнего кембрия (Келлер, Покровская, 1965).

КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ

К Южному Казахстану относится западная оконечность Киргизского хребта, в пределы которой входит значительная часть Макбельского антиклинория, сложенного докембрийскими метаморфическими толщами.

Большой вклад в познание стратиграфии древнейших образований Киргизского хребта внесли В. В. Киселев и В. Г. Королев (1964). Ими было предложено именовать макбельскую серию киргизской и выделять выше кенкольской серии терскейскую, отделенную от нее несогласием. Разработанная этими исследователями стратиграфическая схема использована в данной работе.

Киргизская серия. Древнейшими образованиями этой части Южного Казахстана являются метаморфические толщи киргизской серии. И. Е. Медведева (1959) включает в ее состав, помимо трех свит В. А. Николаева, ачикташскую свиту, помещая ее между нельдинской и каиндинской. Большинство исследователей по-прежнему придерживается трехчленного деления этой серии.

Макбельская свита является самой древней толщей, слагающей ядро Макбельского антиклинория. Она подразделяется на две подсвиты (Медведев, 1960): сланцевую и кварцитовую. Нижняя подсвита обнажена в верховьях рек Ачикташ и Макбель. Она состоит из темно- и зеленовато-серых кристаллических сланцев, среди которых преобладают гранато-кварцево-мусковитовые и кальцито-кварцево-мусковитовые разности с крупными (до 2 *см*) порфиробластами граната. Подчиненную роль в ее строении играют пачки гранатовых амфиболитов. Мощность 350—400 *м*. Нижняя подсвита выделялась И. Е. Медведевой в самостоятельную тюякарынскую свиту.

Верхняя (кварцитовая) подсвита, обнажающаяся по обоим склонам Киргизского хребта в верховьях рек Макбель, Улькункаинды и Ачикташ, сложена пестрыми плотными кварцитами и плитчатыми тонкополосчатыми мусковитовыми кварцитами, чередующимися с мраморами, нередко со слюдяными, кварцево-мусковитовыми и кальцито-кварцево-мусковитовыми сланцами, иногда гранатсодержащими, и прослоями гранатовых амфиболитов. В кварцитах нередко встречаются

* Отсутствие несогласий между беркутинской и чулактауской свитами, малая мощность и местами полное выклинивание первой вызывают сомнение в правильности выделения ее как самостоятельной стратиграфической единицы. Эти доломиты и песчаники, очевидно, можно отнести к чулактауской свите, так как полной уверенности о исключительно вендском возрасте микрофитолитов не может быть. *Прим. ред.*

линзовидные залежи эклогитов. Кварциты верхней подсвиты образуют многочисленные, но сравнительно маломощные (от нескольких сантиметров до нескольких метров, редко более) слои. Мономинеральные кварциты встречаются редко, обычно в них наблюдается примесь мусковита, рутила, апатита, дистена и граната. Мраморы слагают пласты мощностью от сантиметров до многих десятков метров; нередко они переслаиваются со слюдяными сланцами. Гранатовые амфиболиты образуют согласные пластовые тела мощностью от нескольких метров до нескольких десятков метров. Основание макбельской свиты не вскрыто. Видимая мощность свиты около 2000 *м*.

Нельдинская свита развита в приосевых частях Киргизского хребта в верховьях рек Ачикташ, Улькункаинды, Курганташ и Макбель, но наиболее полно представлена на южном склоне хребта. Она согласно перекрывает макбельскую. Граница между ними проводится по исчезновению в разрезе мусковитовых кварцитов. На контакте между свитами развита переходная толща, состоящая из переслаивающихся полосчатых кварцитов, мраморов, слюдяных и амфиболовых сланцев. Типичный разрез нельдинской свиты наблюдается в районе юго-восточного замыкания антиклинория в междуречье Ачикташ — Курганташ. Нижние горизонты свиты (примерно 1/4 часть разреза) по данным И. Е. Медведевой (1960), состоят из чередующихся мраморов, слюдяных и карбонатно-слюдяных сланцев с преобладанием последних. Выше по разрезу карбонатные породы почти отсутствуют, и свита сложена гранатово-слюдяными сланцами с прослоями графито-слюдяных сланцев, амфиболитов, гнейсов, реже кварцитов и линзами эклогитов.

На северном склоне Киргизского хребта, по рекам Каинды и Тюякарын, карбонатные породы в основании свиты замещены слюдяными и слюдяно-гранатовыми сланцами. Нельдинская свита этого района В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1964) подразделена на две подсвиты. Нижняя состоит из серебристых зеленовато-серых грубочешуйчатых кварцево-мусковитовых сланцев, содержащих многочисленные крупные (до 0,5 *см*) порфиробласты розового граната, которые обусловливают узловатую текстуру. Верхняя подсвита сложена мусковито-кварцевыми сланцами, включающими редкие мелкие порфиробласты граната и перемежающимися с пачками графито-кварцево-мусковитовых сланцев, линзами окварцованных мраморов и прослоями белых кварцитов. Общая мощность свиты по данным Л. Н. Бельковой и В. Н. Огнева (1964) около 1800 *м*.

Ачикташская свита впервые выделена И. Е. Медведевой (1959). Она непрерывной полосой окаймляет поле развития нельдинской свиты, обнажаясь на крыльях Макбельского брахиантиклинория. Наиболее полные разрезы фиксируются на участках северо-западного и юго-восточного замыкания антиклинория. Эта свита согласно, с постепенным переходом лежит на нельдинской свите. Переходная пачка состоит из тонко переслаивающихся кварцево-мусковитовых и кальцито-мусковитовых сланцев и мраморов. Ачикташская свита В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1964) подразделена на три подсвиты. Нижняя подсвита сложена серыми и голубоватыми плитчатыми и массивными, нередко тонкослоистыми, доломитовыми мраморами и пачками серых мусковито-кварцево-карбонатных сланцев. На северном склоне хребта, в междуречье Мамай — Каинды — Талдыбулак, по данным И. Е. Медведевой (1960) она сильно увеличена в объеме и слагает около 2/3 всего разреза свиты. При этом в составе свиты преобладают мраморы и слюдяно-карбонатные сланцы. Мощность подсвиты достигает здесь 500—600 *м*, тогда как на юго-восточном погружении антиклинория она не превышает 170—200 *м* (Киселев, Королев, 1964).

В средней подсвите преобладают зелено- и темно-серые плойчатые филлитовые сланцы. Характерные разрезы этой подсвиты обнажены на северном склоне хребта в междуречье Тассу — Талдыбулак. Здесь выше мраморов нижней подсвиты лежит пачка черных тонкослоистых графитистых мусковито-кварцевых сланцев. Они сменяются зеленовато-серыми мелкочешуйчатыми мусковито-кварцевыми сланцами с порфиробластами кварца, альбита и карбоната, хлорит-кварцевыми сланцами с линзами и прослоями доломитизированных мраморов и сливных кварцитов. Подсвиту венчает пачка черных графитистых слюдяно-хлорито-кварцевых сланцев. Мощность средней подсвиты около 600—800 *м*.

Верхняя подсвита залегает согласно с постепенным переходом на средней. Она состоит из тонкослоистых голубовато-серых (бурых на выветрелой поверхности) доломитизированных мраморов, мусковито- и хлорито-карбонатных сланцев. Переходная между средней и верхней подсвитами пачка мощностью 10 *м* сложена переслаивающимися мраморами, слюдяно-карбонатными и слюдяно-кварцевыми сланцами.

Общая мощность ачикташской свиты достигает 2000—2500 *м*.

Каиндинская свита протягивается непрерывной полосой северо-западного простирания от верховьев р. Кенкол на юго-востоке до р. Каинды на северо-западе. Она лежит согласно на ачикташской и связана с нею постепенным переходом. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) в состав этой свиты целиком включали и ачикташскую, а В. Я. Медведев (1960) описал последнюю как нижнюю подсвиту каиндинской. Нижняя граница свиты проводится по кровле голубых мраморов.

Каиндинская свита характеризуется относительной выдержанностью литологического состава. На южном склоне хребта в бассейнах рек Чарганакты — Ортак она сложена серыми и зеленовато-серыми филлитами, местами фельдшпатизированными (Медведева, 1960). Значительную роль в ее составе играют углистые и карбонатные филлиты, реже встречаются мраморизованные известняки.

В пределах северного крыла антиклинория, в междуречье Шолак — Каинды — Мамай свита представлена однородными темно-серыми филлитами и бластопсаммитовыми песчаниками. Резко подчиненное значение имеют карбонатные филлиты и мраморизованные известняки. Мощность ее 1500—2500 *м*, что зависит от глубины предрифейского размыва.

В кварцево-мусковитовых сланцах каиндинской свиты Б. В. Тимофеевым были обнаружены протерозойские сфероморфиды (Белькова, Огнев, 1964): *Leioligotrileltes minutissimus* (Naum.) Tim., *L. compactus* Tim., *L. crassus* (Naum.) Tim., *Mycteroligotriletes marmoratus* Tim., *Bothroligotriletes exasperatus* Tim., *Trachyoligotriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminarites* Tim., *T. obsoletes* (Naum.) Tim., *T. planus* Tim., *Stenozonoligotriletes sokolovi* Tim., *Protoleiosphaeridium conglutinatum* Tim.

Возраст пород киргизской серии определяется исходя из следующих данных:

1. На образованиях киргизской серии с резким угловым и азимутальным несогласием залегает ортотауская серия нижнего рифея, перекрытая в свою очередь породами кенкольской серии со строматолитами среднего рифея (Киселев, Королев, 1964).

2. В сланцах каиндинской свиты обнаружены нижнепротерозойские сфероморфиды (Белькова, Огнев, 1964).

3. Для выделенных свит киргизской серии характерно согласное залегание, постепенные переходы и заметное уменьшение степени метаморфизма снизу вверх по разрезу. Породы двух нижних свит киргизской серии обладают высоким региональным метаморфизмом, отвечающим фации дистеновых сланцев, для которой характерны минеральные ассоциации с гранатом, роговой обманкой и дистеном, с интенсивным проявлением кристаллобластеза. Признаки первичного строения отсутствуют. Однако, не исключено, что и эта фация является регрессивной, так как в породах обеих свит наблюдаются реликты минеральных ассоциаций, присущих эклогитовой фации метаморфизма. В этих породах широко развиты диафторические преобразования с сохранением реликтов минеральных ассоциаций высших фаций регионального метаморфизма. Породы обеих верхних свит значительно менее изменены и по интенсивности регионального метаморфизма отвечают фации зеленых сланцев с сохранением реликтов первичного строения.

4. Характер складчатых структур для верхних и нижних свит киргизской серии различен. В то время как в породах обеих нижних свит отмечается плойчатость, складки волочения, скольжения, будинаж, широко проявлены и процессы пластичного течения масс, присущие высокометаморфизованным толщам. Породы верхних свит смяты менее интенсивно. В них наблюдаются узкие линейные складки, с крутыми шарнирами, осложненные складками высших порядков.

Таким образом, внутри киргизской серии между нельдинской и ачикташской свитами наблюдается резкий переход, как в степени метаморфизма пород от фации дистеновых сланцев (возможно даже эклогитовой) до зеленосланцевой, с выпадением промежуточных стадий, так и в особенностях присущих их складчатых структур. Поэтому не исключено, что ачикташская и каиндинская свиты будут относиться к среднему протерозою, а макбельская и нельдинская свиты — к нижнему протерозою. В этом случае внутри киргизской серии должно проходить скрытое, до сих пор не установленное исследователями, несогласие.

Ортотауская серия впервые выделена В. Г. Королевым (1962) в гряде Ортотау на правобережье р. Талас. В северной части антиклинория, входящей в состав Южного Казахстана, аналоги этой серии с крупным структурным несогласием перекрывают киргизскую серию, хотя поверхность несогласия осложнена тектоническими подвижками. В. Я. и И. Е. Медведевыми они относились к кенкольской серии.

По данным В. В. Киселева и В. Г. Королева (1964) ортотауская серия разделена на три толщи, образующие три ритма, каждый из которых начинается кварцевыми песчаниками, в средней части слагается карбонатными породами и венчается песчано-сланцевыми пачками. Нижняя толща обнажена не полностью, так как основание ее проплавлено в этом районе каледонскими гранитоидами. В ее нижней части лежат белые мраморы, сменяющиеся тонко переслаивающимися темно-серыми плитчатыми известковыми сланцами. Для известняков очень характерны многочисленные стяжения, линзочки и тонкие прослойки и прожилки желтоватых и светлых кремней. Вышележащие голубоватые массивные и плитчатые доломиты содержат множество байкалоидных строматолитов и очень крупных конофитонов. Верхи толщи состоят из тонко переслаивающихся известняков и глинисто-карбонатных сланцев. Ее кровлей служат черные алевролитовые сланцы с редкими линзами известняков. Мощность нижней толщи 500—600 *м*.

В основании средней толщи залегает горизонт светло-серых и розоватых обычно тонкослоистых кварцитовидных песчаников с прослоями и пачками алевритистых сланцев. В средней части преобладают зеленовато-серые тонкоплитчатые алевритовые сланцы с линзами и пач-

ками строматолитовых известняков. Выше лежит пачка зелено-серых и темно-бордовых шиферных сланцев, в верхней части пиритизированных, перекрытая пачкой серых массивных сильно окварцованных доломитов (около 600 *м*). Средняя толща венчается черными плитчатыми кварцевыми алевролитами и тонкими песчаниками, ее мощность 1500—1800 *м*.

Верхняя толща лежит согласно на средней. Нижняя часть ее состоит из серых кварцитовидных аркозовых песчаников с прослоями белых сливных кварцитов. Выше преобладают черные плитчатые алевритовые сланцы и тонкие кварцевые песчаники. В верхах толщи лежит пачка массивных окварцованных доломитов мощностью около 100 *м*. Мощность верхней толщи около 750 *м*, а — всей серии порядка 3000 *м*.

Возраст ортотауской серии несомненно рифейский, о чем свидетельствуют находки строматолитов. И. Н. Крыловым (1967) среди них определены *Baicalia baicalica* (M a s l) среднерифейского облика. Однако, В. Г. Королев (1962), учитывая наличие в ортотауских разрезах кроме байкалоидных форм большого количества крупных конофитонов, обычно характерных для отложений нижнего рифея Урала и Сибири, а также несогласное перекрытие среднерифейской кенкольской серией, высказывает предположение об ее нижнерифейском возрасте.

Кенкольская серия первоначально выделена В. А. Николаевым (1930) как верхняя свита докембрия, согласно лежащая на каиндинской серии. В середине 50-х годов В. Я. и И. В. Медведевы, затем Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) установили, что она имеет объем серии и лежит несогласно на каиндинской свите. В. Г. Королевым и В. В. Киселевым (1964) из ее объема выделена ортотауская серия, а также доказано их несогласное залегание. Кенкольская серия подразделена на курганташскую и оввскую свиты.

К у р г а н т а ш с к а я с в и т а по В. В. Киселеву и В. Г. Королеву (1964), залегает с резким несогласием и глубоким размывом на более древних толщах. В северо-западной части Макбельского антиклинория в долинах рек Согаты и Каинды, где эрозия достигла наибольшей глубины, свита лежит на слюдяно-хлорито-кварцевых сланцах каиндинской свиты и сложена буровато-серыми рассланцованными конгломератами, внизу крупногалечными до валунных, вверху — средне- и мелкогалечными с прослоями известковистых песчаников и зеленых хлорито-карбонатных сланцев. Галька состоит главным образом из пород ачикташской и каиндинской свит. Мощность толщи конгломератов около 750—1000 *м*.

Восточнее, на водоразделе рек Чумгуксай и Котурбулак, разрез свиты становится двучленным. Мощность нижней, конгломератовой, части сокращается до 400—800 *м*. Верхи ее сложены зеленовато-серыми песчаниками, алевропесчаниками и алевритовыми сланцами мощностью около 350 *м*. Еще восточнее, на левом склоне долины р. Мамай-Каинды, мощность конгломератовой толщи сокращается до 150 *м*, а в ее строении большое место занимают различные песчаники, в том числе известковистые и алевро-карбонатные сланцы. В долине р. Макбель конгломераты полностью замещены в разрезе песчаниками. Верхняя часть свиты образована монотонной толщей темных сланцеватых песчаников и алевролитовых сланцев мощностью около 700 *м*.

О в с к а я с в и т а по В. В. Киселеву и В. Г. Королеву (1964), согласно по резкому контакту перекрывающая курганташскую, представлена в северных разрезах Макбельского антиклинория толщей зеленовато-серых тонкослоистых хлорито-карбонатных сланцев, включающих пачку тонко переслаивающихся глинистых известняков и сланцев и слой

серых плитчатых известняков. Свита венчается пачкой серых массивных известняков (75 *м*). Мощность свиты около 200 *м*.

Восточнее, в долине р. Северный Макбель, мощность нижней сланцево-карбонатной толщи возрастает до 250—300 *м*, а известняки сохраняют свою мощность.

В южной части антиклинория, в долине р. Овва, переход от курганташской свиты к оввской постепенный, мощность последней достигает 1600—2000 *м*. Большая часть ее сложена сланцево-карбонатным флишем, представленным чередованием миллиметровых прослоев хлорито-карбонатных сланцев и светлых известняков; в самых верхах — линзы серых строматолитовых известняков. Свита здесь также венчается горизонтом серых плитчатых известняков и доломитов.

Из оввской свиты И. Н. Крыловым (1967) определены среднерифейские строматолиты *Baicalia baicalica* (Mas l.) и *B. kirgisica* Kryl., биогермы которых имеют большое сходство со строматолитами из авзянской свиты Южного Урала.

Терскейская серия залегает с несогласием на кенкольской, хотя в своем распространении она теснейшим образом с нею связана. Впервые эта серия выделена В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1962, 1964), которые разделяют ее на джельдысуйскую и терекскую свиты.

Джельдысуйская свита на обрамлении Макбельского антиклинория с резкими контактами перекрывает оввские известняки. Она сложена внизу красно- и сероцветными плитчатыми сливными кварцитовидными песчаниками с прослоями гравелитов из окатанных обломков кварца, полевых шпатов, кремней, кварцитов и различных сланцев. В них наблюдаются знаки ряби, диагональная слоистость; некоторые разности песчаников обогащены обломочными цирконом, турмалином, сфеном. Цемент серицито-кварцево-гематитовый. Мощность песчаников 50—100 *м*. Верхи свиты состоят из зеленовато-серых филлитовидных хлорито-глинистых сланцев, переслаивающихся внизу с кварцитовидными песчаниками. Мощность свиты 100—250 *м*. В. Я. Медведев и Н. К. Королюк (1958), Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) и другие джельдысуйскую свиту включают в верхнюю подсвиту кенкольской свиты.

Терекская свита согласно лежит на джельдысуйской. В ее составе, по данным В. В. Киселева и В. Г. Королева (1964), выделяется две толщи или мезоритма, как они их называют. Нижняя представлена базальтовыми порфиритами, туфами, зелеными и малиновыми туфогенно-кремнистыми сланцами, туфами, туфопесчаниками, туфоалевролитами, серицито-хлорито-глинистыми сланцами. Мощность ее 600—850 *м*. В основании нижней толщи обычно залегает маломощный слой (5—10 *м*) полимиктовых мелкогалечных конгломератов, из хорошо окатанных галек кремней, кварцитов, песчаников и различных эффузивов, погруженных в хлорито-кремнистый туфогенный цемент. Верхнюю часть ритма слагают рассланцованные базальтовые порфириты, а кровлей его служит слой светло-серых известняков мощностью 200—250 *м*.

Верхняя толща начинается слоем рассланцованных туфоконгломератов и туфобрекчий, переслаивающихся с туфопесчаниками. Галька хорошо окатана, состоит из известняков, кремнистых туфов, конгломерато-брекчий, кварцитов, лавобрекчий и кремнистых пород, цемент — сланцево-хлоритовый. Мощность базальной пачки 200 *м*. Большая часть толщи состоит из темно-серых и зелено-серых спилитов, туфов, вариолитов, афировых базальтовых порфиритов, лавобрекчий и оливиновых диабазов. Среди вулканитов встречаются пачки, линзы и желваки красных, черных, зеленых и белых яшм. Верхняя толща, так же как и

нижняя, венчается пачкой светло-серых массивных известняков мощностью 300—400 *м*. Мощность толщи 1700—1800 *м*.

Возраст терекской свиты вызывал большие споры среди исследователей этого региона. В. Я. Медведев (1960), Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) считали, что она относится к синию — нижнему кембрию, А. Ф. Степаненко (1959) — к нижнему кембрию. В. В. Киселев и В. Г. Королев (1964), основываясь на том, что терскейская серия несогласно лежит на среднерифейской оввской свите и перекрывается нижнекембрийской учкошойской свитой, а продуктами ее разрушения сложены верхнерифейские толщи карагоинской серии обломочных пород в Таласском Алатау, относят ее к верхнему рифею.

ВОСТОЧНАЯ БЕТПАК-ДАЛА

Докембрийские образования в Восточной Бетпак-Дале слагают значительные площади севернее Кендерлыкского массива гранитов, в районе гор Курманшите и Акбастау, но изучены крайне слабо. В настоящей работе гнейсы и кристаллические сланцы, сравнительно слабо распространенные, условно отнесены к каракамысской свите нижнего — среднего протерозоя. Зеленые кварцево-хлоритовые сланцы, а также толща, развитая севернее Кендерлыкского массива гранитоидов, в которой наряду с кварцитами и кварцитовыми сланцами присутствуют характерные железистые кварциты (джеспилиты), считаются верхнепротерозойскими. Вышележащие образования описаны как нижнекембрийские.

Каракамысская свита, представленная гнейсами различного состава, слюдяными сланцами, а также в небольшой степени амфиболитами и мраморами, пользуется в Восточной Бетпак-Дале ограниченным распространением. Ее породы обнажены в двух небольших эрозионных окнах из-под отложений девона в урочище Каратуз и восточнее род. Сарыкамыс, а также в виде небольшой полосы в урочище Тесбулак.

В урочище Тесбулак, на склонах впадин Тунлюкты и Киргизбай (Александрова, Борсук, 1955) древнейшие образования, мощность которых не определена, представлены плагиоклаз-биотитовыми гнейсами, лейкократовыми и мусковитовыми гранито-гнейсами и слюдяно-кварцитовыми сланцами.

В урочище Каратуз выходы свиты изучены в 1962 г. В. Н. Зыряновым. Здесь в ее нижней части преобладают серые и розовые мусковитовые и полевошпатовые гнейсы, перемежающиеся с кварцево-слюдяными и кварцево-андалузитовыми сланцами; в строении верхов участвуют перемежающиеся серые биотитовые гнейсы, амфиболиты и кварцево-мусковитовые сланцы. Вскрытая мощность свиты 1900 *м*. В 8 *км* севернее род. Большой Сарыкамыс в редких коренных выходах и в элювиальных высыпках встречены биотитовые и роговообманковые гнейсы. Подчиненное значение имеют слюдяные сланцы и амфиболиты.

Возраст древнейших отложений Восточной Бетпак-Далы не установлен. Они перекрыты только девонскими породами. Интенсивный метаморфизм (амфиболитовой фации) и сопоставление с аналогичными толщами Южного и Центрального Казахстана позволяют считать их нижне-среднепротерозойскими.

Толща кварцитов и железистых кварцитов протягивается севернее Кендерлыкского (Тесбулакского) массива гранитоидов полосой северо-западного направления шириной 5—15 *км* на расстояние свыше 50 *км*. В строении этой полосы, наряду с серыми и темно-серыми железисто-кварцитовыми сланцами и железистыми кварци-

тами, участвуют серые и зеленовато-серые кварциты, кварцево-мусковитовые сланцы. Развитые здесь хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы, которые, по мнению Н. С. Зайцева, перекрывают кварциты, возможно относятся к тасжарганской свите. Докембрийский возраст толщи принимается на основании сравнения с верхнепротерозойской толщей Карсакпайского района. А. А. Недовизин полагает, что толща по составу идентична акбастауской свите, в которой присутствуют, по его мнению, такие же железистые кварциты, однако, по М. И. Александровой и Б. И. Борсуку (1955), подобные породы встречаются в двух разновозрастных толщах.

Тасжарганская свита, впервые выделенная Н. Г. Марковой (1961), обнажена в ядрах крупных «сводовых» структур из-под вышележащей акбастауской свиты в районе горы Акбастау, в урочищах Агасортан, к северо-западу от урочища Сордала и в ряде других пунктов. Повсеместно она обнажена очень плохо, поэтому о ее составе можно судить только на основании горных выработок. Свита сложена однообразными тонко смятыми серо-зелеными кварцево-хлоритовыми сланцами с редкими прослоями кварцитов; иногда в сланцах содержатся мелкие кристаллы альмандина. Для нее характерно обилие мелких послойных, реже секущих кварцевых жил и прожилков мощностью от миллиметров до 80 *м*. Участки выходов тасжарганской свиты обычно усеяны обломками молочно-белого жильного кварца. Мощность свиты измерить трудно ввиду однообразия состава и слабой обнаженности. По мнению Н. Г. Марковой, она составляет около 1500 *м*. Н. Г. Маркова считает, что сланцы тасжарганской свиты образовались за счет метаморфизма кремнистых туффитов с большей или меньшей примесью обломочного материала.

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН

Докембрийские образования в Чу-Балхашском районе пользуются небольшим распространением, обнажаясь в узких тектонических блоках или эрозионных окнах из-под чехла нижнепалеозойских или девонских пород. Они известны в урочище Каракамыс, Сарытумской тектонической зоне, восточной части Чу-Илийских гор, урочище Анрахай, где они протягиваются полосой (длиной 105 и шириной от 3 до 8 *км*) от долины р. Шолак до гор Басбармак, а также в горах Акадыр.

Резкие различия литологического состава и степени метаморфизации позволяют разделить толщи докембрия Чу-Балхашского района на комплекс гнейсов и кристаллических сланцев (карыкамысская свита) и более молодой вулканогенно-осадочный комплекс, состоящий из егинбулакской свиты белых кварцитов и орумбайской свиты порфироидов.

Карыкамысская свита. Наиболее древние образования Чу-Балхашского района представлены глубоко метаморфизованными породами — гнейсами и кристаллическими сланцами с прослоями мраморов. Породы гнейсового комплекса отличаются исключительным постоянством петрографического состава. Подразделить его обычно не удается, так как эти образования, как правило, слагают узкие, обычно слабо обнаженные тектонические блоки большой протяженности, набор пород в которых в общем одинаков. Наиболее крупные выходы древнейших пород площадью 12×24 *км* расположены к югу от зал. Каракамыс.

Лучше всего породы каракамысской свиты обнажены в юго-восточной части района в долинах Жингильды, Конур, Тюлькули и Ащису, где ими сложены две полосы северо-западного простирания шириной 3—10 и длиной около 100 *км*. В юго-западной полосе намечается две

толщи. Одна из них сложена преимущественно кристаллическими сланцами, вторая — гнейсами и амфиболитами. Сланцевая толща, развитая в долине Жингильды близ устья р. Тюлькули, представлена перемежающимися гранато-мусковитовыми, гранато-биотитовыми сланцами, с прослоями амфиболитов, диопсидовых мраморов и кварцитов. Мощность ее 200—2500 *м*.

Наиболее полный и хорошо обнаженный разрез гнейсовой толщи наблюдается в 50 *км* северо-западнее ст. Анрахай, в верховье р. Конур. Здесь обнажаются мусковитовые, двуслюдяные и полевошпатовые, нередко очковые гнейсы, иногда гранатсодержащие их разности, с прослоями слюдяно-гранатовых сланцев, амфиболитов и реже мраморов. Мощность ее около 2000—2300 *м*. Восточнее этого участка, в долине р. Ащису вскрыта небольшая синклинальная складка, крылья которой сложены биотито-роговообманковыми гнейсами с подчиненными прослоями амфиболитов и мусковитовых сланцев мощностью около 1400 *м*, а ее ядро — слюдяно-гранатовыми сланцами с редкими прослоями полевошпатовых гнейсов, гранатовых амфиболитов и диопсид-форстеритовых мраморов мощностью около 700 *м*.

Наиболее широкая часть северной полосы обнажается в средней части долины р. Шолак. Здесь почти вкрест простирания этой полосы вскрыт семикилометровый разрез гнейсового комплекса, представленного биотито-роговообманковыми гнейсами, амфиболитами и слюдяными сланцами. На этом участке в результате воздействия среднедевонских гранитоидов породы претерпели интенсивный диафторез, выразившийся в широком развитии альбита, хлорита, актинолита и эпидота, вплоть до превращения амфиболитов в хлорито-эпидото-актинолитовые сланцы, а гнейсов — в кварцево-альбито-хлорито-мусковитовые породы. Мощность комплекса на этом участке не установлена, но она, видимо, не менее 3000—4000 *м*.

В юго-восточной части северной полосы в бассейне рек Сериктас, Утеген и других отмечены слюдяные и слюдяно-гранатовые сланцы с амфиболитами, розовыми полевошпатовыми микрогнейсами и единичными линзовидными прослоями мраморов.

В северо-западной части Чу-Балхашского водораздела к югу от зал. Каракамыс в районе лога Кызылэспе породы гнейсового комплекса представлены биотитовыми и двуслюдяными нередко гранатсодержащими гнейсами, слюдяно-гранатовыми сланцами, амфиболитами, иногда гранатовыми, с прослоями мономинеральных и форстеритовых мраморов. А. Е. Репкина (1941) гнейсовый комплекс на этом участке расчленяла на две толщи: нижнюю, сложенную различными гнейсами с прослоями амфиболитов, и верхнюю, представленную в основном слюдяными сланцами с прослоями мраморов. По мнению других геологов (Байчигасов и др., 1966; Беспалов и др., 1964; Хохлов и др.) породы Каракамысского блока являются разгнейсованными ордовикскими гранитоидами, включающими ксенолиты метаморфизованных палеозойских осадочных пород.

Кроме того, в центральной части района породы гнейсового комплекса обнажаются в двух крупных тектонических блоках. Один из них, размером 45×4 *км*, пересекается долиной р. Карасай в 7 *км* севернее одноименной станции; второй, размером 18×2 *км* расположен в 8 *км* юго-восточнее зал. Каракамыс. Оба блока сложены различными гнейсами, слюдяными сланцами и амфиболитами с прослоями мраморов. Мощность толщ не установлена.

Метаморфизм пород гнейсового комплекса очень сложен. Изучение минералогического состава свидетельствует, что на глубоко метаморфизованные породы накладывались гранитизация и мигматизация,

а в последующем в результате наложенного каледонского и герцинского дислокационного и контактового метаморфизма они претерпели интенсивный диафторез. Парагенетические минеральные ассоциации пород гнейсового комплекса отвечают амфиболитовой фации, но и последняя в этом древнейшем комплексе является скорее всего регрессивной, так как в них наблюдаются реликты более высоких, гранулитовой (гранулитовые гранатовые гнейсы, пироксеновые мраморы) и эклогитовой фаций (гранатовые амфиболиты; амфибол в последних развивался, по-видимому, за счет пироксенов эклогитов, очень неустойчивых при диафторезе).

Возраст пород гнейсового комплекса не установлен. А. Е. Репкина (1941), Д. И. Яковлев (1941) и Н. Г. Маркова относили их к архею. На юго-востоке района в долинах Тюлькули, Конур, Копалысай и других они с резким несогласием перекрыты акжальской свитой аренигского возраста. В районе лога Кызылэспе на них с несогласием лежат вулканиты орумбайской свиты условно верхнего протерозоя. Степень метаморфических изменений, отвечающая высоким фациям регионального метаморфизма, сближает их с древнейшими образованиями Казахстана и других регионов СССР. Учитывая это, гнейсовый комплекс условно отнесен к нижнему — среднему протерозою.

Орумбайская свита кислых вулканитов выделена А. Е. Репкиной (1941). Она пользуется ограниченным распространением, слагая к югу от зал. Каракамыс полосу северо-западного простирания, которая пересечена средней частью лога Кызылэспе и низовьями его левого притока Орумбай. Свита образована преимущественно светло-серыми, розоватыми и зеленоватыми порфироидами, а также кварцево-полевошпатовыми и кремнистыми сланцами и прослоями метаморфизованных аркозовых песчаников. Наблюдавшаяся мощность свиты 1530 *м*.

В основании орумбайской свиты лежит слой мелкогалечных туфоконгломератов, галька которых состоит исключительно из подстилающих гнейсов и кристаллических сланцев. Это налегание, которое можно наблюдать на правом водоразделе лога Кызылэспе, впервые отмечено А. Е. Репкиной (1941). По данным С. Г. Токмачевой свита несогласно с базальными конгломератами в основании перекрыта толщей песчаников, которую она считала джамбулской свитой и которая описана ниже как верхний протерозой. Галька конгломератов почти целиком состоит из орумбайских порфироидов.

Возраст орумбайской свиты не установлен, условно она считается рифейской. Обломки пород свиты встречены в конгломератах кембрийских толщ Чу-Балхашского района. Находки органических остатков в древних толщах здесь вызывают дискуссии. В урочище Кызылкемер М. А. Жуков и И. И. Радченко (1964) в известняках выявили онколиты, по мнению З. А. Журавлевой — среднерифейские. Позднее, в связи с находкой беззамковых брахиопод, рифейский возраст известняков вызвал сомнение, и М. А. Жуков (Абишев и др., 1967) отказался от ранее сделанных выводов. А. А. Недовизин, однако, полагает, что наличие тектонических контактов между участками находок не позволяет считать вопрос окончательно решенным. Указания В. И. Рыцка (1960) на присутствие в орумбайской свите прослоев известняков с остатками криноидей, им также оспариваются. По данным А. А. Недовизина, известняки с криноидеями относятся к терригенной толще ордовика, перекрывающей орумбайскую свиту и содержащей обломки ее пород. В других районах наиболее близкими аналогами орумбайской свиты являются верхнепротерозойские — кайнарская свита Каратау, свита Большого Нарына Срединного Тянь-Шаня, даратская серия Атасу-Моинтинского водораздела.

Песчаниковая толща. В осевой части Бурунтавского антиклинория, к северу от Сарытумского прогиба, обрамляя Каракамысскую глыбу и прорываясь девонскими Жалгызским и Каракамысским массивами, обнажается мощная песчаниковая толща, нередко сопоставляемая с джамбулской свитой Джалаир-Найманского прогиба. Полоса ее развития протягивается от западного побережья оз. Балхаш на северо-запад вплоть до Каибского массива. Возможно, что второй крупный участок развития свиты расположен севернее последнего.

Толща сложена весьма однообразной толщей зеленовато-серых мелко- до среднезернистых кварцевых, кварцево-полевошпатовых и слюдистых песчаников, чередующихся с глинистыми, филлитовидными и кварцево-слюдистыми сланцами, отдельными маломощными прослоями и пачками светло-серых и голубовато-серых микрокварцитов. В одном из разрезов эти породы слагают соответственно 85, 9 и 6%. Основным петрографическим отличием песчаников этой толщи от джамбулской свиты кембрия является появление среди кластического материала иногда заметного количества обломков порфиритов, кислых лав и гранитоидов. Видимая мощность определяется в широких пределах от 1450 до 2800 *м*.

Взаимоотношения свиты с нижележащими и вышележащими отложениями кембрия точно не установлены. С. Г. Токмачева (1962 г.) по логу Кызылэспе описывает несогласное налегание пород толщи с базальными конгломератами в основании на порфироиды орумбайской свиты. Однако И. И. Парецкий и О. В. Малицкий (1965—1966 гг.), проводившие в этом районе крупномасштабные съемки, отрицают наличие горизонта конгломератов и считают, что эти комплексы пород соприкасаются по разлому. О возрасте толщи существуют различные суждения. А. А. Недовизин считает ее вендской — нижнекембрийской, С. Г. Токмачева, параллелизующая ее с джамбулской свитой — нижнекембрийской, И. В. Хохлов, И. И. Парецкий и другие — верхнекембрийской. Судя по ее пространственному положению в ядре антиклинория, толща песчаников подстилает бурубайталскую свиту. На прилагаемой геологической карте она условно отнесена к самым верхам верхнего протерозоя (венду).

КЕНДЫКТАС

Докембрийские образования, разделяющиеся на комплексы гнейсов и измененных вулканитов, на северном и южном склонах гор Кендыктас слагают несколько крупных тектонических блоков и участков среди гранитоидных интрузий. Метаморфические породы были отмечены еще при ранних исследованиях П. И. Преображенского, Б. К. Терлецкого и других и в дальнейшем описывались всеми исследователями, однако о их возрасте существуют различные суждения. Наряду с представлениями Б. К. Терлецкого, Н. Н. Костенко, А. А. Мастрюковой, И. И. Радченко о древнем, архейском или нижнепротерозойском возрасте существует мнение о том, что метаморфизованные и метаморфические породы (полностью или в значительной степени) являются измененными нижнепалеозойскими образованиями. Эту точку зрения поддерживают В. И. Рыцк (1963), Л. И. Боровиков, Б. А. Салин. В. И. Рыцк приводит убедительные данные о интенсивной мигматизации и инъекции согласными телами гранито-гнейсов сравнительно слабо метаморфизованных пород вулканитового комплекса. Его материалы подтверждают существование двух разновозрастных толщ, но не дают позитивных данных о возрасте вулканитов.

Гнейсовый комплекс шире развит в юго-западной части Сев. Кендыктаса. Геология гнейсового комплекса изучена слабо, и единого мне-

ния на его стратиграфию не существует. И. И. Радченко, проводивший среднемасштабную геологическую съемку, подразделяет его на две толщи: нижнюю — гнейсов и амфиболитов и верхнюю — метаморфических сланцев. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964), изучавшие древние толщи Северного Тянь-Шаня, расчленяют этот комплекс также на две толщи, но включают в них иные породы. Внизу, по их мнению, лежит существенно амфиболитовая толща с подчиненными горизонтами гнейсов, мраморов, кварцитов и слюдяных сланцев мощностью около 2000 *м*, а вверху — исключительно гнейсовая.

Нижняя толща, по данным К. И. Дворцовой и И. И. Радченко, слагает в Кендыктасе две полосы северо-западного простирания, образующие крылья крупной антиклинали, ядро которой интрудировано нижнепалеозойскими гранитоидами. Отдельные небольшие выходы гнейсов отмечены среди гранитов к северо-востоку от пос. Суганды, а также в урочищах Жайсан, Джаилма, Акбулак и др.

Северо-восточная полоса прослеживается вдоль северного уступа плато Аккуйлюк по левобережью р. Кербулак на расстояние свыше 70 при ширине 4—5 *км*. Ее образуют биотитовые, биотито-мусковитовые и биотито-роговообманковые гнейсы, плагиогнейсы, аплито-гнейсы; второстепенное значение имеют метаморфические сланцы, амфиболиты и прослои мраморов.

В основании разреза толщи в долине р. Байметдинсай отмечаются полосчатые очковые гнейсы, перемежающиеся с гранито-гнейсами. Выше по разрезу они сменяются инъекционными гнейсами, амфиболитами, слюдяно-кварцевыми и амфиболовыми сланцами.

Юго-западная полоса протягивается на расстояние около 55 *км* от среднего течения р. Какпатас до р. Майтас на северо-западе при ширине 6—7 *км*. В ней преобладают очковые гнейсы с подчиненными биотитовыми и биотито-роговообманковыми разностями, реже встречаются кристаллические сланцы, маломощные прослои кварцитов и мраморов. В юго-восточной части этой полосы, в районе пос. Сарыбулак, верховьев рек Кокадыр — Аргайты и низовьев р. Какпатас, обнажаются преимущественно розовые и буроватые мелкозернистые тонкополосчатые гнейсы; среди них различаются биотитовые, биотито-мусковитовые и биотито-роговообманковые, реже мусковитовые разности.

В районе рек Сарыбулак, Эспе и Жилысай в основании обнаженного разреза лежат тонкополосчатые очковые гнейсы, выше сменяющиеся гранито-гнейсами, чередующимися с слюдяными сланцами, амфиболитами и двуслюдяными гнейсами. В верхах этого разреза отмечены линзы мраморов. Северо-западнее, в районе пос. Унгурлю, нижняя толща сложена крупнозернистыми биотитовыми и биотит-роговообманковыми гнейсами.

Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) отмечали в гнейсах тонкую послойную мигматизацию и гранитизацию. В районе отмечается два типа гранитизации и мигматизации. Инъекционно-контактовый тип мигматизации связан с гранитными интрузиями и локализован в узких экзоконтактовых ореолах. Региональный тип видимой связи с гранитами не имеет и наблюдается вдали от них. К последнему типу принадлежит послойная, местами очень тонкая мигматизация и связанная с ней гранитизация.

Мощность нижней, гнейсовой толщи Кендыктаса точно не установлена. По данным Н. Н. Костенко и А. А. Мастрюковой, в районе пос. Сарыбулак она достигает 4000 *м*, И. И. Радченко в долинах рек Какпатас и Суганды насчитывает 3200—3800 *м*.

Верхняя толща, по И. И. Радченко, согласно лежит на нижней, имея с нею постепенные переходы. Она обнажена в районе пос. Сары-

булак, в низовьях р. Какпатас и в верхнем течении р. Береккара и представлена амфиболитами, гнейсами, метаморфическими сланцами, слюдяными кварцитами и мраморами.

К юго-востоку от пос. Суганды и в истоках рек Аргайты, Кокадыр, Суганды эта толща сложена почти исключительно амфиболитами с небольшим количеством гнейсов в низах разреза и с редкими маломощными прослоями мраморов и кварцитов. Существенно иной тип разреза верхней толщи И. И. Радченко отметил в районе пос. Сарыбулак и в верховье р. Береккара. Здесь широко развиты гнейсы, мраморы, кварциты и слюдяные сланцы. Наиболее широко метаморфизованные осадочные породы в составе этой толщи распространены в нижнем течении р. Какпатас. Здесь с амфиболитами перемежаются кварциты, слюдяные сланцы и мраморы. Мощность верхней толщи, по И. И. Радченко 1800—2000 *м*.

Возраст метаморфического комплекса Кендыктаса однозначно определить не удается, так как органических остатков в этих породах нет, а имеющиеся цифры абсолютного возраста, полученные калий-аргоновым методом, отражают возраст экзоконтактового воздействия палеозойских гранитоидов. Б. И. Борсук (Боровиков, Борсук, 1961), вслед за Н. Г. Кассиным, считал их возраст архейским. Судя по характеру метаморфизма, отвечающего амфиболитовой фации, свойственной обычно наиболее древним толщам Казахстана, по возрасту эти образования скорее всего относятся к нижнему — среднему протерозою.

Вулканитовый комплекс (какпатасская свита, по Б. А. Салину) несогласно налегает на породы гнейсового комплекса, что особенно хорошо видно около пос. Сарыбулак. Он развит на северо-восточном склоне Кендыктаса, в центральной части плато, в верховьях левых притоков р. Суганды, в верховьях р. Береккара. Наиболее полный разрез установлен в верховьях р. Третий Какпатас. В его строении преобладают кислые и основные эффузивы и пирокласты, перемежающиеся с туффитами и песчаниками. И. И. Радченко (1953 г.) разделил комплекс на толщи основных вулканитов и вулканогенных пород кислого состава.

Нижняя толща представлена главным образом порфиритами базальтового, андезито-базальтового и андезитового состава и в меньшей мере их туфами. Пирокластические породы состоят из псефитовых и псаммитовых литокристаллокластических туфов среднего и основного состава. Среди порфиритов встречаются маломощные прослои фельзитовых порфиров и альбитофиров, а также их мелкообломочных туфов. К верхней части толщи количество кислых туфов возрастает. Ориентировочная мощность нижней толщи, по данным В. И. Рыцка, достигает 2250 *м*.

Верхняя толща, по И. И. Радченко, начинается мощной пачкой порфироидов, переходящих выше в литокластические неслоистые туфы. Она сложена преимущественно туфами кислого состава с подчиненным количеством серых и розоватых лав фельзитовых порфиров. Преобладают метаморфизованные туфы липаритовых порфиров. Среди кислых вулканитов в верхней толще присутствуют редкие, но довольно мощные покровы андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов мощностью до 200 *м*, зеленых агломератовых туфов, состоящих из крупных обломков подстилающих альбитофиров и основных порфиритов. В верховье левых притоков р. Суганды в нижней части этой толщи встречена пачка осадочных пород мощностью 40 *м*, представленных туфоконгломератами с галькой порфиритов и кислых лав, а также туфопесчаников и фиолетовых серицитовых сланцев. Мощность порфировой толщи, по В. И. Рыцку, около 2800 *м*.

На северо-восточном склоне гор Кендыктас какпатасская свита, по Б. А. Салину, залегает в ядре антиклинальной складки, структурно согласно перекрываясь породами жайсанской свиты верхнего кембрия. Шарнир антиклинали полого погружается в северо-западном направлении. Здесь обнажены лишь верхи разреза, сложенные кислыми лавами и их туфами. Разрез завершается пачкой переменной мощности песчаников и туфопесчаников с маломощными прослоями туфоконгломератов.

Для пород вулканитового комплекса характерно наложение весьма интенсивных процессов динамометаморфизма. Они превращены в порфироиды, порфиритоиды, туфоиды, хлоритовые, хлорито-эпидотовые, серицитовые и другие сланцы и инъецированы гранито-гнейсами (Рыцк, 1963). Интенсивность этих процессов весьма неравнозначна как в целом для района, так и в пределах отдельных блоков.

Возраст вулканитового комплекса точно не установлен. Л. И. Боровиков и Л. Н. Крыськов (1961), В. И. Рыцк (1963) и другие считают его верхнекембрийским, полагая, что вулканиты согласно перекрывают осадочную толщу и что остатки трилобитов найдены в низах вулканитовой толщи. Б. А. Салин относит их к среднему кембрию и отмечает налегание на них верхнекембрийских осадочных толщ, которое считает согласным. К. И. Дворцова (1958), И. И. Радченко, А. А. Недовизин доказывают, что верхнекембрийская толща располагается на вулканитовом комплексе скорее всего с несогласием, хотя контакт их почти повсеместно осложнен разломами. «Прослои» известняков, из которых Л. И. Боровиков и Л. Н. Крыськов (1963) собрали остатки фауны, очевидно, представляют узкие тектонические клинья, в изобилии встречающиеся вдоль разделяющих эти толщи разломов. А. А. Недовизин вулканитовый комплекс сопоставляет с аналогичными образованиями других районов Северного Тянь-Шаня — терскейской серией Киргизского хребта, кайнарской свитой Каратау, свитой Большого Нарына Среднего Тянь-Шаня. На этом основании рассматриваемый комплекс он условно относит к верхнему рифею.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Докембрийские образования распространены здесь ограниченно, встречаясь главным образом среди гранитоидов. Наиболее значительные выходы в Заилийском Алатау расположены в бассейнах рек Киши-Кемин и Чон-Кемин, в Кастекском хребте, в верховьях р. Чилик, в горах Алабайтал. На восточной оконечности хр. Терскей Алатау докембрийские образования известны в бассейне р. Баянкол и в горном массиве Хан-Тенгри.

Древние толщи восточных отрогов Терскей Алатау после детальных исследований В. И. Кнауфа (1951—1953 гг.), И. Л. Захарова и Л. М. Мозолева (1965—1966 гг.) разделены на несколько толщ раннего и позднепротерозойского возраста.

Актюзская серия. К актюзской серии отнесены породы гнейсового комплекса, распространенные на водоразделе рек Каракастек и Киши-Кемин. Здесь выходы серии, будучи ограничены тектоническими разрывами, образуют блоки, сложенные гнейсами, среди которых в подчиненных количествах встречены кристаллические сланцы и мраморы. Видимое основание толщи мощностью 600 *м* сложено аплитовидными гнейсами, содержащими в центральной части пачки быстро выклинивающиеся горизонты гранатовых амфиболитов. На аплитовидные гнейсы налегают биотитовые, иногда меланократовые гнейсы (1000 *м*). Местами они чередуются с кристаллическими сланцами и амфиболита-

ми. Верхняя часть толщи образована преимущественно двуслюдяными и мусковитовыми гнейсами (3900 *м*) с редкими горизонтами слюдяных сланцев, амфиболитов, аплито-гнейсов. Л. Н. Белькова и В. Н. Огнев (1964) отмечают присутствие в этой толще силлиманито-биотитовых, кианито-биотитовых, биотито-роговообманковых сланцев и мраморов. Породы актюзской серии мигматизированы и гранитизированы. Местами они переходят в анатектиты. По-видимому, к актюзской серии также могут быть отнесены высокометаморфизованные породы — гранатовые слюдяные сланцы, гнейсы и амфиболиты западной части Каратекского хребта. Среди других докембрийских образований Тянь-Шаня породы актюзской серии выделяются наиболее высокой степенью регионального метаморфизма (гранулитовая и амфиболитовая фации, по Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневу). Условно они отнесены к нижнему — среднему протерозою, хотя по мнению некоторых исследователей не исключен их архейский возраст.

Кеминская серия слагает небольшие площади в верховьях р. Узункаргалы, по р. Каскелен, в верховьях р. Чилик (по р. Джангарык). Н. М. Чабдаров полагает, что она состоит из двух свит — куперлисайской, выделенной Ю. П. Ивенсеном, описанной и названной настоящим именем Н. И. Дорошенко, В. И. Киселевым и другими (1964 г.) и тегерментинской, охарактеризованной В. В. Овчинниковым.

Куперлисайская свита несколько южнее описываемой территории, в районе Актюза, сложена в нижних частях альбито-актинолитовыми, кварцево-актинолитовыми, роговообманковыми, эпидото-карбонатно-хлоритовыми сланцами мощностью около 1000 *м*. Средняя часть свиты образована метадиабазами (альбитовыми амфиболитами) и амфиболовыми сланцами, в которых видны реликты первичной структуры лав и туфов. Мощность средней пачки 1500 *м*. В верхней пачке вновь преобладают зеленые сланцы — эпидото-хлорито-карбонатные, актинолито-эпидото-хлоритовые, хлорито-эпидот-актинолитовые, альбито-карбонатно-хлоритовые, иногда с редкими прослоями метадиабазов и полимиктовых мелкозернистых песчаников (500 *м*). Общая мощность свиты достигает 3000 *м*.

Тегерментинская свита, детально изученная только в районе Актюза, образована гнейсами. Ее нижняя часть (1500 *м*) сложена гнейсами с редкими прослоями амфиболовых гнейсов и мраморов. В средней части свиты (1300 *м*) наряду с гнейсами существенным развитием пользуются слюдяные кварцево-полевошпатовые, местами графитистые сланцы (25%), белые, серые, зеленовато-серые мраморы (18%) и амфиболиты (16%). В верхней части мощностью 1800 *м* вновь преобладают гнейсы и встречаются редкие прослои амфиболовых сланцев.

В осевой части Заилийского антиклинория, в верховьях рек Чилик и Тургень свита представлена преимущественно амфиболитами, гнейсами, реже мраморами и кристаллическими сланцами, относимыми к кеминской серии и образующими ксенолиты площадью от нескольких сотен квадратных метров до 3 *км*^{2}. По р. Каскелен широко распространены мраморы, образующие вместе с амфиболитами крупный останец. В верховьях р. Чилик, по ее левой составляющей — р. Джангарык, по данным И. Л. Захарова, развиты амфиболовые и цоизито-амфиболовые сланцы и подчиненные им биотитовые, амфиболо-биотитовые и мусковитовые гнейсы общей мощностью 1100—1300 *м*. В горах Алабайтал разрез несколько иной; здесь преобладают кристаллические сланцы и мраморы; амфиболиты развиты слабее.

В горном массиве Хан-Тенгри, в верховьях рек Сарыкойнау и Ашутор в строении свиты участвуют амфиболовые сланцы, амфиболо-био-

титовые гнейсы, мигматиты и редко мраморы. Мощность ее 700—1000 *м*.

Возраст сильно метаморфизованных толщ Заилийского района не установлен, т. к. они отделены от других докембрийских и нижнепалеозойских пород разрывами. Определения абсолютного возраста (Крылов, 1959, 1963) показывают лишь возраст наложенного метаморфизма. Поскольку эти толщи обладают значительно более интенсивным метаморфизмом, чем нижнепалеозойские и верхнепротерозойские образования, их относят или к архею (В. Н. Огнев и др.), или к нижнему — среднему протерозою (В. И. Кнауф, И. Л. Захаров и др.).

Терскейская серия обнажена только на восточном фланге Терскей Алатау. По данным И. Л. Захарова и Л. М. Мозолева (1965—1966 гг.) вулканиты этой серии слагают полосу шириной 2—3 *км*, которая пересекает в широтном направлении долины рек Ашутор, Алтынсай, Баянкол, Сауруксай и другие и зажата породами нижнего карбона между тектоническими разрывами.

Терскейская серия сложена зеленокаменно измененными порфиритами, большей частью превращенными в хлоритовые и хлорито-актинолитовые сланцы. Изредка встречаются маломощные прослои мраморизованных известняков и метаморфизованных полимиктовых песчаников. В верхней части свиты присутствует слой кварцевых порфиров. Мощность серии около 2500 *м*.

В хр. Сарыджас (Киселев, Королев, 1964) возраст терскейской серии определяется по ее несогласному налеганию на улахольскую серию, содержащую строматолиты среднего рифея. Аналоги этой свиты в западной части Киргизского хр. с несогласием лежат на кенкольской серии со среднерифейскими строматолитами, а обломки ее пород встречаются в верхнерифейской сарыджонской свите Таласского Алатау. Таким образом, терскейская свита должна относиться к верхнему рифею.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЙ ВЕРХНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

По И. Л. Захарову и Л. М. Мозолеву (1966 г.), представлен толщей метаморфических пород, протягивающейся в виде узкой прерывистой полосы шириной до 2,5—3 *км* в среднем течении рек Улькункакпак, Баянкол, Базунбай и в приустьевой части рек Избушка и Акколь. Эти образования зажаты в тектонических клиньях среди известняков визе или образуют останцы кровли каледонских интрузий. В долинах рек Улькункакпак и Баянкол в строении толщи участвуют слюдяные, биотит-роговообманковые, кордиерито-биотитовые сланцы и мраморы. Сохранившаяся мощность их 1500—1700 *м*. Западнее, на левом водоразделе р. Базунбай выходят полосчатые слюдяные сланцы с прослоями полосчатых известняков, биотито-амфиболовых и биотитовых микрогнейсов, слюдяно-кварцевых сланцев с горизонтами песчаников и конгломератов с исключительно кварцевой галькой. Мощность толщи здесь около 1850 *м*. В междуречье Бугунысай — Избушка — Акколь толща сложена черными кварцево-биотитовыми сланцами и серо-зелеными амфиболо-биотитовыми и амфиболо-диопсидо-биотитовыми микросланцами. По возрасту эта толща условно отнесена к верхнему протерозою.

Джолколотская свита слагает узкую (шириной 2—3 *км*) полосу, вытянутую в широтном направлении в верхней части северного склона Терскей Алатау. Основание свиты не обнажено. Западнее, по данным В. И. Кнауфа (1954 г.), она с несогласием налегает на верхнепротерозойские гранитоиды. В верховье р. Улькункакпак (по И. Л. Захарову, 1965 г.) джолколотская свита сложена зелеными хлоритовыми

сланцами, реже красно-коричневыми гематитовыми сланцами с прослоями зеленых, буровато-серых и светлых розово-коричневых кварцево-полевошпатовых песчаников. Редко встречаются прослои мелкогалечных конгломератов с кварцевой и кремнистой галькой. Мощность около 700 *м*.

Восточнее, на правом борту долины р. Кескентас в низах свиты располагаются зеленые, реже красно-коричневые филлитовые сланцы и мелкозернистые песчаники с единичными прослоями серых тонкополосчатых известняков и черных кварцево-серицитовых сланцев. Мощность этой части свиты 800—900 *м*. В долинах рек Туюкаша и Базунбай выходят породы верхней части свиты, представленные зелеными и серо-зелеными рассланцованными мелкозернистыми песчаниками, зелеными хлоритовыми сланцами и красно-коричневыми филлитовыми сланцами. В верхах ее появляются маломощные прослои серых и черных полосчатых мраморизованных известняков. Еще восточнее количество известняков увеличивается, и они образуют пачки мощностью 50—100 *м*. Мощность свиты 1200—1300 *м*.

Возраст джолколотской свиты установлен западнее, в Присонкулье, куда она протягивается в виде непрерывной полосы выходов. Там, по данным Л. М. Мозолева (1961 г.), эта свита перекрыта фаунистически охарактеризованной капкатасской свитой нижнего — среднего кембрия. Из пород джолколотской свиты Б. В. Тимофеевым выделены микрофоссилии, характерные для рифея — низов кембрия.

Ашуайрыкская свита в отрогах Терской Алатау перекрывает джолколотскую, занимая очень небольшие площади на территории Казахстана. Ее мощность 1325 *м*. В нижней части свиты залегают темно-серые и черные тонкослоистые известняки и листоватые углистые сланцы (300 *м*). Выше преобладают черные и темно-серые глинистые сланцы; среди них встречаются прослои (до 10 *м*) черных тонкоплитчатых известняков и редкие линзы алевролитов.

На северном склоне Кунгей Алатау (район горы Кызымчек) ашуайрыкская свита представлена белыми мраморами (160 *м*), перекрытыми пачкой (170 *м*) серых и темно-серых, черных переслаивающихся метаморфизованных углистых и кремнисто-углистых известняков, а в верхней части — кремнисто-слюдистых сланцев.

ОБЩАЯ СВОДКА

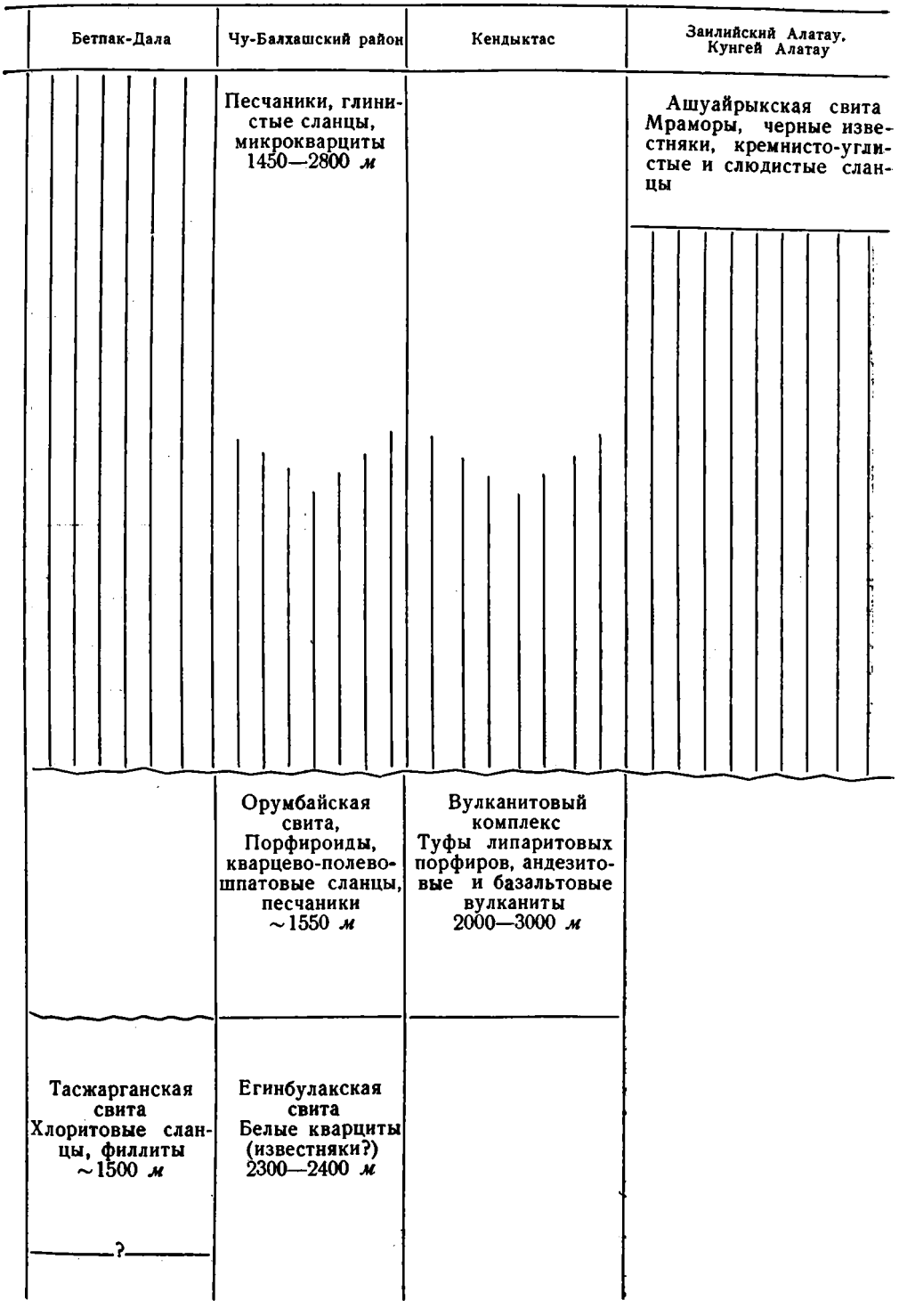
Сравнивая разрезы докембрийских образований различных районов Южного Казахстана нетрудно видеть, что по петрографическому составу и литологическим особенностям они существенно различаются. Поэтому, если последовательность древнейших толщ в большинстве описанных разрезов не вызывает сомнений, то сопоставление отдельных серий, свит и комплексов из разных районов очень дискуссионно и однозначное решение этих вопросов на современном этапе еще невозможно. Это обусловлено: 1) бедностью докембрийских пород определимыми органическими остатками, которые известны только в западной части Киргизского хр. и в Малом Каратау (в первом обнаружены нижнепротерозойские сфероморфиды и строматолиты среднего рифея, а во втором — вендские строматолиты и микрофитолиты); 2) малым количеством и недостаточной эффективностью определений абсолютного возраста докембрийских пород (исследования проводились исключительно калий-аргоновым методом по биотиту, на который особенно большое влияние оказывает наложенный метаморфизм, в результате чего определяется возраст последних фаз интрузивной деятельности); 3) существенными различиями петрографических и литологических

Схема сопоставления
(по А. А. Недо

			Большой Каратау	Малый Каратау	Западная часть Киргизского хребта
Протерозой	Верхний	Венд	Верхний	Байконурская свита Тиллитоподобные конгломераты, глинистые сланцы, песчаники, доломиты 10—250 *м*	Беркутинская свита Массивные доломиты с микрофитолитами 0—20 *м*	
			Нижний	Улутауская серия Курайлинская свита Пестроцветные глинистые и алевритовые сланцы. Тонкослоистые известняки, песчаники. 150—650 *м*	Каройская серия Малокаройская свита Кварцевые песчаники, туфы, кремнистые породы, доломиты. Кислые и умеренно-кислые туфы, полимиктовые песчаники, глинистые сланцы, алевролиты. Глинистые, известково-глинистые сланцы, алевролиты, кремнистые породы, окремненные доломиты со строматолитами 600—1000 *м*	
				Косшокинская свита Тиллитоподобные конгломераты, песчаники, углисто-глинистые, хлорито-глинистые, глинистые сланцы, кремни и доломиты 40—450 *м*	Коксуйская свита Красноцветные песчаники, гравелиты, конгломераты, известняки с онколитами 130—375 *м*	
				Ранская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты, гравелиты 30—90 *м*		
	Рифей		Верхний	Кайнарская свита Основные и кислые вулканиты. В основании красноцветные песчаники, конгломераты 1500—2100 *м*	Большекаройская свита Красноцветные и зеленоцветные песчаники, алевролиты, гравелиты, в низах флишоидно переслаивающиеся 2100 *м* ?	Терскейская серия Терекская свита Основные вулканиты, туфопесчаники, серицито-хлорито-глинистые сланцы, известняки ~2500 *м*
						Джельдысуйская свита Кварцевые песчаники, хлорито-глинистые сланцы 100—250 *м*
			Средний	Бакырлинская свита Известняки, доломиты со строматолитами 200—400 *м*	Кокджотская серия Зеленовато-серые песчаники, единичные прослои известняков. Известняки, зеленовато-серые песчаники, алевритовые, кремнисто-кварцево-слюдистые сланцы	Кенкольская серия Оввская свита Хлорито-карбонатные сланцы, известняки со строматолитами 200—2000 *м*

Таблица 1

отложений докембрия
визину, 1968)



			Большой Каратау	Малый Каратау	Западная часть Киргизского хребта	
Протерозой	Верхний	Рифей, Средний	Урстатинская свита Филлитизированные полимиктовые песчаники, алевролиты, прослои кварцитов, известняков, средних и основных вулканитов ~1500 *м*	Тальковые филлитовые сланцы, песчаники, алевролитовые сланцы 1500—2000 *м*	Кенкольская серия	Курганташская свита Конгломераты, песчаники, сланцы, алевритовые сланцы, туфы 750—1000 *м*
		Рифей, Нижний				Ортотауская серия Кварцевые песчаники, алевритовые сланцы, известняки со строматолитами ~3000 *м*
	Средний		Бессазская серия Гнейсы, амфиболиты, гранатово-слюдяные сланцы		Киргизская серия	Каиндинская свита Мусковито-кварцево-хлоритовые сланцы с микрофоссилиями 1500—2500 *м*
						Ачикташская свита Доломитовые мраморы, мусковито-кварцевые, слюдяно-карбонатные, слюдяно-хлоритовые сланцы 2000—2500 *м*
						Нельдинская свита Гранатово-слюдяные сланцы, мраморы, амфиболиты, линзы эклогитов 750—1500 *м*
	Нижний					Макбельская свита Гранатово-слюдяные сланцы, мраморы, кварциты, эклогиты ~2000 *м*

особенностей пород одновозрастных стратиграфических подразделений разных районов Южного Казахстана. Переходных зон между ними нет, что в значительной мере затрудняет корреляцию.

Наиболее древними образованиями Южного Казахстана (табл. 1) признавались и признаются гнейсовые толщи Заилийского Алатау, Кендыктаса и Юго-Западного Прибалхашья, которые условно относились В. А. Николаевым (1939), Д. И. Яковлевым (1941), Н. Г. Кассиным (1947), В. Г. Королевым (1966), Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневым (1964, 1969) и другими к архею, а В. И. Кнауфом, Е. Д. Елютиным, И. Л. Захаровым и другими к нижнему протерозою. Попытки уточнить их возраст методами абсолютной геохронологии оказались безуспеш-

Продолжение табл. 1

Бетпак-Дала	Чу-Балхашский район	Кендыктас	Заилийский Алатау, Кунгей Алатау
Железистые кварциты, железисто кварцитовые сланцы, кварциты, кварцево-мусковитовые сланцы ?			
			Кеминская серия Амфиболиты, амфиболовые, цоизито-амфиболовые, биотитовые сланцы, гнейсы, мраморы
Каракамысская свита Гнейсы, амфиболиты, мраморы, слюдяные сланцы 3000—4000 *м*		Гнейсовый комплекс Гнейсы, амфиболиты, кристаллические сланцы 3000—4000 *м*	
			Актюзская серия Гнейсы, аплитовидные гнейсы, гранатовые амфиболиты, кристаллические сланцы, мраморы ~5000 *м*

ными. Данные А. Я. Крылова (1960, 1963) об абсолютном возрасте гнейсов и гранитоидов Северного Тянь-Шаня свидетельствуют о наложении каледонского, а местами герцинского метаморфизма. Поздний метаморфизм позволил некоторым исследователям (Л. И. Боровиков, В. Н. Охотников, Б. А. Салин и др.) высказать мнение о том, что в большинстве случаев гнейсы, амфиболиты и кристаллические сланцы являются локально метаморфизованными нижнепалеозойскими образованиями.

Породам гнейсового комплекса, наряду с метаморфическими изменениями амфиболитовой, а местами и гранулитовой фаций метаморфизма по Л. Н. Бельковой и В. Н. Огневу (1964), свойственны мигма-

тизация, гранитизация и типичные для ультраметаморфизма пластические деформации — плойчатость, флексурные изгибы, мелкие складки течения и скольжения, будинаж-структуры. По характеру регионального метаморфизма они близки к архейским и нижнепротерозойским образованиям кристаллического основания платформ. В пределах Урало-Тянь-Шаньского складчатого пояса мы условно относим возраст гнейсового комплекса к нижнему — среднему протерозою.

К среднему протерозою относится киргизская серия Макбельского антиклинория (Пейве, 1948; Королев, 1962; Белькова и Огнев, 1964). Для этой толщи (точнее для ее двух верхних свит) характерно почти полное отсутствие палингенеза, мигматизации, пластических деформаций и других признаков ультраметаморфизма, свойственных гнейсовым толщам, что свидетельствует, по мнению некоторых, о более молодом, по сравнению с гнейсами, возрасте. Нельзя однако отрицать, что эта особенность может отражать специфические условия геологического развития антиклинория. Поэтому нижняя часть киргизской серии может иметь нижнепротерозойский возраст. В сланцах каиндинской свиты киргизской серии Б. В. Тимофеевым обнаружен комплекс протерозойских микрофоссилий. Доверхне-протерозойский возраст серии доказывается резким угловым и структурным несогласием, с которым она перекрыта рифейскими отложениями ортотауской и кенкольской серий.

Отложения верхнего протерозоя (рифея и венда) распространены преимущественно в западных районах (Каратау и Киргизском хребте); их развитие на востоке и севере некоторыми оспаривается, хотя, по-видимому, в Чу-Балхашском районе и Бептак-Дале они также присутствуют.

Нижний рифей в Южном Казахстане неизвестен. Условно к этому возрасту отнесена ортотауская серия западной части Киргизского хр., в которой найдены обильные строматолиты. Присутствие среди последних большого количества очень крупных конофитонов, по мнению В. Г. Королева (1962), сближает строматолитовый комплекс с описанным И. Н. Крыловым комплексом из бакальской свиты бурзянской серии западного склона Южного Урала. Подтверждением нижнерифейского возраста ортотауской серии является залегание на ней с несогласием среднерифейской кенкольской серии.

К нерасчлененному нижнему — среднему рифею условно отнесены кокджотская серия и урстатинская свита хр. Каратау, а также тасжарганская свита Бетпак-Далы, очень сходная с ними по литологическому составу.

Достоверные средне-верхнерифейские и вендские отложения имеются только в Малом и Большом Каратау и западной части Киргизского хребта, где в них найдены строматолиты среднего рифея и венда и вендские микрофитолиты.

Среднерифейские образования хорошо обоснованы органическими остатками только в западной части Киргизского хребта, где в известняках оввской свиты найдены многочисленные колонии среднерифейских строматолитов. Близкие по внешнему облику строматолиты содержатся и в известняках бакырлинской свиты Большого Каратау. И. Н. Крылову определить их пока не удалось, но сходство петрографического состава и стратиграфического положения бакырлинской и оввской свит с известной уверенностью позволяют считать их возраст среднерифейским.

Для верхнего рифея характерно почти повсеместно широкое развитие вулканогенных образований. В Большом Каратау это кайнарская свита, в западной части Киргизского хребта — терекская, в Чу-Балхашском районе — орумбайская; в Кендыктасе в это время также

накапливался, по-видимому, мощный вулканитовый комплекс. В Большом Каратау и на Макбельском антиклинории в основании вулканитов лежит толща главным образом красноцветных и аркозовых песчаников и сланцев, а в Большом Каратау — толща полимиктовых конгломератов (до 300 *м*), свидетельствующая о наличии на этом уровне несогласия и перерыва. Вулканиты в верхнем рифее отсутствуют только в Малом Каратау, где им синхронна мощная флишоидная толща (большекаройская свита).

Для верхнерифейских образований характерны резкие изменения химизма вулканитов. Если терекская свита Макбельского антиклинория сложена почти исключительно спилитами и диабазами, то в кайнарской свите и в вулканогенном комплексе Кендыктаса лавы основного состава слагают только их нижние части, а верхи представлены преимущественно туфами липаритовых порфиров. Орумбайская свита, так же как и свита Большого Нарына Среднего Тянь-Шаня, состоит почти исключительно из кислых вулканитов, преимущественно туфов. Изменение состава вулканогенных толщ связано, вероятно, с их различным положением в геосинклинальных структурах. Основные лавы накапливались в прогнутых эвгеосинклиналях, а синхронные им кислые разности изливались скорее всего на прилегающих геоантиклинальных поднятиях. Органические остатки в породах верхнего рифея в пределах рассматриваемой территории не установлены.

Достоверные вендские образования известны в Южном Казахстане только в горах Каратау. В других районах они, скорее всего, также имеются, но докембрийские органические остатки в них не найдены, поэтому они условно причленяются к нижнепалеозойским образованиям, с которыми обычно дислоцированы в едином структурном плане и имеют сходную степень метаморфических преобразований. Палеонтологическими остатками эти отложения охарактеризованы только в Малом Каратау, где в малокаройской свите найден характерный комплекс вендских строматолитов, а в беркутинской свите — вендские микрофитолиты.

Вендские отложения условно подразделены на две части. К нижнему венду относятся коксуйская и малокаройская свиты Малого Каратау, ранская, косшокинская и курайлинская свиты Большого Каратау. Отложения верхнего венда залегают резко несогласно на нижневендских толщах. К ним относится в Малом Каратау беркутинская свита, а в Большом Каратау — байконурская свита «тиллитоподобных» конгломератов.

Таким образом, в стратиграфии докембрийских образований к настоящему времени все еще очень много спорных, недостаточно разработанных вопросов. Совершенно условен возраст гнейсового комплекса Южного Казахстана. Недостаточно данных для обоснования возраста рифейских свит Большого Каратау, кокджотской серии Малого Каратау, вулканитового комплекса Кендыктаса и всех древних свит Бетпак-Далы и Чу-Балхашского района, так как ни в одном из этих стратиграфических подразделений нет ни определимых органических остатков, ни надежных радиогеологических реперов.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Кембрийские отложения в Южном Казахстане имеют ограниченное распространение. Наиболее широко и полно они представлены в хр. Каратау, горах Джабаглы и Чу-Илийских горах. На северных склонах Киргизского хребта, в Заилийском Алатау, хребтах Кетмень,

Кунгей и Терской Алатау они чаще всего слагают небольшие тектонические блоки и ксенолиты среди интрузивных пород, реже обнажаются в ядрах антиклинальных складок.

Палеонтологически доказанные кембрийские отложения в пределах Южного Казахстана впервые были установлены в 1939 г. в Малом Каратау (Безруков, Гиммельфарб и Соколов, 1940), затем в 1953 г. в горах Кендыктас (Дворцова, 1958), в 1956 г. В. В. Эзом и в 1961 г. Г. Х. Ергалиевым в Большом Каратау (Макарычев, 1957; Ергалиев, 1962), в 1957 г. в Киргизском хребте (Степаненко, 1959) и в 1963—1964 гг. в Чу-Илийских горах (С. Г. Токмачевой, Л. М. Палец, Т. Б. Рукавишниковой).

На западе Южного Казахстана в хребтах Большой и Малый Каратау и в горах Джабаглы кембрийские отложения представлены относительно маломощными сланцево-карбонатными образованиями. Они содержат обильные органические остатки, на основании которых здесь выделены все отделы кембрийской системы с расчленением их до ярусов и зон. Вулканогенные породы в составе отложений отсутствуют.

В Киргизском хребте нижние части кембрийских отложений сложены осадочно-вулканогенными, верхние — преимущественно осадочными образованиями. Палеонтологически охарактеризованы здесь только средний и верхний отделы системы; нижний отдел выделяется условно.

На востоке Южного Казахстана кембрийские отложения представлены образованиями, характерными для ранних стадий развития геосинклиналей. В составе отложений здесь большое значение имеют эффузивные и пирокластические породы основного состава, кремнисто-известняковые и терригенные зеленоцветные породы. Отложения кембрия интенсивно дислоцированы и претерпели значительный динамометаморфизм. Со спилито-диабазовыми формациями этих районов связаны интрузии габбро и гипербазитов. Отложения кембрия восточной зоны обычно бедны органическими остатками и поэтому их разрезы изучены недостаточно полно. Осадки нижнего и среднего кембрия для этой части территории или не обнаружены, или их выделение оспаривается. Более обоснованно установлен возраст отложений верхнего кембрия, однако их ярусное расчленение не может быть сделано из-за недостатка палеонтологических материалов.

В Джунгарском Алатау к кембрию условно отнесена сарычабынская свита метаморфических сланцев, начинающая разрез нижнепалеозойских отложений.

Для разработки стратиграфической схемы кембрия Южного Казахстана наиболее важное значение имеют работы: Д. В. Наливкина, В. А. Николаева, В. Н. Вебера, И. И. Машкара, П. Я. Безрукова, Н. М. Салова, С. Г. Анкиновича, Г. И. Макарычева, Г. А. Ярмака, К. А. Лисогор, А. Ф. Степаненко, Б. М. Келлера, В. Г. Королева, И. Н. Крылова, Г. Х. Ергалиева и других для Каратау и Киргизского хребта; Б. К. Терлецкого, Д. И. Яковлева, А. В. Пейве, К. И. Дворцовой, В. И. Рыцк, Н. Г. Марковой, Л. И. Боровикова, Л. Н. Крыськова, А. А. Недовизина, Б. А. Салина, Н. М. Чабдарова и других для восточной половины Южного Казахстана.

Принятая в настоящем томе стратиграфическая схема кембрия для хр. Каратау отличается от «Унифицированной схемы», утвержденной на Межведомственном совещании в 1958 г. в г. Алма-Ате. Эти изменения в достаточной степени обоснованы новыми палеонтологическими находками, полученными за последнее время Г. Х. Ергалиевым, Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и др. Стратиграфическая схема кембрия для восточных районов создана преимущественно на материалах,

полученных в процессе детальных геологосъемочных работ последних лет, на основании которых были уточнены взаимоотношения отдельных толщ и свит как между собой, так и с уже известными фаунистически охарактеризованными толщами.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

На территории хр. Каратау морские отложения кембрия, охарактеризованные остатками фауны, занимают большие пространства. Площади их развития приурочены к обоим ветвям — Большому и Малому Каратау и известны в северных отрогах Таласского Алатау — горах Джабаглы. Литологически кембрий выражен довольно однообразно: известняками, доломитами, кремнистыми и кремнисто-углистыми сланцами.

Древние толщи в Малом Каратау В. Н. Вебером (1925, 1935) были разделены на кокджотскую, каройскую и тамдинскую свиты, относимые им к нерасчлененному ордовику. В связи с открытием в 1937 г. в Малом Каратау фосфоритов и находкой в 1935 г. дискоидальных археоциат* И. И. Машкара (1937, 1939) каройскую и подстилающую кокджотскую серии отнес к нижнему и среднему кембрию, а тамдинскую свиту к нижнему ордовику, полагая, что верхнекембрийские отложения здесь отсутствуют. В то время существовали разные мнения о возрасте толщ Большого Каратау, которые считаются сейчас докембрием и кембрием и сложены породами литологически похожими на каройскую и тамдинскую серии. Так, например, терригенные толщи улутауской серии (венд) по аналогии с Малым Каратау Н. В. Дорофеевым, Н. Л. Бубличенко и другими были отнесены к ордовику, а бакырлинская свита (верхний рифей) — к кембрию.

Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия в Каратау были выделены лишь в 1939 г. Б. М. Гиммельфарбом после находки в Малом Каратау в низах свиты, ныне именуемой шабактинской, фауны низов среднего кембрия (Безруков, Гиммельфарб и Соколов, 1940). Позднее доказано наличие двух типов разрезов «кембрия» (венда и кембрия), приуроченных к двум разнофациальным зонам хр. Каратау (Малому и Большому Каратау). Подробную стратиграфическую схему «кембрийских» (вендских и кембрийских) образований Большого Каратау и гор Джабаглы на основании многолетних наблюдений разработал Н. М. Салов (1943—1947 гг.).

В 1952—1956 гг. Г. А. Ярмак и К. А. Лисогор выявили многочисленные остатки трилобитов среднего и верхнего кембрия в Малом Каратау (Лисогор, 1960), а в 1956 г. В. В. Эз нашел ископаемую фауну майского яруса по р. Арпаозен в Большом Каратау (Макарычев, 1957).

После этих находок появились работы, уточняющие и детализирующие первоначальные схемы В. Н. Вебера, П. Л. Безрукова и Н. М. Салова. Г. И. Макарычевым (1957) «кембрийские» образования (вендские и кембрийские) были расчленены (снизу вверх): на ранскую, кумыстинскую, кенсайскую, алтынтаускую свиты нижнего кембрия и на карагурскую, курумсакскую и кокбулакскую свиты среднего и верхнего кембрия.

В 1961 г. вышла монография С. Г. Анкиновича, обобщившая многолетние личные наблюдения и громадный фактический материал, собранный трудами геологов Каратау. Им в Большом Каратау к «нижнему кембрию» (венду в современном понятии) были отнесены образо-

* Дискоидальные археоциаты А. Г. Вологдиным определены со знаком вопроса (Машкара, 1938); позже никому из исследователей не удалось собрать дополнительные материалы по ним.

вания улутауской серии, состоящей из ранской, карагурской и аксумбинской свит, а к среднему и верхнему отделам — саускандыкская серия, объединяющая породы байконурской, курумсакской и кулантауской свит. В Малом Каратау их стратиграфическими аналогами считались каройская (большекаройская, коксуйская и малокаройская свиты) и тамдинская (чулактауская и шабактинская свиты) серии. Данная схема была принята в 1958 г. Межведомственным совещанием (в Алма-Ате) и выделенные свиты вошли в легенду геологических карт. Таким образом, к началу 60-х годов сложилось представление о нижнекембрийском возрасте каройской (улутауской) серии и о среднекембрийском времени формирования чулактауской (курумсакской) свиты, хотя они не были охарактеризованы палеонтологически. Обильная фауна, собранная в 1968 г. Г. Х. Ергалиевым, В. В. Миссаржевским, М. Б. Зима и другими подтвердила нижнекембрийский возраст чулактауской и низов шабактинской свит, в том числе слоя, в котором Б. М. Гиммельфарбом собиралась фауна, считавшаяся раннесреднекембрийской. Данные, полученные Г. Х. Ергалиевым по Большому Каратау и горам Джабаглы и сборы в карбонатных разрезах кембрия богатой фауны трилобитов среднего и верхнего отделов и тремадока, позволили предложить единую унифицированную схему стратиграфии венда и кембрия. Изучение непрерывных разрезов кокбулакской свиты внесло коррективы в вопрос о возрасте ее и подстилающих толщ (Ергалиев, 1962, 1965, 1967, Борукаев и др., 1964). К настоящему времени можно считать аргументированными докембрийский возраст каройской (улутауской) серии и кембрийский возраст формирования сланцево-карбонатных отложений Каратау, хотя некоторые исследователи придерживаются прежнего взгляда (Лисогор, 1966 и др.).

Биостратиграфические схемы кембрийских отложений разработаны К. А. Лисогор (1960, 1966) для Малого Каратау и Г. Х. Ергалиевым (1965, 1967 г.) для Большого Каратау и гор Джабаглы (табл. 2)*.

Широко распространенные в Большом Каратау и горах Джабаглы кембрийские образования разделены на курумсакскую и кокбулакскую свиты и повсеместно представлены существенно сланцево-карбонатными породами, характеризующимися малыми мощностями. Здесь нижний кембрий пока не получил фаунистического обоснования и выделяется условно по стратиграфическому положению ниже образований, охарактеризованных фауной низов среднего кембрия (Ергалиев, 1965, 1967), а также по аналогии с Малым Каратау, хр. Чаткал и горами Куруктаг (Западный Китай), где доказан нижнекембрийский возраст аналогичных толщ (Келлер, Покровская, 1965; Ху Шу-юн, 1959). Средний и верхний отделы кембрия в Малом Каратау и горах Джабаглы доказаны фаунистически очень хорошо и дробно расчленены Г. Х. Ергалиевым (1965, 1967) на ярусы, горизонты и зоны, а некоторые из них на подзоны.

Нижний и средний отделы

В Большом Каратау и горах Джабаглы к нерасчлененному нижнему — среднему кембрию относятся образования курумсакской свиты.

Курумсакская свита. Толща черных кремнисто-углистых сланцев, которую в 1957 г. Г. И. Макарычев назвал курумсакской свитой по названию р. Курумсак (Северо-Западный Каратау), без труда устанавливается во всех разрезах Большого Каратау и горах Джабаглы. Она расположена стратиграфически выше байконурской свиты

* Таблицы 2, 5, 6, 7, 9, 13 даются приложением (вкладками).

венда, на кровле которой залегает со скрытым и трансгрессивным несогласием, и, в свою очередь, согласно перекрыта отложениями кокбулакской свиты среднего — верхнего кембрия и тремадока (рис. 11). Отложения курумсакской свиты прослежены в Большом Каратау на протяжении 420 *км* от гор Даут на северо-западе до гор Джабаглы на юго-востоке. Наиболее обширные выходы этой свиты наблюдаются в Северо-Западном Каратау в бассейнах рек Талдыбулак, Баласаускандык, Курумсак и Ран.

Курумсакская свита сложена в нижней части черными, темно-серыми, пепельно-серыми плитчатыми яшмовидно-кремнистыми, кремнистыми, кремнисто-углистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-глинистыми и углисто-известковистыми сланцами, а в верхней половине — различными тонкослоистыми сланцами: кремнисто-углистыми, углисто-кремнистыми и подчиненными им маломощными (от 2 *см* до 3 *м*) прослоями и линзами доломитов и известняков.

Обширные площади выходов курумсакской свиты известны в верховье р. Курумсак. Здесь породы свиты ванадиеносны, и их условия залегания хорошо изучены. Отложения собраны в узкие антиклинальные и синклинальные складки северо-западного (310—330°) направления с углами падения крыльев 30—88°; крылья складок осложнены дислокациями более высоких порядков. По горным выработкам и естественным выходам Г. Х. Ергалиев в 4,5 *км* восточнее родника Сарлабекбулак составил следующий разрез:

1. Темно-серые доломиты, залегающие на выветрелой поверхности тиллитоподобных конгломератов байконурской свиты	0,4 *м*
2. Грубо- и тонкоплитчатые (от 2 до 50 *см*) яшмовидно-кремнистые сланцы	28 „
3. Тонкоплитчатые (от 2 до 10 *см*) яшмовидно-кремнистые и кремнистые сланцы с характерной тонкой слоистостью и бугорчатой поверхностью по плоскостям наслоения; сланцы собраны в мелкие дисгармоничные складки	22 „
4. Закономерно чередующиеся кремнистые, кремнисто-углистые и углисто-глинистые сланцы с конкрециями (1—2 *см*) кремней и кремнисто-фосфатных пород, обильными послойными и секущими кварцевыми прожилками; на поверхностях напластования налеты и гнезда зеленых, зеленовато-желтых и желтых ванадиевых и фосфорных минералов . .	3 „
5. Яшмовидно-кремнистые и кремнистые сланцы с кремнисто-фосфатными конкрециями размером от 2 до 7 *см*, с налетами и гнездами ванадиево-фосфорных минералов	17 „
6. Кремнистые, кремнисто-углистые и кремнисто-глинистые сланцы с ванадиевой минерализацией	10 „
7. Кремнистые сланцы с редкими конкрециями кремней и фосфатных пород; налеты и гнезда ванадиевых минералов в меньшем количестве по сравнению с пачкой 6	23—25 „
8. Пиритизированные кремнистые, кремнисто-углистые, углисто-глинистые и глинистые сланцы	50 „
9. Пиритизированные тонкослоистые кремнистые, кремнисто-углистые, углисто-глинистые и глинистые известковые сланцы	80—100 „

Общая мощность приведенного разреза 230—255 *м*.

Верхи разреза (слои 8 и 9) С. Г. Анкиновичем (1960, 1961) выделялись в самостоятельную «нижнекулантаускую свиту», отличающуюся слабой ванадиеносностью. Приведенный разрез показывает, что границы между слоями 7 и 8 не отличаются литологической четкостью и поэтому выделение двух свит мало оправдано.

В Центральном Каратау выходы курумсакской свиты развиты в междуречье Арпаозен и Алмалы, где слагают северо-восточное крыло Мынжилкинского поднятия. В юго-восточной периклинальной части этого поднятия на правом берегу левого притока р. Арпаозен и в верховьях р. Сарымсак (рис. 12) обнажены отложения курумсакской свиты, постепенно переходящие в известняки и доломиты вышележа-

Вендский комплекс	Кембрийская						Ордовикская		Система
	Нижний		Средний		Верхний		Нижний		Отдел
	Алданский	Ленский	Амгинский	Майский	Туорский	Шидертинский	Тремадок	Арениг	Ярус
Байконурская	Курумсакская				Кокбулакская		Камальская		Сев.-Зап. Каратау
	Курумсакская		Кокбулакская				Камальская		Центр. Каратау
	Курумсакская		Кокбулакская				Камальская		Юго-Вост. Каратау
	Курумсакская		Кокбулакская				Камальская		Горы Джебаглы

Свиты

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАРАТАУ — ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАРАТАУ — ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАРАТАУ

Горы Джебаглы (Междуречье рр Б. и М. Камал)

р. Курумсак — Верховье р. Аксумбе — р. Карагур — р. Ран — р. Казылата

0,4 | 80 | 175 | 95

55 | 140 | 80

30 | 110 | 100

5 | 40 | 90 | 110

60 | 30

Верховье р. Арпаозен

Разрез I: 25 | 45 | 30 | 27 | 40 | 25 | 27 | 30 | 50 | 30

Разрез II: 20 | 38 | 38 | 8 | 33 | 28 | 30 | 78 | 35

Разрез III: 53 | 130

Верховье р. Сарымсак

Разрез IV: 20 | 0,6 | 55 | 70 | 45 | 40 | ~ 200 | 50

Верховье р. Жиланды (Юго-восточный склон горы Кокбулак)

20 | 5 | 15 | 30 | 380

р. Кулан

20 | 90 | 250

25 | 39 | 85 | 10 | 60 | 120 | ~ 200

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17

щей кокбулакской свиты. Породы курумсакской и кокбулакской свит образуют сложно построенные антиклинальные и синклинальные складки с углами падения крыльев 70—88°, осложненные многочисленными мелкими разрывными нарушениями. Мощность свиты изменяется от 20 до 120 *м*.

Ниже приводится послойный ее разрез, изученный в верховьях р. Сарымсак, в 8,1 *км* юго-восточнее горы Бессаз. Здесь непосредственно выше темно-зеленых тиллитоподобных сланцев байконурской свиты залегают (снизу вверх):

1.	Темно-серые доломиты, на выветрелой поверхности буровато-коричнево-желтые	0,6 *м*
2.	Тонкослоистые глинисто-углистые сланцы	5 „
3.	Светло-серые ленточно-полосчатые яшмовидно-кремнистые сланцы с кремнисто-фосфатными конкрециями размером от 2 до 6 *см*	1,5 „
4.	Тонкоплитчатые (2—5 *см*) кремнистые сланцы с редкими конкрециями кремней и фосфатных пород	3—5 „
5.	Грубоплитчатые яшмовидно-кремнистые сланцы	45 „
6.	Кремнистые сланцы	6—7 „
7.	Часто переслаивающиеся кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы	60 „

Общая мощность приведенного разреза 120 *м*.

В Юго-Восточном Каратау (горы Кокбулак, Бороддайтау и Кулантау) курумсакская свита так же, как в Центральном и в Северо-Западном Каратау, состоит из аналогичных яшмовидно-кремнистых, кремнистых, кремнисто-углистых, кремнисто-глинистых и других сланцев общей мощностью от 50 до 150 *м*.

Наиболее характерный разрез этой свиты составлен в верховье р. Жиланды. Здесь непосредственно на тиллитоподобных конгломератах байконурской свиты лежат (снизу вверх):

1.	Серые, темно-серые и пепельно-серые, а местами рыжевато-серые, мелкозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники	4—5 *м*
2.	Тонкослоистые яшмовидно-кремнистые сланцы	15 „
3.	Плитчатые (1—3 *см*) кремнистые сланцы	30 „

Мощность описанного разреза около 50 *м*.

Далее к юго-востоку от р. Жиланды мощность курумсакской свиты увеличивается до 100—150 *м*.

В горах Джабаглы курумсакская свита, как и в хр. Большом Каратау, представлена черными, темно-серыми, пепельно-серыми и серыми яшмовидными, кремнистыми, кремнисто-углистыми, кремнисто-углисто-глинистыми, глинисто-углистыми и углистыми сланцами с маломощными прослоями (от 2 до 10 *см*) известняков и доломитов.

В районе междуречья Большой и Малый Камал курумсакская свита образована в основании серыми и светло-серыми кварцевыми песчаниками, которые залегают с размывом на тиллитах байконурской свиты и породах курайлинской свиты. Стратиграфически выше располагаются ленточно-полосчатые кремнистые сланцы черного и светло-серого цвета, а еще выше глинистые и глинисто-известковистые сланцы с конкрециями кремнисто-фосфатных

Рис. 11. Схема сопоставления кембрийских отложений Большого Каратау и гор Джабаглы (составил Г. Х. Ергалиев)

1 — конгломераты; *2* — кварцево-серицитовые и хлорито-серицитовые сланцы; *3* — известняки; *4* — доломиты; *5* — кремнисто-углисто-глинистые и углисто-глинистые сланцы; *6* — кремнистые яшмовидно-кремнистые и ванадиеносные сланцы; *7* — кварцево-полевошпатовые сланцы; *8* — брекчии; *9* — тиллитоподобные конгломераты; *10* — глинистые, хлорито-глинистые, глинисто-известковистые сланцы курайлинской свиты; *11* — метаморфизованные кислые эффузивы; *12* — основные эффузивы; *13* — перерыв в разрезе; *14*, *15* — остатки фауны: *а* — трилобитов, *б* — беззамковых брахиопод; *а* — граптолитов, *б* — строматопороидей; *16* — граница между свитами; *17* — границы: *а* — между отделами, *б* — между ярусами

пород. В верхней части свиты преимущественно развиты серые кремнисто-глинисто-известковистые и алевролитистые сланцы. Общая мощность 25—30 *м*.

Стратиграфически выше развиты карбонатные образования кокбулакской свиты; в низах ее обнаружены строматопоры, а в средней части — трилобиты верхов майского яруса среднего кембрия. Мощность свиты в горах Джабаглы колеблется от 300 до 350 *м*.

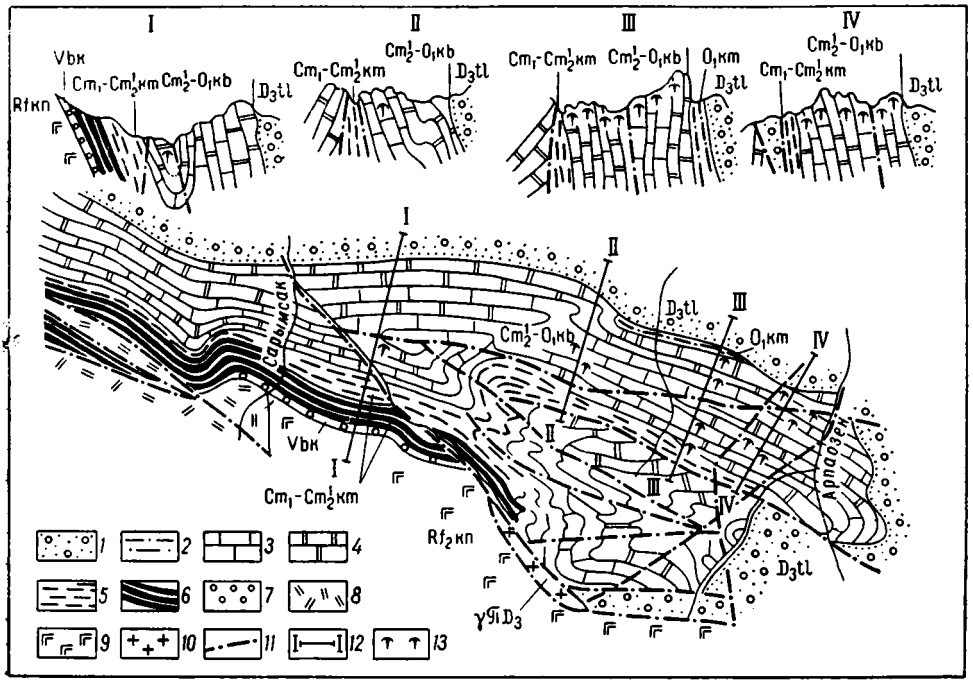


Рис. 12. Геологическая схема верховьев рр. Арпаозен и Сарымсак (составил Г. Х. Ергалиев)

1 — конгломераты и песчаники; *2* — кварцево-серицитовые и глинистые сланцы; *3* — черные плитчатые известняки; *4* — доломиты; *5* — пепельно-серые и черные углисто-глинистые и кремнисто-углисто-глинистые сланцы; *6* — черные кремнистые, яшмовидно-кремнистые и углисто-кремнистые ванадиеносные сланцы; *7* — тиллитоподобные конгломераты; *8* — метаморфизованные кислые эффузивы; *9* — спилиты, диабазовые порфириты и их туфы; *10* — мелкозернистые гранит-порфиры; *11* — разрывные нарушения; *12* — линия разреза; *13* — остатки трилобитов. (Разрезам по линиям соответствуют колонки на рис. 11)

Разрезы курумсакской свиты в отмеченных районах весьма сходны; небольшие отличия заключаются в соотношениях кремнисто-глинистых и глинисто-известковистых сланцев, а также в наличии маломощных прослоев карбонатных пород. Верхние части курумсакской свиты характеризуются изменчивостью литологического состава и мощности: если на северо-западе (Северо-Западный Каратау) в верхней половине ее преобладают кремнисто-глинистые сланцы, то по мере продвижения на юго-восток (Центральный, Юго-Восточный Каратау и горы Джабаглы) они постепенно становятся глинисто-известковистыми и известковистыми.

Нижняя граница свиты в Большом Каратау считается по основанию пласта доломита, а в горах Джабаглы — по подошве кварцитовидных песчаников. Верхняя граница ее проводится по последнему пласту кремнисто-углистых сланцев в Северо-Западном Каратау, а в Центральном и Юго-Восточном Каратау и горах Джабаглы по подошве

пачки доломитов и глинистых известняков с фауной амгинского яруса среднего кембрия. Несогласие ее можно установить только регионально, рассматривая соотношения свит по всем районам Большого Каратау и гор Джабаглы. Так, например, в Северо-Западном и в Центральном Каратау, разрез курумсакской свиты, как правило, начинается пластами (от 0,4 до 10 *м*) серых или буровато-серых доломитов, залегающих, в одних случаях на крупновалунных тиллитоподобных конгломератах, в других — на средне- и мелкообломочных и тиллитоподобных сланцах байконурской свиты или, наконец, на фельзитах кайнарской свиты (р. Сарымсак). На площади Юго-Восточного Каратау (верховье р. Жиланды) и гор Джабаглы стратиграфически выше средне- и мелкогалечниковых тиллитоподобных конгломератов байконурской свиты следует пачка темно-серых и серых аркозовых и кварцитовидных песчаников, которые по вещественному составу и внешнему объему более тесно связаны с вышележащими образованиями курумсакской свиты, нежели с подстилающими породами. На несогласное налегание курумсакской свиты на более древние образования в горах Боролдайтау указывал ранее Н. М. Салов и др. О нижне-среднекембрийском возрасте курумсакской свиты свидетельствует ее скрытое несогласное налегание на породы вендского комплекса — самого позднего докембрия и положение под фаунистически охарактеризованной кокбулакской свитой, низы которой содержат в разных районах Большого Каратау несколько разновозрастных комплексов фауны от низов среднего кембрия до самых верхов этого отдела. Следовательно, курумсакская свита по возрасту относится в Северо-Западном Каратау — к нижнему кембрию — верхам майского яруса среднего кембрия включительно, а в Центральном и Юго-Восточном Каратау и в горах Джабаглы — к нижнему кембрию — нижней половине амгинского яруса среднего кембрия.

Нижне-среднекембрийский возраст свиты подтверждается также сопоставлением с аналогичными образованиями смежных областей. В низах шабактинской свиты М. Каратау (р. Учбас), стратиграфически выше чулактауской свиты, Б. М. Келлером и другими выявлены трилобиты и хиолиты верхов алданского или низов ленского ярусов нижнего кембрия, а в фосфоритовом и железо-марганцевом горизонтах — онколиты, катаграфии и строматолиты венда и нижнего кембрия (Келлер, Королев и Крылов, 1965; Келлер и Покровская, 1965). Фосфоритовый горизонт чулактауской свиты Малого Каратау стратиграфически и литологически полностью соответствует ванадиеносному горизонту Большого Каратау и гор Джабаглы, как это доказано С. Г. Анкиновичем (1961), М. М. Адышевым, В. Г. Королевым (1962) и многими др.

В хр. Чаткал, в 26—31 *м* от основания сандалашской свиты, в 1963 г. П. П. Мисюсом и К. С. Сагындыковым выявлены беззамковые брахиоподы нижнего кембрия. Свита по составу и стратиграфическому положению считается несомненным аналогом курумсакской свиты.

Средний и верхний отделы

В Большом Каратау и горах Джабаглы к нерасчлененному среднему — верхнему кембрию относится кокбулакская свита, охарактеризованная остатками трилобитов по всему разрезу (см. табл. 2).

Кокбулакская свита. Образования свиты (от горы Кокбулак) повсеместно в пределах Большого Каратау и гор Джабаглы тесно связаны с породами курумсакской и камальской свит, с которыми имеют согласные взаимоотношения (см. рис. 11).

Они повсюду представлены однообразными тонкоплитчатыми, реже грубоплитчатыми, как правило, тонкослоистыми глинистыми и глини-

сто-углистыми известняками и доломитами черной, темно- и светло-серой, иногда коричневато-серой и розовой окраски. Встречаются прослои и пропластки (от 0,5—до 2,0 *см*, реже до 5 *м*) глинистых, хлорито-серицитовых и кварцево-серицитовых сланцев.

В Северо-Западном Каратау палеонтологически документированный разрез кокбулакской свиты установлен в верховьях р. Аксумбе. Здесь непосредственно на курумсакской свите лежат (снизу вверх):

1. Окварцованные и доломитизированные тонкослоистые известняки . . 5 *м*
2. Тонкослоистые рассланцованные известняки с прослоями глинистых, глинисто-хлоритовых сланцев (от 2 до 50 *см*); в почве слоя в плитчатом черном известняке Г. Х. Ергалиевым собраны *Hypagnostus* Jaek., *H. kendectasicus* Krys., *Glyptagnostus* cf. *stolidotus* Opik., *Pseudagnostus* sp., *Phaldagnostus* sp., *Ajrikina* Krys. (новый вид), *Proceratopyge* cf. *rotundata* Krys. и другие новые формы; возраст — низы верхнего кембрия (туорский ярус, по Н. К. Ившину и Н. В. Покровской, 1968) . . . . . 30 „
3. Пачка тонкослоистых глинистых и глинисто-углистых известняков и доломитов, преобладают известняки; в средней части пачки найдены остатки беззамковых брахиопод верхнекембрийского облика . . . . . 35 „
4. Пачка хлоритово-глинистых и алевролитовых сланцев и тонкослоистых окварцованных известняков; преобладают в разрезе известняки, сланцы развиты в виде прослоев . . . . . 10 „

Мощность приведенного разреза 80 *м*.

Общая мощность свиты в Северо-Западном Каратау колеблется от 80 до 110 *м*.

Разрезы кокбулакской свиты в Центральном Каратау по составу примерно такие же, как и в Северо-Западном, но отличаются преобладанием в низах доломитов и увеличением мощностей почти в три раза. Здесь отложения этой свиты наиболее полно доказаны фаунистически по бассейнам рек Кызылата, Арпаозен и Сарымсак (см. рис. 11).

В среднем течении р. Кызылата обнажена только верхняя часть кокбулакской свиты мощностью около 90 *м*, а ее низы срезаны разломом. В 1961 г. отсюда впервые Г. Х. Ергалиевым (1962) были собраны и определены *Agnostus hedini* Troed., *Lotagnostus asiaticus* Troed., *Pseudagnostus acutifrons* (Troed.), *Hedinaspis regalis* Troed., *Charchaqia norini* Troed., *Proceratopyge rectispinatas* (Troed.) и другие, характерные для верхов шидертинского яруса верхнего кембрия.

Хорошо изученным и важным районом для познания вещественного состава и палеонтологической характеристики кокбулакской свиты является участок верховьев рек Арпаозен и Сарымсак. В верховьях р. Арпаозен, как на это указывают Г. И. Макарычев (1957) и С. Г. Анкинович (1960, 1961), в 1956 г. В. В. Эз в глинистых известняках данной свиты впервые обнаружил *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögg) и *Peronopsis* sp., по заключению Н. В. Покровской, характерных для самых верхов среднего кембрия. Точная привязка этой находки отсутствует; ее положение в разрезе кокбулакской свиты также не было установлено. В. В. Эз и другие до определения этой фауны считали, что она выявлена в среднепалеозойских отложениях.

В 1962 г. Г. Х. Ергалиевым на этом участке были найдены многочисленные остатки фауны второй половины майского яруса среднего кембрия и верхней трети верхнего кембрия. В последующие годы здесь были составлены серии разрезов, в которых обнаружено свыше 30 местонахождений фауны трилобитов второй половины амгинского и майского ярусов среднего, всего верхнего кембрия и тремадокского яруса ордовика. Разрезы кокбулакской свиты были детально расчленены на ярусы, зоны и даже на подзоны (см. табл. 2).

Ниже приводится наиболее полный разрез кокбулакской свиты, находящийся в 1,5 *км* юго-западнее слияния левого и правого истоков р. Арпаозен. Здесь на черных кремнистых и кремнисто-глинистых сланцах курумсакской свиты залегают (снизу вверх):

1. Тонкослоистые известняки, известково-глинистые, глинистые и кремнисто-глинистые сланцы; известняки преобладают; мощность отдельных прослоев от 1 до 4, иногда до 20 *см*; в известняках кровли обнаружены редкие остатки *Triplagnostus* sp. . . . . 10 *м*

2. Темно-серые и черные, на выветрелой поверхности коричневато-желто-серые, мелкозернистые доломиты с тонкими 0,5—2,5 *см* прослоями черных кремнистых сланцев . . . . . 0,75 „

3. Пачка, аналогичная слою 1, преобладают сланцы . . . . . 3,5 „

4. Пачка, аналогичная слою 2; в доломитах остатки водорослей округлой формы, размером от 0,2 до 1,5 *см* . . . . . 10 „

5. Часто переслаивающиеся доломиты и кремнистые сланцы, преобладают сланцы . . . . . 5 „

6. Темно-серые, на выветрелой поверхности коричневато-темно-серые водорослевые доломиты . . . . . 3,85 „

7. Тонкоплитчатые обычно тонкослоистые известняки с *Triplagnostus gibbus* (Linnr.), *T.* cf. *praecurrens* (West.), *Ptychagnostus* ex gr. *atavus* (Tull.) . . . . . 1,5 „

8. Массивные и тонкоплитчатые водорослевые доломиты с очень редкими прослоями (от 2 до 3 *см*) известняков, кремнисто-глинистых, глинисто-известняковых и известковистых сланцев . . . . . 4 „

9. Пачка кремнисто-глинистых, глинистых и глинисто-известковистых сланцев с маломощным (от 10 до 15 *см*) прослоем доломитов . . . . . 5 „

10. Тонкослоистые доломиты . . . . . 1 „

11. Сланцы, аналогичные слою 9 . . . . . 2 „

12. Массивные мелкозернистые доломиты . . . . . 25 „

13. Тонкоплитчатые (от 2 до 5, реже до 20 *см*), как правило, тонкослоистые, известняки, переслаивающиеся глинистыми, глинисто-кремнистыми и глинисто-известковистыми сланцами; в основании обнаружены *Pseudophalacroma crebra* Pokr., *Phalacroma maja* Pokr., *P. longiformis* Pokr., *Hypagnostus parvifrons* (Linnr.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögg.), *G. longispinus* Pokr., *G. fumicola* Opik, *Peronopsis fallax* (Linnr.), *P.* cf. *comus* Ress. et Endo, *Amphoton* sp., *Fuchouia chiai* Lu, *Lisania* sp. и другие. В 2 *м* выше их собраны *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. laevigata* var. *armata* (Linnr), *Phalacroma* cf. *maja* Pokr., *Peronopsis fallax* cf. *minor* (Brögg.), *Hypagnostus parvifrons* (Linnr.), *Goniagnostus nathorsti* (Brögg.), *Fuchouia manchuriensis* (Walc.), *F. quadrata* Ress. et Endo, *Lisania* Walc., *Pianaspis (Prohedinia)* sp. и другие. Далее в 12 *м* от основания найдены *Lejopyge laevigata,* (Dalm.), *L. laevigata* var. *armata* (Linnr.), *L. calva* Rob., *Clavagnostus sulcatus* West., *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *H. sulcifer* (Wall.), *H. exsculptus* (Ang.), *H. exsculptus* var. *geminus* West., *Linguagnostus* cf. *kjerulfi* (Brogg.), *Ptychagnostus aculeatus* (Ang.), *Fuchouia* cf. *chiai* Lu, *F.* cf. *delicata* Lu, *Taitzuia* Ress. et Endo, *Peishania* Ress. et Endo. и другие; в 7,5 *км* выше — *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. calva* Rob., *Clavagnostus repandus* (West.), *Homagnostus pater* (West.), *H. fecundus* Pokr., *Oidalagnostus trispinifer* West., *Goniagnostus longispinuser* Pokr., *Damesella* sp., *Lisania* Walc. и др.; стратиграфически выше в 5 *м* найдены *Clavagnostus sulcatus* West., *Homagnostus obesus* (Belt), *Pseudagnostus doubellei* (Berg.), *Hypagnostus exsculptus* var. *geminus* West., *Acmarhachis* Ress., *Blackvelderia* cf. *paronai* (Ajrag.), *Drepanura* Berg., *Teinistion* Monke, *Stephanocare* sp., *Cyclolozenzella* Kob., *Ordosia* sp. и др., в кровле описываемой пачки встречены трилобиты: *Homagnostus covexus* Chu, *H. fecundus* Pokr., *Blackwelderia* Walc. (новый вид), *Onchonotellus* sp. и др. . . . . 28 *м*

14. Пачка тонкоплитчатых доломитов и доломитизированных известняков с маломощными (1—6 *см*) прослоями глинистых и глинисто-хлоритовых сланцев; в 3 *м* от основания пачки прослой черных слабее доломитизированных известняков (0,40 *м*), быстро выклинивающийся; в них обнаружены *Aspidagnostus lunulosus* (Krys.), *Proceratopyge nathorsti* West. . . . . 30 „

15. Брекчированные доломиты, отделенные от пачки 14-разрывным нарушением . . . . . 5 „

16. Тонкоплитчатые известняки и доломиты с прослоями глинистых и хлоритово-глинистых сланцев; в почве известняков выявлены: *Lotagnostus trisectus* (Salt.), *Cyclopagnostus* sp., *Hedinaspis* sp., *Charchaqia* sp. . . . 6 „

17. Брекчированные доломиты с редкими прослоями известняков . . 24 „

18. Тонкоплитчатые известняки с *Cyclopagnostus* How., *Drumaspis* Ress., *Kingstonia* cf. *paichiaencis* Kob., *Onchonotellus perlatus* Ivsh., *O. trisulcatus* Ivsh., *Acrocephalina armata* Troed., *A.* cf. *acuta* Troed. и др. 3 *м*
19. Брекчированные доломиты . . . . . 10 „
20. Переслаивающиеся плитчатые известняки и доломиты; в кровле обнаружены *Agnostus* cf. *hedini* Troed., *Acrocephalina* sp. и др. . . . . 10 „
21. Плитчатые и тонкослоистые известняки с прослоями глинистых и хлоритово-глинистых сланцев; в 3,5 *м* от основания собраны: *Agnostus hedini* Troed., *Cyclopagnostus* How., *Parabolinites* sp., *Plicatolina quadrata* Pork., *Charchaqia* Troed., *Hedinaspis* sp. . . . . 8 „
22. Брекчированные массивные доломиты и известняки . . . . . 12 „
23. Тонкослоистые известняки с *Gallagnostus* How., *Lejagnostus* sp., *Hysterolenus* ex gr. *tornquisti* Mob., *Amzaskiella* sp., *Niobella* sp., *Hapalopleuridae* и *Olenidae* (новые роды) и др. . . . . 3,50 „
24. Брекчированные массивные доломиты, в верхней части прослой (1,5 *м*) плитчатых известняков с *Euloma* sp., *Sumphusurus* sp., *Niobella* sp. и *Kitatagnostus* Petr. (m. s.) . . . . . 10 „
25. Пачка массивных и плитчатых брекчированных, окварцованных и баритизированных доломитов, доломитизированных известняков и известняков с прослоями глинистых и глинисто-известковистых сланцев . . . 30—35 „

Мощность разреза около 280 *м*.

Общая мощность свиты в этом районе порядка 300 *м*.

По обилию фауны трилобитов и последовательной сменяемости их комплексов по вертикали данный разрез может считаться одним из опорных для среднего и верхнего кембрия и частично нижнего тремадока среднеазиатской части СССР.

Аналогичные по составу и мощности разрезы кокбулакской свиты наблюдаются и в горах Кокбулак и Боролдайтау (Юго-Восточный Каратау). Однако мощность их здесь увеличивается почти в полтора раза по сравнению с Центральным Каратау.

В горах Джабаглы широкие полосы выходов кокбулакской свиты известны в верховьях рек Большой и Малый Камал. Последовательность напластования развитых на этом участке карбонатных пород и основные закономерности изменения состава и мощностей в целом аналогичны разрезам Центрального и Юго-Восточного Каратау. Стратиграфически выше курумсакской свиты обнажается пачка светло-серых и серых тонкослоистых и плитчатых доломитов (около 10 *м*), которые содержат хорошо сохранившиеся остатки строматопор и беззамковых брахиопод. Выше с постепенным переходом они сменяются более мощной пачкой темно-серых, серых и светло-серых, иногда черных массивно-плитчатых доломитов и доломитизированных известняков (60—70 *м*). Выше по разрезу следуют черные, темно-серые, серые, а местами светло-серые тонкослоистые и плитчатые доломиты и глинисто-углистые известняки (преобладают), переслаивающиеся между собой; отмечаются маломощные прослои кремнистых, кремнисто-глинистых и хлоритово-глинистых сланцев. Верхи свиты в рассматриваемом участке гор Джабаглы неизвестны. Общая мощность кокбулакской свиты здесь от 250 до 400 *м*.

В 2 *км* южнее и юго-восточнее кордона, находящегося на северном склоне гор Джабаглы, в пачке черных плитчатых известняков с прослоями (от 0,5 до 2,0 *м*) кремнисто-глинистых и глинистых сланцев, слагающих южное крыло брахисинклинали, Г. Х. Ергалиевым в 1964 г. были собраны *Lejopyge laevigata* (Dalm.), *L. laevigata* var. *armata* (Linnr.), *Phoidagnostus bituberculatus* (Ang.). *Hypagnostus* Jaek. (новый вид) и *Lisania* sp. Эти формы характерны для верхов майского яруса среднего кембрия. Выходы черных известняков обрамлены разрывными нарушениями и поэтому точное положение их в разрезе кокбулакской свиты трудно определить. По-видимому, эта пачка залегает в средней части разреза кокбулакской свиты, так как по фауне и со-

ставу является полным аналогом пачки 13 приведенного выше Центрально-Каратауского разреза.

В настоящее время кокбулакская свита охарактеризована большим количеством органических остатков; в Северо-Западном Каратау в низах этой свиты встречаются трилобиты первой половины верхнего кембрия; в Центральном Каратау — в основании свиты выявлена фауна низов среднего кембрия; в средней части — верхнего кембрия; в верхах свиты обнаружены трилобиты нижнего ордовика (см. табл. 2). Выяснилось, что период формирования кокбулакской свиты в разных районах Большого Каратау и гор Джабаглы имеет различную длительность, занимая то больший (средний кембрий — тремадокский ярус ордовика), то меньший (верхи среднего — верхний кембрий) отрезки геологического времени. Так, например, на территории Северо-Западного Каратау, в районе р. Аксумбе, органические остатки туорского яруса верхнего кембрия найдены в 5 *м* от основания кокбулакской свиты. Поэтому в этом районе вполне вероятен несколько более древний возраст нижней границы, чем низы верхнего кембрия. Возможно, что в пятиметровой базальной пачке будут обнаружены окаменелости самых верхов среднего кембрия. В Центральном Каратау нижние пачки этой свиты содержат фауну нижней половины амгинского яруса среднего кембрия, а верхние слои — остатки трилобитов нижнего тремадока.

Все эти данные указывают на ясно выраженное изменение нижних и верхних стратиграфических границ кокбулакской свиты с северо-запада на юго-восток в шкале геологического времени.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

В Малом Каратау кембрийские образования выражены преимущественно карбонатными, интенсивно дислоцированными породами мощностью около 1500 *м*, содержащими фауну всех отделов и разделяемыми на чулактаускую и шабактинскую свиты.

Чулактауская свита. Отложения этой свиты повсеместно устанавливаются в пределах хр. Малого Каратау, стратиграфически выше беркутинской свиты («нижних доломитов», по П. Л. Безрукову) венда, на которой они залегают со следами размыва. По данным П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, С. Г. Анкиновича, Г. А. Ярмака и других, чулактауская свита начинается кремнистым горизонтом (от 10 до 25 *м*), который выше по разрезу сменяется «продуктивным» или фосфоритовым горизонтом (пластовые фосфориты, прослои кремнистых фосфатно-кремнистых, фосфатно-известково-кремнистых сланцев и фосфоритовых конгломератов), заключающим в районе водораздела рек Беркуты и Шидерты, по данным Б. М. Келлера, В. Г. Королева и И. Н. Крылова, остатки онколитов и катаграфий *Osagia monolamellosa* Z. Zhur., *O. minuta* Z. Zhur., *Vesicularites bothrydioformis* (Krasn.). Эти формы, по заключению З. А. Журавлевой, характерны для вендского комплекса и низов кембрия. Мощность непостоянная и колеблется от 0 до 20, иногда до 40 *м*. Выше располагается железо-марганцевый горизонт (доломиты и доломитизированные известняки, интенсивно обогащенные в нижней части карбонатами железа и марганца), мощность которого 2—5, обычно 1,5 *м*. В нем, в районе р. Ушбас, Б. М. Келлер, В. Г. Королев и другие выявили хиолиты, предварительно определенные В. В. Миссаржевским, как *Hyolithellus* sp. и *Orthotheca* (?) sp., близкие к хиолитам кинядинского горизонта алданского яруса нижнего кембрия Сибирской платформы. Отсюда же И. Н. Крыловым (1967) описаны нижнекембрийские строматолиты *Vetella ushba-*

sica K r y l. Свита заканчивается пачкой бурых, буровато-серых и желтовато-серых доломитов и доломитизированных известняков, иногда песчанистых и окремненных, с тонкими прослойками кремнистых пород и пластовых фосфоритов. Мощность пачки колеблется от 1 до 20; чаще они составляют 6—10 *м*. В желтоватых окремненных доломитах, развитых на правобережье р. Таргал, которая впадает в р. Ушбас, в 1963—1964 гг. Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и другими и в 1968 г. В. В. Миссаржевским, Т. Г. Дороховой и Г. Х. Ергалиевым собраны обломки *Ushbaspis* P o k r.; виды *Ushbaspis* в массовом количестве встречаются в вышележащих слоях шабактинской свиты вместе с формами, характерными для низов ленского яруса. Общая мощность чулактауской свиты иногда возрастает до 75 *м*, а местами она полностью выклинивается.

Возраст свиты в бассейне р. Ушбас на основании стратиграфического положения и присутствия в ее верхней части отмеченных палеонтологических остатков Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и другими (Келлер, Королев и Крылов, 1965; Келлер и Покровская, 1965) был определен как нижний подотдел (алданский ярус) нижнего кембрия. Принадлежность ее к первой половине нижнего кембрия в настоящее время не вызывает сомнений на основании находки в 1968 г. Г. Х. Ергалиевым и другими в низах перекрывающей толщи обильной фауны трилобитов верхов алданского и ленского яруса в районе р. Ушбас и в долине р. Коксу.

Ш а б а к т и н с к а я с в и т а распространена очень широко и обычно тесно связана с подстилающими ее отложениями. По данным П. Л. Безрукова (1954) и К. А. Лисогор (1966), местами, где чулактауская свита отсутствует, шабактинская свита залегает на породах каройской серии. Непрерывная полоса выходов свиты шириной около 25 *м* прослеживается на расстояние 140 *км* от р. Бабаата на северо-западе до р. Арбатас на юго-востоке. На всем протяжении она сложена однообразной толщей темно-серых и серых мелко- и среднезернистых доломитов, доломитизированных известняков и подчиненных им углисто-глинистых известняков, как правило, массивных и тонкоплитчатых. В нижней части свиты встречаются многочисленные прожилки кварца и желваки кремней, а также маломощные прослои тонкослоистых песчанистых известняков (до 2 *м*) и песчано-кремнисто-известковистых сланцев (от 5 до 10 *м*). Общая мощность 2500—3000 *м*.

Разрезы шабактинской свиты изучали В. Н. Вебер, Д. Н. Тарасов, Н. Л. Бубличенко, И. И. Машкара, П. Л. Безруков, Б. М. Гиммельфарб, А. С. Соколов, С. Г. Анкинович, К. А. Лисогор, Г. А. Ярмак, а в последнее время — Б. М. Келлер, В. Г. Королев и др. Трудами этих исследователей в ее разрезах выявлены и фаунистически подтверждены все три отдела кембрия и два отдела ордовика. В 1968 г. низы свиты в районе рек Ушбас и Коксу изучали В. В. Миссаржевский, Б. М. Зима, А. Мамбетов, Т. Г. Дорохова и Г. Х. Ергалиев, которые выявили много новых местонахождений трилобитов, хиолитов, беззамковых брахиопод и колпачковых гастропод. Были повторены сборы Б. М. Гиммельфарба, К. А. Лисогор, Б. М. Келлера, В. Г. Королева и др. Г. Х. Ергалиев собрал остатки трилобитов в районе р. Ушбас в интервале 0—40 *м*, а в долине р. Коксу в 5—20 *м* от кровли чулактауской свиты. По предварительным определениям, произведенным Н. В. Покровской и Г. Х. Ергалиевым, они принадлежат верхам алданского и ленского ярусов нижнего кембрия.

По р. Ушбас к верхам алданского — ленскому ярусам относится пачка (40 *м*) темно-серых, иногда черных массивных доломитизированных известняков, часто комковатых с прослоями (0,1—2 *м*) розоватых

и розовато-серых тонкослоистых песчанистых известняков с обильными прожилками кварца и желваками кремней. В низах этой пачки (0—15 *м* от основания) в 1962—1963 гг. В. М. Келлером, В. Г. Королевым и другими, по определению Н. В. Покровской, обнаружены: *Ushbaspis granulata* Pokr., *U. limbata* Pokr., *U. arca* Pokr., *Hebediscus* (?) sp. и *Pagetina* (?) sp. В 1968 г. из этой же пачки Г. Х. Ергалиевым выявлены *Ushbaspis* sp. nov., *Redlichia* (?) sp., *Hebediscus* sp. nov., *H.* cf. *orientalis* Lu, *Pagetina* sp. В верхней части данной пачки (15—40 *м* от основания) он же нашел остатки *Ushbaspis* sp. nov. и *Kutorgina* Bill.

По заключению Н. В. Покровской (Келлер, Покровская, 1965) нижний трилобитовый комплекс определяет возраст вмещающих пород в пределах верхов алданского — низов ленского яруса. Данный вывод подтверждается присутствием рода *Hebidiscus*, установленного по остаткам хорошей сохранности. Вертикальный диапазон их распространения повсюду ограничивается только указанным возрастным интервалом. Наличие в верхнем комплексе остатков *Kutorgina* характерного для верхов нижнего кембрия, как нам кажется, позволяет относить вмещающие слои по возрасту, по крайней мере, к большей части ленского яруса. Данная пачка К. А. Лисогор (1960, 1968) ранее помещалась в самые низы среднего кембрия на основании отождествления остатков *Ushbaspis* Pokr. с *Schistocephalus* N. Tchern.

В разрезе по р. Коксу самые низы свиты представлены светло-серыми и серыми массивными мелкозернистыми доломитами, заключающими в основании фосфоритовые конгломераты, которые залегают непосредственно на фосфоритах; отмечаются прожилки кварца и кремневые желваки. Выше (2—10 *м*) следуют желтые, желтовато-розовые и розовые тонкослоистые песчано-кремнисто-известковистые сланцы, внизу глинисто-песчанистые и вверху сильно известковистые. Сланцы (вверх) постепенно переходят в темно-серые и серые плитчатые доломитизированные известняки, изредка окремненные (20—30 *м*).

В песчано-кремнисто-известковистых сланцах в 1939 и 1944 гг. Б. М. Гиммельфарб, а затем в 1958 г. К. А. Лисогор собрали трилобиты, определенные Е. В. Лермонтовой, Н. В. Покровской и Н. К. Ившиным как *Kootenia karatauensis* Lerm., *K. abacanica* (Pol.), *Kootenia* cf. *convoluta* Ress., *K.* cf. *dawsoni* (Walc.), *K. elongata* Raset., *Kootenia* cf. *gaspensis* Raset. Комплекс фауны отнесен к низам среднего кембрия. Слой назван Н. К. Ившиным каратауским фаунистическим горизонтом. В 1968 г., именно из этого слоя, а также из нижележащих (10 *м* от основания свиты) плитчатых доломитизированных известняков Г. Х. Ергалиев вместе с многочисленными формами *Kootenia,* собрал представителей типичных нижнекембрийских родов *Redlichia* Coss. и *Palaeolenella* Rep. Как известно, род *Redlichia* Coss. в пределах СССР обычен только для алданского яруса; в Южной Азии его представители встречаются в верхнем подотделе нижнего кембрия, но неизвестны в низах среднего кембрия. Род *Palaeolenella* известен из камешковского горизонта алданского яруса Алтае-Саянской области. Н. В. Покровская в керне песчано-кремнисто-известковистых сланцев нашла *Redlichina* Lerm. — род, также характерный для нижнего подотдела нижнего кембрия.

Основываясь на приведенных данных, отмеченный комплекс фауны и вмещающие породы по р. Коксу, Г. Х. Ергалиев относит к ленскому ярусу нижнего кембрия, а не к низам среднего, как это предполагалось ранее.

На других участках Малого Каратау верхнему подотделу нижнего кембрия соответствуют по-видимому низы (около 50 *м*) пачки темно-

серых мелкозернистых доломитов, слагающих основание свиты, по К. А. Лисогор.

К амгинскому ярусу среднего кембрия относится нижняя треть (300—400 *м*) нижней половины шабактинской свиты, которая, по К. А. Лисогор, представлена пачкой темно-серых разнозернистых доломитов с обильными прожилками кварца и желваками кремней. На северо-восточном склоне Малого Каратау, в Аксайском блоке этой части разреза шабактинской свиты отвечают тонкоплитчатые темно-серые и черные известняки, местами глинисто-углистые, с остатками трилобитов, среди которых Н. К. Ившиным определены: *Triplagnostus* ex gr. *gibbus* (Linnr.), *Tomagnostus* ex gr. *fissus* (Lundgr.) *Ptychagnostus* cf. *atavus* (Tull), *Peronopsis* sp., *Olenoides* ex gr. *convexus* Lerm., *Dorypyge* sp., *Kootenia* sp., отнесенные им к майданскому фаунистическому горизонту (зона Triplagnostus gibbus, применительно к Большому Каратау).

К майскому ярусу по К. А. Лисогор относятся темно-серые и серые доломиты и черные известняки, слагающие среднюю треть (400 *м*) нижней половины свиты. Грубо- или массивно-плитчатые доломиты, развитые в горах Улькун и Кишпактау по рекам Шабакты, Ушбулак и в других местах. Известняки обычно тонкоплитчатые и распространены на северо-восточном склоне Малого Каратау в Аксайском блоке. В них К. А. Лисогор обнаружены обильные остатки трилобитов второй половины среднего кембрия, которые, по определению Н. К. Ившина, обособляются в два фаунистических горизонта (зона Lejopyge laevigata) применительно к Большому Каратау): 1) бощесорский с *Clavagnostus repandus* (Holm. et West.), *Phalacroma grandiforme* (Ang.), *P. angulata* Ivsh. sp. nov., *Goniagnostus* aff. *nathorsti* (Ang.), *Peronopsis pussilus* (Tulb.), *P. fallax* var. *minor* (Brögg.), *Hypagnostus nepos* (Brögg.), *Bathuriscus karatauensis* Ivsh. sp. nov., *Dorypyge* Dam., *Fabulaspis* Ivsh., *Kassinus* Ivsh.; 2) алкамергеньский с *Lejopyge laevigata* (Dalm.) и др.

Верхнему кембрию соответствует верхняя треть нижней половины свиты (около 700 *м*), представленная в районе водораздельной части гор Улькун и Кишиактау, рек Шабакты и Ушбулак исключительно серыми средне-неравномернозернистыми доломитами, обычно массивными, не содержащими органических остатков. Севернее в Аксайском блоке эта часть свиты состоит из однообразных темно-серых и серых, а иногда черных известняков, доломитов и доломитизированных известняков, мелко- и среднезернистых, часто оолитовых; преобладают известняки. В известняках Г. А. Ярмаком, К. А. Лисогор и другими обнаружены многочисленные остатки трилобитов. По заключению Н. К. Ившина, эти трилобиты характерны для байкадамского (зона Glyptagnostus stolidotus применительно к Большому Каратау), аксак-куяндинского (зона Pseudagnostus longiformis) и лермонтовского (зона Lotagnostus — Hedinaspis regalis) горизонтов.

К байкадамскому горизонту (150 *м*) приурочены *Agnostus pisiformis* Linn., *Pseudagnostus cyclopyge* (Tull.), *Proceratopyge nathorsti* West. и Olenidae. В аксак-куяндинском горизонте (400 *м*) собраны остатки *Aphelaspis nobilis* Ivsh., *Pseudagnostus pseudocyclopyge* Ivsh. и *Proceratopyge* sp. Для лермонтовского горизонта (150 *м*) характерны *Pseudagnostus obsoletus* (Lerm.), *Hedinaspis* sp., *Charhaqia* sp.

Общая мощность разреза кембрийской части шабактинской свиты около 1500 *м*. Стратиграфически выше обнажаются пачки, содержащие остатки окаменелостей нижнего и среднего ордовика, которые составляют верхнюю половину разреза шабактинской свиты.

КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ

В строении части Киргизского хребта, находящейся на территории Южного Казахстана, отложения кембрия занимают небольшое место. Их выходы в тектонических блоках известны в верховьях рек Котуджан, Кокдонен и Каракистак и на перевале Чунгур.

Нижний отдел

По данным В. Г. Королева (1962б), Х. Д. Лема и Ю. А. Алехина (1965 г.) нижний кембрий представлен образованиями учкошойской и вышележащей карааарчинской свит.

Учкошойская свита. Отложения свиты на северном склоне Киргизского хребта известны только в верховьях рек Кокдонен и Котуджан. По данным А. Ф. Степаненко, Х. Д. Лема и Ю. А. Алехина, здесь она представлена двумя верхними подсвитами. Средняя сложена светло-серыми, серыми и темно-серыми конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами с преобладанием известняков в верхней части. Верхняя состоит в нижней части из серых темно-серых и режебурovато-серых кварцевых песчаников, кварцитов, известняков и известковистых конгломератов, а в верхах — из темно-серых песчаников и филлитовидных глинистых сланцев. Мощность средней подсвиты около 300, а верхней — 1200 *м*.

В возрастном отношении учкошойская свита по единичным остаткам строматолитов *Stratifera rara* Korol., обнаруженным В. Я. Медведевым (1960) в средней подсвите в Таласском Алатау, В. Г. Королевым отнесена к алданскому ярусу нижнего кембрия.

Карааарчинская свита. К западу от перевала Чунгур, по А. Ф. Степаненко (1959), на интенсивно дислоцированных известняках, сланцах и песчаниках учкошойской свиты со азимутальным угловым несогласием залегают массивные спилиты с включениями обломков подстилающих пород. По данным В. Г. Королева (1962б), спилиты местами фациально замещены известняковыми конгломератами (20—40 *м*). Стратиграфически выше лежат вулканиты, представленные темными грязно-зелеными и голубовато-зелеными диабазовыми порфиритами и их туфами с подчиненными им пластами зеленовато-серых конгломератов, гравелитов и песчаников (около 100 *м*) и лиловато-серых и темно-серых кремнистых алевролитов и яшм (около 50 *м*). Мощность свиты 1500—2000 *м*.

Органические остатки, за исключением радиолярий и спикул губок в яшмах, пока не выявлены. К ленскому ярусу нижнего кембрия она отнесена В. Г. Королевым (1962б) только по положению ниже образований котуджанской свиты среднего и верхнего кембрия.

Средний и верхний отделы

Средне- и верхнекембрийские отложения в описываемом районе представлены породами котуджанской и туюксайской (нижней подсвитой) свитами.

Котуджанская свита. Вулканогенно-осадочная толща среднего и верхнего кембрия, выделенная в 1957 г. А. Ф. Степаненко (1959) под названием котуджанской свиты в верховьях рек Чунгур и Котуджан, распространена также южнее перевала Чунгур и в долине р. Каракистак. Она представлена известняками, песчаниками, конгломератами, туффитами, туфогенными песчаниками, туфами, порфиритами и

подчиненными прослоями алевролитов и яшм. Известняки в низах свиты, как правило, массивные и брекчированные. Мощность свиты не более 600 *м*.

Детальный разрез котуджанской свиты в верховьях р. Чунгур по А. Ф. Степаненко имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Темные и зеленовато-серые массивные известняковые брекчии с карбонатным цементом, включающие щебенку и глыбы (до 1 *м* в поперечнике) спилитов, диабазов и яшм, залегающие на спилитах карарчинской свиты с размывом и угловым несогласием	25 *м*
2. Серые и темно-серые массивные мелкозернистые известняки, содержащие в 1 *м* от основания остатки трилобитов, определенные Н. В. Покровской: *Hypagnostus parvifrons* (Linnr), *Kootenia granulata* Pokr., *Kooteniella* cf. *sajanica* Pokr., *Chondranomocare kirgisensis* Pokr., *Solenopleura* cf. *recta* N. Tchern., *Elrathia* sp.	5 „
3. Переслаивающиеся зеленовато-серые разнозернистые полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты; в средней части пачки пласт (2 *м*) серых массивных известняков	25 „
4. Зеленовато-серые мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, обычно грубоплитчатые и неслоистые	16 „
5. Зеленые неравномерно- и тонкослоистые туффиты, туфогенные песчаники и алевролиты; в верхней части пачки тонкополосчатые мелко- и среднезернистые литокристаллокластические туфы с линзами белых мраморизованных известняков	250—300 *м*
6. Красно-бурые и зеленые слоистые и измененные туффиты с прослоями туфогенных мелкозернистых песчаников и известняков . . .	60 „
7. Темные и грязно-зеленые миндалекаменные плагиоклазово-пироксеновые порфириты	3,5—10 „
8. Светлые и темно-серые массивные известняки с линзами брекчиевидных известняков и глинистых сланцев, содержащие остатки брахиопод, криноидей и трилобитов; Н. В. Покровской определены *Pseudagnostus* cf. *pseudocyclopyge* Ivsh., *Aphelaspis boschchekulensis* Ivsh., *A. kirgizensis* Pokr.	3—6 „
9. Серые массивные кремнистые яшмовидные породы с остатками радиолярий	1 „
10. Пестрые туфобрекчии, замещающиеся по простиранию и по разрезу туфами и туффитами	45 „
11. Неравномерно переслаивающиеся зеленовато-серые туффиты, туфогенные песчаники и светло-серые известняки	50 „

Мощность приведенного разреза около 550 *м*.

Возраст котуджанской свиты достаточно точно определяется на основании приведенных комплексов трилобитов как средний и верхний кембрий.

По мнению В. Г. Королева (1962), слои 10 и 11 относятся к базальным горизонтам туюксайской свиты верхнего кембрия. Согласно представлениям Х. Д. Лема и Ю. А. Алехина (1965 г.), выходы туюксайской свиты наблюдаются в тех же районах, что и образования котуджанской, на которую налегают несогласно. Ими туюксайская свита повсеместно подразделяется на три подсвиты. Нижняя подсвита, сложенная алевролитами, песчаниками и конгломератами в основании, залегающая стратиграфически ниже образований средней подсвиты с фауной нижнего ордовика, относится ко второй половине верхнего кембрия. Мощность нижней подсвиты в районе р. Каракистак 700—800 *м*, а на участке перевала Шунгур 1 100 *м*.

ВОСТОЧНАЯ БЕТПАК-ДАЛА

Кембрийские отложения в Бетпакдалинском районе имеют ограниченное распространение. Изучены они еще недостаточно и их возраст является весьма условным.

Нижний отдел

Условно относимые к нижнему кембрию отложения, названные А. А. Недовизиным (1963) акбастауской свитой, широко распространены в районе гор Акбастау, к югу от кол. Юалы, западнее род. Шайтансимес. Ими сложены крылья обширных сводовых антиклиналей субширотного и северо-восточного простирания. В канавах, расположенных восточнее такыра Куншыгыс и в урочище Актас, удается видеть, что акбастауская свита перекрывает тасжарганскую свиту протерозоя, выступающую в ядрах антиклиналей, резко несогласно. С северо-востока поле развития нижнего кембрия ограничено крупным разломом Джалаир-Найманской тектонической зоны, а с остальных сторон перекрыто осадками девона. В горах Курманшите, Қырат и других породы свиты выходят в эрозионных окнах из-под девонских отложений.

Акбастауская свита сложена часто переслаивающимися белыми сахаровидными кварцитами, белыми и голубыми мраморами, мусковито-кварцевыми и кварцево-полевошпато-карбонатными сланцами. Небольшую роль играют приуроченные к ее верхней части железистые кварциты, которые образуют прослои мощностью до 50—70 *м*. Общая мощность свиты 2000—3200 *м*.

Наиболее полный разрез акбастауской свиты обнажен в 6 *км* северо-западнее гор Акбастау. Здесь ее можно разделить на две части. Нижняя подсвита (2100 *м*) сложена перемежающимися белыми и серыми мусковитовыми кварцитами, мраморами, кварцево-мусковитовыми, кварцево-карбонатно-полевошпатовыми и кварцево-полевошпато-мусковитовыми сланцами. В ее верхней части отмечено два горизонта тонкополосчатых гематитовых кварцитов мощностью 53 и 65 *м*. Содержание железа в них не превышает 20—30%. Нижняя карбонатно-сланцевая часть акбастауской свиты обнажается также в районе гор Қырат, Қаратюбе и др.

Верхняя подсвита (700—1000 *м*) контактирует с нижней по разлому; ее хорошо обнаженный разрез вскрыт на горе Акбастау. Подсвита сложена кварцево-мусковитовыми и кварцево-полевошпатовыми сланцами; подчиненное значение имеют мономинеральные и мусковитовые кварциты. Верхняя подсвита обнажена также в эрозионном окне южнее гор Курманшите, где представлена темными кварцитами и кварцево-мусковитовыми сланцами. В этом районе М. И. Александрова и Б. И. Борсук (1955) отмечали прослои железистых кварцитов. Не исключено, однако, что эти выходы могут отвечать обеим подсвитам. По мнению Э. К. Вильцинга и И. В. Хохлова (1950 г.), верхняя подсвита имеет более пестрый литологический состав, чем нижняя и сложена, кроме сланцев и кварцитов, известняками, амфиболитами, порфироидами, сильно измененными порфиритами, а в верхах содержит прослои песчаников и конгломератов.

Породы акбастауской свиты возникли при метаморфизме терригенных и отчасти хемогенных осадков. К первым относятся кварциты, кварцево-полевошпатовые и кварцево-мусковитовые и кварцево-карбонатные сланцы. Они обычно сохраняют реликты первичной обломочной структуры, в них содержатся окатанные зерна циркона, рутила, турмалина и апатита. Исходными образованиями служили кварцевые, аркозовые и кварцево-известковистые песчаники. Часть кварцево-серицитовых сланцев образовалась за счет пелитолитов. Мраморы очень часто содержат примесь обломков кварца и полевых шпатов алевритовой и псаммитовой размерности.

Возраст акбастауской свиты условно определяется на основании несогласного налегания на породы протерозоя; перекрывают ее только

девонские образования. Образованиям акбастауской свиты придавали протерозойский (Маркова, 1961) или нижнекембрийский возраст (Хохлов и Вильцинг, 1950 г.). По мнению А. А. Недовизина, о докембрийском возрасте свиты свидетельствует структурное несоответствие с породами кембрия и ордовика Джалаир-Найманской зоны, региональный метаморфизм при отсутствии интрузий и пологой складчатости, присутствие железистых кварцитов, сближающих их с протерозойской толщей. В свите (из образцов, отобранных Л. И. Боровиковым) Б. В. Тимофеев установил наличие проблематических органических остатков, которые он отнес к спорам (Боровиков, Борсук, 1961).

Средний и верхний отделы

Отложения среднего — верхнего кембрия развиты в районе гор Домбралытау, где они слагают обособленный небольшой по площади блок среди пород девона. Данный участок изучен очень слабо и поэтому общий разрез недостаточно ясен. Описываемая толща сложена зеленовато-серыми кварцевыми и полимиктовыми песчаниками, кварцево-хлоритовыми, кварцево-серицитовыми сланцами с линзами темно-серых известняков. В верхах разреза залегают кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы, содержащие прослои и пачки углисто-глинистых, углисто-глинисто-кремнистых ванадий содержащих сланцев. Общая мощность 1300—1700 *м*.

Отнесение этих пород к средне-верхнекембрийским условно и базируется на сопоставлении с разрезом фаунистически охарактеризованных отложений гор Кендыктас, содержащих пачку ванадиеносных сланцев (Анкинович, 1961).

КЕНДЫКТАС И ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН

Кембрийские отложения в Кендыктасе и Чу-Балхашском районе имеют ограниченное развитие и слагают две узкие, вытянутые в северо-западном направлении полосы. Первая протягивается вдоль юго-западного подножья Чу-Илийских гор, захватывая северо-восточный склон гор Кендыктас. По пространственному совпадению с одноименным глубинным разломом она может быть названа Джалаир-Найманской зоной. Вторая или Сарытумская прослеживается от юго-западного конца оз. Балхаш на северо-запад.

Кембрийские отложения Кендыктаса и Чу-Балхашского района изучены недостаточно. В толковании стратиграфического положения отдельных свит и комплексов пород имеются разногласия.

В настоящее время существуют две основных точки зрения: Д. И. Яковлев, А. В. Пейве, А. А. Недовизин, С. Г. Токмачева и другие в их составе предполагают преимущественное развитие докембрийских образований; В. И. Рыцк, Л. И. Боровиков, Л. Н. Крыськов, Б. А. Салин, Э. С. Кичман, А. П. Коробкин, О. А. Сейдалин и другие относят их к кембрию и кембро-ордовику, полностью отрицая наличие среди них свит докембрийского возраста.

Соотношения кембрийских отложений с более древними образованиями не установлены, так как эти комплексы обычно пространственно разобщены. Предполагается наличие между ними размыва и несогласия, хотя в составе обломочного материала песчаников и конгломератов кембрия обломков пород кристаллического фундамента не обнаружено.

Нижний отдел

Отложения нижнего кембрия в Кендыктасе и Чу-Балхашском районе достоверно не установлены. Ряд исследователей (Недовизин, 1963; Токмачева, 1962 г.; Радченко, 1957 г.; Анкинович, 1961 и др.) к нижнекембрийским отложениям относили джамбулскую, сарытумскую, кульджабасынскую свиты, которые, как было установлено при крупномасштабных исследованиях последних лет, принадлежат преимущественно к верхнему отделу кембрийской системы. Однако зеленоцветные доордовикские отложения района изучены в целом очень слабо и поэтому можно полагать, что при дальнейших исследованиях в их составе будут установлены осадки и нижнего кембрия.

Средний отдел

Среднекембрийские отложения в Кендыктасе и Чу-Илийских горах достоверно не выделены. В. И. Рыцк (1960) и Б. А. Салин предполагают, что комплекс вулканитов гор Кендыктас, описанный как докембрийский, может относиться и к среднему кембрию. Возможно, что вулканиты, развитые по р. Бестана и логу Кызылэспе в Чу-Илийских горах и охарактеризованные в составе орумбайской свиты (Недовизин, 1963), синхронны кендыктасским и также являются среднекембрийскими. Несомненно, что отложения среднего отдела в описываемых районах будут выделены позднее.

Верхний отдел

Отложения верхнего кембрия Джалаир-Найманского прогиба Б. А. Салин и Э. С. Кичман (1961—1966 гг.) по литологическим признакам расчленили на жайсанскую, сулусайскую, джамбулскую и ащисуйскую свиты (рис. 13). Возрастная последовательность перечисленных свит установлена ими на основании наблюдений над их взаимоотношениями в замковых частях антиклинальных и синклинальных складок, имеющих обычно пологие погружения шарниров.

В пределах Сарытумского прогиба к верхнему кембрию отнесены джамбулская, бурубайталская и сарытумская свиты. Соотношение последних свит между собой не совсем ясны, в связи с чем возраст сарытумской свиты недостаточно обоснован.

В Джалаир-Найманском поргибе *жайсанская свита* развита только на северо-восточном склоне гор Кендыктас, где обнажена в крыльях и замке антиклинальной складки, ядро которой сложено условно докембрийскими вулканитами (какпатасской свиты). Жайсанская свита расчленена на три подсвиты: нижнюю — известково-песчано-сланцевую подсвиту (около 500 *м*), среднюю — кремнисто-алевролитовую подсвиту (150—250 *м*) и верхнюю — песчаниковую подсвиту (90—100 *м*).

Общая мощность жайсанской свиты 650—850 *м*.

Для свиты характерно непостоянство разреза и резкие фациальные изменения по простиранию: замещение известняков конгломератами или кремнистыми сланцами, песчаников — алевролитами и т. д. Однако общей закономерностью является приуроченность наиболее мощных и выдержанных по простиранию горизонтов известняков к основанию свиты, а конгломератов и гравелитов к нижней половине разреза. Маркирующим горизонтом являются кремнистые породы средней подсвиты приведенного разреза, протягивающиеся через всю площадь развития жайсанской свиты. Границы жайсанской свиты с выше- и нижележа-

щими отложениями достаточно четкие и отражаются сменой литологического состава.

В горизонтах известняков преимущественно нижней подсвиты К. И. Дворцовой (1958), И. И. Радченко (1956—1967 гг.), Л. И. Боровиковым и Л. Н. Крыськовым (1963) были собраны остатки трилобитов: *Hypagnostus* ex gr. *sulcifer* (Wall.), *H.* ex gr. *sculptis* (Ang.), *H. kendectasicus* Krys., *H.* ex gr. *parvifrons* (Linnr.), *Phalacroma* ex gr. *grandiforma* (Ang.), *P.* ex gr. *maja* (Pokr.), *Tomagnostus* ex gr. *perrugatus* (Grow.), *T. tchatertensis* Krys. sp. n., *Glyptagnostus reticulatus* Ang., *Proceratopyge rotunda* Krys., *Clavagnostus lunulosus* Krys. sp. n., *Pseudagnostus* Jalk. (определения Н. К. Ившина и Л. Н. Крыськова) и беззамковых брахиопод: *Acrotreta* aff. *curvata* Walc., *A.* aff. *sagitallis* (Salt.), *A.* ex gr. *belluna* (Walc.), *Obolus (Bröggeria)* sp. (определения В. Ю. Горянского). Комплекс трилобитов по заключению Л. Н. Крыськова характерен для низов верхнего кембрия.

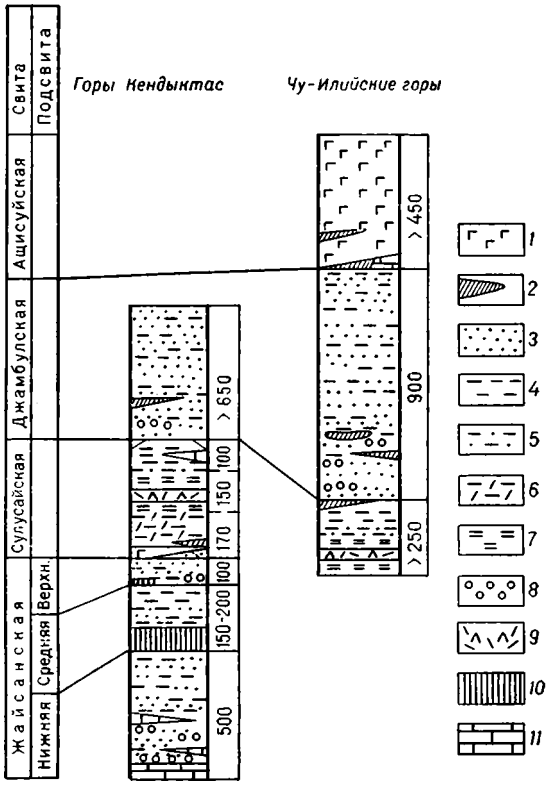


Рис. 13. Стратиграфические колонки кембрийских отложений Чу-Илийских и Кендыктасских гор (по Б. А. Салину, Э. С. Кичману)

1 — спилиты и диабазы; *2* — яшмы и яшмокварциты; *3* — кварцевые и полимиктовые песчаники; *4* — глинистые сланцы; *5* — алевролиты; *6* — туфопесчаники; *7* — кремнисто-глинистые сланцы; *8* — конгломераты; *9* — туфы основного состава; *10* — кварцитовидные породы; *11* — известняки

В северо-западной части Чу-Илийских гор, к югу от горы Байгара, в обособленном тектоническом блоке среди отложений девона Т. Б. Рукавишниковой, Л. М. Палец и А. П. Коробкиным были выделены фаунистически охарактеризованные отложения верхнего кембрия. По их данным в строении толщи принимают участие кварцевые и полимиктовые песчаники с горизонтами кремнистых пород и светло-серых массивных известняков. Мощность известняков 60, а общая — не менее 300 *м*. В известняках Т. Б. Рукавишниковой и Л. М. Палец в 1964 г. были собраны остатки трилобитов: *Meteoraspis balkhaschensis* Ivsh., *Calimenidins* (?) *baygarensis* Ivsh., *Baygarella tatjani* Ivsh., *Agnostus* sp. По заключению Н. К. Ившина, все перечисленные формы характерны для нижней половины верхнего кембрия. Последнее является основанием для параллелизации отложений с жайсанской свитой, хотя по литологическим признакам они не являются аналогами.

Вышележащая сулусайская свита имеет ограниченное распространение. Наиболее полный разрез ее прослежен в горах Кендыктас по р. Отызуй. Здесь она представлена переслаивающимися табач-

но-зелеными алевролитами, темно-серыми до черных тонкослоистыми кремнисто-глинистыми сланцами, вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками, диабазовыми порфиритами и их туфами с линзами известняков. В почве свиты залегает маломощный линзующийся пласт красно-бурых яшм. Мощность 420 *м*.

В Чу-Илийских горах к северу от ст. Кулакшино (горы Кокбастау) и к северу от ст. Анрахай породы сулусайской свиты слагают северо-восточные крылья антиклиналей, с юго-запада срезанных разломами. В обоих случаях прослеживаются только верхи сулусайской свиты, сложенные тонкослоистыми темно- и светло-серыми, табачно-зелеными алевролитами, хлорито-кремнистыми, кремнисто-глинистыми и хлоритовыми сланцами, переслаивающимися с гравийными конгломератами, туфопесчаниками, туфами и андезито-базальтовыми порфиритами. Видимая мощность до 250 *м*.

В горах Койжарылган сулусайская свита обнажена в ядре узкой антиклинали северо-западного простирания, с юго-запада и северо-востока ограниченной разломами. Породы свиты здесь интенсивно рассланцованы, в связи с чем ее разрез изучен недостаточно. Сложена она туфоконгломератами, туфопесчаниками и диабазовыми порфиритами, вверх сменяющимися кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами. Породы нередко превращены в различного состава сланцы: хлорито-альбитовые, альбито-хлорито-эпидотовые, слюдисто-кремнистые и др. Видимая мощность около 400 *м*.

Джамбулская свита имеет наиболее широкое развитие среди отложений верхнего кембрия. В горах Кендыктас она завершает видимую часть разреза верхнего кембрия и слагает небольшую площадь в северо-западной части блока кембрийских отложений на погружении шарнира антиклинали. В пределах Джалаир-Найманского прогиба Чу-Илийских гор она почти непрерывной полосой прослеживается от района ст. Копа на востоке через горы Майжарылган, Койжарылган к горам Джамбул и далее к северо-западу в район горы Байгара. Ширина полосы развития пород свиты на западе достигает 30 *км*.

Характерной чертой джамбулской свиты является очень однообразный литологический состав пород со слабо выраженной слоистостью. Это обстоятельство в совокупности с весьма напряженной складчатостью высокого порядка и отсутствием маркирующих горизонтов затрудняет изучение разрезов и определение ее мощности.

По данным Б. А. Салина и Э. С. Кичмана (1961—1966 гг.), в юго-восточной и центральной частях Джалаир-Найманского прогиба джамбулская свита сложена толщей неслоистых зеленых существенно кварцевых мелко- и среднезернистых песчаников с подчиненными прослоями и пачками глинистых сланцев. В нижней части разреза преобладают массивные песчаники с редкими линзующимися горизонтами зеленых и красно-бурых яшм и яшмовидных кремнистых сланцев. В верхах разреза выделяется пачка непостоянной мощности тонкозернистых песчаников, глинистых и кремнистых сланцев пестрой окраски с прослоями и линзами яшм и яшмокварцитов. Изредка в разрезе свиты отмечаются маломощные не выдержанные по простиранию прослои гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Породы свиты в той или иной степени филлитизированы, а вблизи крупных разломов и зон рассланцевания превращены в различного состава сланцы: кварцево-альбито-хлоритовые, кварцево-альбито-серицитовые, слюдисто-полевошпато-кварцевые и др. Мощность свиты не более 900—1000 *м*.

Для района гор Джамбул и низовьев р. Каршигалысая А. О. Дюсеков и А. В. Тимуш (1963—1966 гг.) дают двучленное деление джамбулской свиты. По их данным нижняя песчано-сланцевая подсвита (до

2000 *м*) представлена чередованием зеленовато-серых мелко- и среднезернистых кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов с прослоями и пачками зеленоватых и красно-бурых кварцитов и яшмо-кварцитов. Верхняя, осадочно-эффузивная подсвита залегает согласно на нижележащей, имея менее широкое распространение. Она сложена песчаниками, алевролитами (сланцами) и яшмами, аналогичными по составу породам нижележащей подсвиты, доломитами, доломитизированными известняками, спилитами и диабазами. Общая мощность свиты более 2500 *м*.

В северо-западной части Джалаир-Найманского прогиба в районе горы Байгара, по данным А. П. Коробкина и Р. П. Топоровой, джамбулская свита также имеет двучленное деление, но с несколько иным составом выделяемых подсвит. Нижняя — кремнисто-песчаниковая подсвита состоит из переслаивающихся зеленых и голубовато-зеленых мелко- до среднезернистых кварцево-полевошпатовых песчаников и алевролитов с подчиненными прослоями и пачками полосчатых микрокварцитов и кремнистых пород. Маркирующим для подсвиты является горизонт черных до желтоватых доломитов брекчиевой текстуры. Мощность подсвиты 600 *м*. Верхняя — алевролито-песчаниковая подсвита представляет непосредственное продолжение нижележащей и состоит из чередующихся песчаников и алевролитов с преобладанием первых. Общая мощность свиты 1150 *м*.

По мнению Б. А. Салина, при составлении последних разрезов не была принята во внимание изоклинальная складчатость; приведенные мощности завышены; в состав джамбулской свиты включены породы вышележащей ащисуйской свиты: доломиты, доломитизированные известняки, спилиты и диабазы, образующие узкие, предельно сжатые ядра синклинальных складок.

В Чу-Илийских горах в нижней части свиты в кремнистых сланцах, обычно сопровождающих горизонты яшм, Б. А. Салиным в горах Кокбастау и междуречьи Улькенжидели — Кишижидели и К. П. Сударчиковым в горах Джамбул были собраны беззамковые брахиоподы плохой сохранности. Среди них, по заключению В. Ю. Горянского, присутствуют *Lingula* sp. и *Paterula* sp. распространенные от среднего кембрия до нижнего ордовика включительно, и формы, напоминающие *Bröggeria salteri* B r o e g h t., характерные для пограничных слоев кембрия и ордовика. Перечисленная фауна не уточняет возраста пород и свидетельствует лишь о их принадлежности к нижнему палеозою.

Вследствие монотонности состава и наличия складчатости высоких порядков мощность свиты не может быть точно определена и различными исследователями оценивается в широких пределах, от 900 до 3000 *м*; вероятнее первое определение.

А щ и с у й с к а я с в и т а известна только в пределах Джалаир-Найманского прогиба Чу-Илийских гор, где она распространена относительно ограниченно, обнажаясь в ядрах узких синклинальных складок (рис. 14). В составе свиты преобладают спилиты и диабазы, нередко имеющие миндалекаменную текстуру и шаровую отдельность. Реже отмечаются туфы, туфоконгломераты и линзы яшм. В основании прослежен маломощный линзующийся горизонт темно-серых до розовых кремнистых известняков и доломитов с брекчиевидной текстурой. По простиранию они нередко замещаются кирпично-красными яшмами, содержащими многочисленные остатки четырехлучевых спикул губок и радиолярий плохой сохранности.

В центральной части Чу-Илийских гор в бассейне рек Сункар — Кишижидели прослеживается следующий разрез свиты (снизу вверх):

1. Известняки и кремнистые известняки, по простиранию переходящие в яшмокварциты . . . . . до 50 *м*
2. Темно-серые до черных базальтовые порфириты с прослоями их туфов, хлорито-кремнистых сланцев и в низах пачки с линзами яшм и яшмокварцитов . . . . . „ 100 „
3. Светло-серые, серые слюдисто-кремнистые сланцы . . . . . 50 „
4. Серые, темно-серые, серо-зеленые диабазы и спилиты с прослоями их туфов . . . . . более 50 „

Северо-западнее, в горах Койжарылган и Майжарылган, свита сложена диабазами и микродиабазами и лишь на отдельных участках содержит пачки крупнообломочных туфов андезито-базальтовых порфиритов мощностью до 25 *м*, приуроченных к низам разреза.

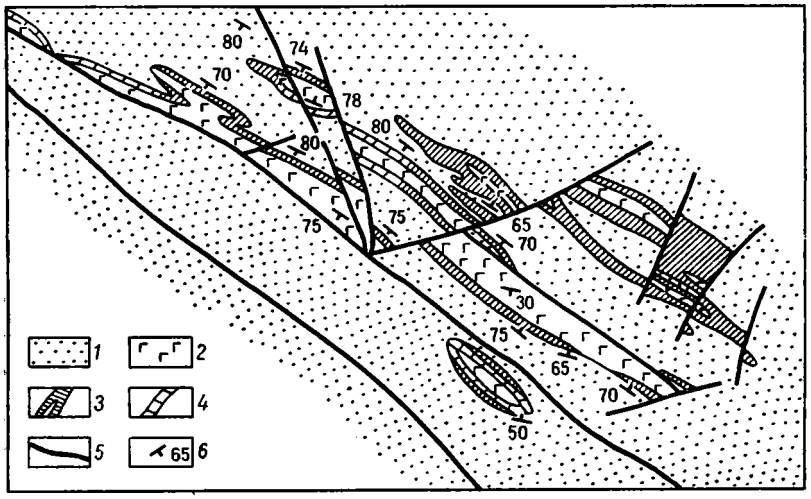


Рис. 14. Взаимоотношения отложений джамбульской и ащисуйской свит в горах Кокшокы, Чу-Илийские горы (по Б. А. Салину и Э. С. Кичману)
1 — джамбульская свита; *2* — ащисуйская свита; *3* — яшмы, яшмо-кварциты; *4* — кремнистые брекчиевидные известняки; *5* — разрывные нарушения; *6* — элементы залегания

Далее к северо-западу, в горах Джамбул, по данным А. В. Тимуша и других (1963—1966 гг.), ащисуйская свита представлена преимущественно диабазами. В верхах разреза ими выделена пачка видимой мощностью около 30 *м* тонко переслаивающихся кремнистых, углисто-кремнистых и углисто-глинистых сланцев с горизонтом светло-серых известняков. Отдельные слои внутри пачки несут повышенные содержания ванадия и фосфора.

В более северных районах (участок горы Байгара), по данным А. П. Коробкина, Р. П. Топоровой и других (1963—1966 гг.), в составе ащисуйской свиты вновь преобладают спилиты и появляются пачки и прослои полимиктовых и граувакковых песчаников, гравелитов и алевролитов. Ими указывается также на несогласие между ащисуйской и подстилающей джамбулской свитами и описаны базальные конгломераты в основании первой.

С отложениями ащисуйской свиты в Чу-Илийских горах пространственно тесно связаны ультраосновные породы, габбро и плагиограниты, входящие в состав Чу-Балхашского ультрабазитового пояса.

В Сарытумском прогибе и на юго-восточном крыле Бурунтавского антиклинория к кембрию условно отнесены бурубайталская (на прилагаемой карте индексируемая средним — верхним кембрием) и сарытумская (верхнекембрийская — нижнеордовикская ?) свиты. Их взаимо-

отношения спорны. А. А. Недовизин и другие считали, что сарытумская свита залегает ниже бурубайталской. А. П. Коробкин, О. А. Сейдалин, И. В. Хохлов и другие предполагают обратные соотношения, что более вероятно, так как на крыле Бурунтавского антиклинория выходы бурубайталской свиты расположены ближе к его осевой части.

Бурубайтальская свита занимает крупные площади в юго-западной части Сарытумского прогиба и почти непрерывной полосой протягивается от оз. Балхаш на востоке до гор Суукадыр на северо-западе и возможно обнажается северо-западнее Каибского массива. Разрез свиты изучен еще недостаточно, что объясняется наличием складчатости высоких порядков и слабой обнаженностью.

По данным С. Г. Токмачевой, Л. М. Палец (1964 г.) и А. А. Недовизина (1964), бурубайталская свита расчленяется на две подсвиты: нижнюю известняково-песчаниковую и верхнюю — кварцито-яшмовую. Нижняя подсвита сложена мелко- и среднезернистыми кварцевыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, переслаивающимися с светло- и темно-серыми известняками, доломитизированными известняками и с отдельными горизонтами кварцитов. В составе верхней подсвиты значительную роль играют различных оттенков нередко тонкополосчатые кремнистые породы: яшмокварциты и микрокварциты, переслаивающимися с зеленоватыми и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами и кварцево-полимиктовыми песчаниками. Общая мощность около 3300 *м*.

О. А. Сейдалин и другие (Абишев и др., 1967) для восточной части Сарытумского прогиба принимают обратную, по сравнению с вышеприведенной, последовательность подсвит и указывают на появление спилитов в верхах разреза верхней подсвиты.

По данным А. В. Тимуш и других (1965—1966 гг.), в северо-западной части Сарытумского прогиба в верховьях сухого лога Туранга разрез сложен микрокварцитами с горизонтом доломитов в основании и пачкой полимиктовых песчаников в верхах разреза. Мощность 550 *м*.

К югу от гор Кызказганбиик (Коробкин и др., 1965—1966 гг.) бурубайталская свита представлена только верхней частью, состоящей из чередования полосчатых микрокварцитов, кварцевых, полимиктовых, вулканомиктовых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев, известняков, редко мелкогалечных конгломератов. Общая мощность около 400 *м*. Северо-западнее Каибского массива к бурубайталской свите видимо относятся кварциты, иногда обогащенные гематитом и возникшие при окремнении известняков (егинбулакская свита, по Н. Г. Марковой).

Во всех разрезах наиболее харктерными и маркирующими для бурубайталской свиты являются горизонты и пачки микрокварцитов, доломитизированных известняков и кварцевых песчаников. В кремнистых породах средней части верхней подсвиты Л. М. Палец и С. Г. Токмачева в 1963 г. собрали остатки беззамковых брахиопод *Acrotreta* aff. *gracia* Walc., *A.* aff. *misera* (Bill.), *A.* aff. *concinna* (Matt.), *Obolus*? sp., по заключению В. Ю. Горянского, верхнекембрийского возраста. В горизонте доломитизированных известняков И. И. Радченко и М. А. Жуков в 1963 г. обнаружили онколиты *Osagia tennilamellata* Reitl., *O. columnata* Reitl., *O. undosa* Reitl., *Vesicularites flexnosus* Reitl., которые, по заключению З. А. Журавлевой, являются руководящими для среднего рифея Урала и Сибирской платформы. На этом основании М. А. Жуков и И. И. Радченко (1964) выделили в Сарытумском прогибе самостоятельную среднерифейскую толщу, которая по литологическому составу и в структурном отношении представляла единое с бурубайталской свитой, содержащей верхнекембрийские беззамковые брахиоподы. Впоследствие указанные исследователи вернулись

к представлениям о принадлежности горизонта доломитизированных известняков с онколитами к бурубайталской свите (Абишев и др., 1967). Однако крупный разрыв в определении возраста дает основание говорить о большой условности при отнесении слоев с разновозрастными группами органики в единую свиту и о необходимости дальнейших исследований.

Сарытумская свита известна в урочищах Буруптас и Карагуз, в районе сопки Сарытума, в горах Суукадыр и Кызказганбиик. Представлена она смешанным вулканогенно-осадочным комплексом с резко варьирующими соотношениями отдельных видов пород для различных частей района. В урочище Карагуз известен наиболее полный разрез свиты (Токмачева, Палец, 1962 г.), представленный чередованием базальтовых и андезитовых порфиритов, дацитовых порфиров и туфов. В подчиненном количестве присутствуют горизонты темно-серых плитчатых кварцитов, туфопесчаников, алевролитов, линзы мраморизованных известняков. Неполная мощность 960 *м*. К западу от урочища Карагуз, по данным О. А. Сейдалина и других (Абишев и др., 1967), количество вулканогенных пород в разрезе уменьшается и резко возрастает роль осадочных.

В северо-западной части Сарытумского прогиба сарытумская свита, по мнению А. П. Коробкина и Р. П. Топоровой (1963—1966 гг.), состоит из двух подсвит. Нижняя получила развитие к югу от Майкольского массива и к северо-востоку от гор Суукадыр. Сложена она туфолавами и лавами основного состава (базальтами и вариолитами) с прослоями туфогравелитов, туффитов, алевролитов, кремнистых пород и известняков. Верхняя подсвита слагает горы Суукадыр и Кызказганбиик и состоит преимущественно из терригенных пород: песчаников и алевролитов, содержащих примесь вулканогенного материала, с линзами и горизонтами микрокварцитов, мелкогалечных конгломератов, доломитизированных известняков. Общая мощность около 550 *м*. А. П. Коробкин, Р. П. Топорова и другие полагают, что эту толщу, которая залегает на фаунистически охарактеризованных верхнекембрийских отложениях, можно параллелизовать со сходными по составу образованиями Каратальского прогиба, в которых обнаружена фауна верхов аренига, и, таким образом, считают ее нижнеордовикской (тремадок-аренигской).

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Кембрийские отложения в Заилийском районе имеют ограниченное распространение. Наиболее широко развиты и полно представлены в восточных отрогах Заилийского Алатау — в горах Улькунбогуты, Торайгыр и по северному склону хр. Кетмень. Чаще всего они слагают обособленные небольшие по площади тектонические блоки или останцы кровли среди каледонских интрузий. Выделение отложений кембрийской системы в Заилийском районе произведено в результате последних геологических съемок Н. М. Чабдарова, В. Ю. Жукова, И. Л. Захарова и др. Ранее они описывались в составе докембрийских или ордовикских образований.

Отложения кембрия Заилийского района лишены органических остатков и отнесение их к кембрию основано на параллелизации со сходными отложениями прилегающих районов Киргизии и Казахстана. Исключение составляет небольшой по площади блок пород в западной части Заилийского Алатау (хр. Кастекский), расположенный на территории Киргизии вблизи границы с Казахстаном, где выделены фаунистически охарактеризованные рифогенные образования среднего

кембрия — среднего ордовика (Большой Карагайлыбулакский риф) и вмещающие их песчано-сланцевые отложения среднего кембрия — нижнего ордовика.

Среди кембрийских отложений Заилийского района выделяются нерасчлененные отложения нижнего и среднего отделов, объединенные в капкатасскую свиту и среднего — верхнего отделов, выделенных в жайсанскую свиту.

Нижний и средний отделы

По данным И. Л. Захарова, Л. Н. Мозолева и В. Н. Охотникова (1964 г.) к нерасчлененным отложениям нижнего и среднего кембрия относится мощная вулканогенно-осадочная толща, выделенная в прилегающих с запада районах Киргизии под названием капкатасской свиты. Свита имеет небольшое развитие и известна на северном склоне Терской Алатау, где она слагает узкую полосу субширотного простирания, протягивающуюся от долины р. Каркара до верховьев р. Улькункакпак. С севера и юга полоса развития пород свиты ограничена крупными разломами, по которым она контактирует с отложениями среднего — верхнего кембрия и нижнего карбона. Капкатасская свита по литологическим признакам расчленена на две подсвиты. Наиболее полный разрез нижней подсвиты известен по левобережью р. Улькункакпак, где он сложен переслаивающимися мелко- и среднезернистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками, мелкогалечными конгломератами, серицито-хлоритовыми, хлоритовыми, кремнистыми и филлитовидными сланцами с редкими горизонтами андезитовых порфиритов. Мощность ее 1500—1600 *м*. Верхняя подсвита имеет более ограниченное распространение и выделена в верховьях р. Туюккакпак. Сложена она преимущественно буро-серыми, реже красновато-бурыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками с подчиненными прослоями зеленоцветных разностей, мелкогалечных конгломератов, глинисто-железистых сланцев и туфогенных песчаников. Общая мощность свиты 2000—2200 *м*.

Западнее, на территории Киргизии, в составе свиты существенную роль играют андезитовые и базальтовые порфириты, туфы и туфопесчаники (Захаров и др., 1964 г.). Возраст свиты определяется по аналогии с районом гор Сонкольтау, где в нижней части сходных отложений собраны нижнекембрийские водоросли, а в линзе известняков верхов разреза — среднекембрийские трилобиты.

Средний и верхний отделы

Средне-верхнекембрийские отложения, выделенные Н. М. Чабдаровым по аналогии с горами Кендыктас в жайсанскую свиту, наиболее широко развиты в восточной части Заилийского района: в горах Улькунбогуты, Торайгыр, Кулуктау, Далаашик, на северном склоне Терской Алатау и других участках. Чаще всего они образуют обособленные тектонические блоки или ксенолиты кровли среди гранитоидов.

Н. М. Чабдаровым (1958—1965 гг.) жайсанская свита расчленена на три подсвиты, связанные постепенными переходами. В нижней подсвите резко преобладают метаморфизованные песчаники. Им подчинены кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и хлорито-серицитовые сланцы и прослои полосчатых кремней, черных микрокварцитов, известняков и мелкогалечных конгломератов. Мощность ее для наиболее хорошо изученного разреза по южному склону гор Улькунбогуты достигает 2000 *м*. Отложения этой подсвиты известны также на

северных склонах хребтов Торайгыр и Терской Алатау (к северо-востоку от перевала Қойчибулак) и по р. Баянкол. Однако мощность их здесь не превышает 1000 *м*.

Состав вышележащей средней подсвиты несколько варьирует для различных частей района. В горах Улькунбогуты, Согатинской депрессии и на северном склоне хр. Торайгыр она представлена чередованием микрокварцитов, полосчатых кремней, известняков, песчаников и сланцев. Мощность 350—750 *м*. По р. Баянкол и в Терской Алатау в районе перевала Қойчибулак она сложена доломитами и доломитизированными известняками, с прослоями порфиритов в верхней части разреза. Мощность до 1000 *м*.

Верхняя подсвита пользуется менее широким распространением и известна в Согатинской депрессии, хр. Торайгыр, по р. Баянкол и в хр. Терской Алатау. В ее составе основное значение имеют зеленовато-серые диабазовые порфириты и их туфы; в подчиненном количестве присутствуют прослои и пачки конгломерат брекчий, песчаников, сланцев и полосчатых кремней. По р. Лайлы Б. Ф. Қашкаров (1960 г.) в верхах разреза описал горизонты туфов и туфолав дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров. В горах Кулуктау к отложениям верхней подсвиты приурочены тела габброидов и ультрабазитов. Мощность подсвиты 450—650 *м*.

В горах Далаашик и Заилийском Алатау, в верховьях рек Малой Алматинки, Талгар и Иссык прослеживаются выходы небольших по площади останцов кровли среди интрузивных пород. Они сложены порфиритами, туфами, туффитами, песчаниками, гравелитами, сланцами и известняками. Породы несут сильные контактовые изменения: ороговикование, амфиболизацию и окварцевание, в связи с чем разрезы не установлены и они отнесены к жайсанской свите без подразделения на подсвиты.

В кварцитах северного склона хр. Торайгыр, по данным Л. И. Боровикова, присутствуют споры: *Archaehystrichosphaeridium janivschewskyi* Tim., *Ar. vologdensis* Tim., *Lophobivertexidium filiformis* var. *inaequilaterus* Tim., *Lophotriletes seminvolutus* Tim., по определению Е. М. Андреевой среднего — верхнего кембрия. У южной подошвы гор Каракайлы (Улькунбогуты) в гальках базальных конгломератов верхнего ордовика Н. М. Чабдаровым были собраны остатки трилобитов, которые по заключению Н. К. Ившина представлены формами *Solenopleura suavis* Ivsh., *S.* cf. *brachymetopa* Ang., *Koldiniella* (?) sp., *Meisterella* sp., *Basocephalus* sp., *Phalacroma* sp., характерными для верхов среднего и возможно низов верхнего кембрия.

Жайсанская свита резко несогласно перекрыта породами среднего и верхнего ордовика (горы Улькунбогуты и др.). Соотношения с образованиями протерозоя в районе не установлены. По присутствию в песчаниках и конгломератах жайсанской свиты обломков метаморфических пород протерозоя можно предполагать наличие между ними перерыва и крупного несогласия.

ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

В Джунгарском Алатау фаунистически охарактеризованных отложений кембрийской системы неизвестно. Условно по положению в общем стратиграфическом разрезе к кембрию относят сарычабынскую свиту сильно метаморфизованных пород, обнажающихся в ядрах Центрально- и Южно-Джунгарского антиклинориев.

Сарычабынская свита, ранее известная под названием метаморфической толщи и получившая название от В. А. Буша (1956 г.) по имени

гор Сарычабын, обнажена в осевой части Северного хребта — в верховьях рек Большой и Малый Баскан, Аксу (горы Арасан), в горах Жельды-Карагай; в Южном хребте — в горах Сарынакой (верховья р. Теректы) и Сарычабын, в хр. Токсанбай (в верховьях рек Сатылы и Малый Усек), в горах Бурхансартау и, возможно, в районе оз. Казанколь.

Основание сарычабынской свиты нигде не обнаружено, ее нижние части либо скрыты под молодыми образованиями, либо срезаны разрывными нарушениями, либо уничтожены гранитоидами. Свита довольно однообразна по составу и представлена преимущественно кристаллическими сланцами (кварцево-биотитовыми, кварцево-мусковитовыми, полевошпатово-пироксеновыми, амфиболо-плагиоклазо-биотитовыми, кварцево-серицитовыми, кремнисто-хлорито-серицитовыми, иногда углистыми, кремнисто-серицитовыми и др.), кварцитами, обычно слюдистыми, реже гнейсами (двуслюдяными, биотитовыми, роговообманковыми, мусковитовыми), прослоями мраморов, кальцифиров и амфиболитов.

В Северном хребте, в верховьях р. Акшаганак (Басканская антиклиналь) в основании метаморфической толщи залегают интрузивные гранитогнейсы. По данным Н. И. Филатовой (1963) в строении свиты участвуют зеленые и зеленовато-серые мусковито-кварцевые сланцы, черные углистые сланцы и серые серицито-кварцевые сланцы, среди которых заключена мощная пачка белых кварцитов. Верхняя часть свиты образована серыми мраморами с прослоями углистых сланцев. Общая мощность свиты около 2500 *м*.

Западнее, в горах Жельды-Карагай, по представлениям В. А. Буша, сарычабынская свита сложена крупнозернистыми мраморами, мусковитовыми гнейсами с прослоями кварцево-полевошпатовых сланцев и амфиболитов, чередующимися со светлыми катаклазированными мусковитовыми гнейсами и мраморами.

Наиболее низкие части разреза свиты описаны В. А. Бушем для более южных районов Центральной Джунгарии, для гор Арасан (снизу вверх):

1. Темные розовато-серые мелкозернистые кварцево-биотитовые сланцы; в верхней части пачки — редкие прослои биотитовых кварцитов	450 *м*
2. Белые крупнозернистые мраморы	20 „
3. Темно-серые мелкозернистые кварцево-биотитовые сланцы с мощными прослоями светлых биотитовых кварцитов	200 „
4. Темно-серые биотитовые кварциты, переслаивающиеся с микрокристаллическими кварцево-биотитовыми сланцами	500 „

Общая мощность сарычабынской свиты составляет около 1100 *м*.

В Южном хребте (в верховьях руч. Теректы, в горах Сарычабын и др.) сарычабынская свита широко распространена и наиболее детально изучена. Самый западный ее выход расположен в горах Сарынакой (западная часть гор Сууктюбе) в верховьях руч. Теректы, где толщи нижнепалеозойских пород с резким несогласием перекрыты нижнедевонскими отложениями. Здесь П. А. Руденко, Н. Н. Шуховым и другими (1964 г.) составлен разрез сарычабынской свиты, включающий в основании мигматизированные зеленовато-серые (табачные) слюдистые гнейсы с пропластками темно-зеленых амфиболитов и серых кварцитов. Выше залегают серые мраморы, чередующиеся с амфиболитами, а еще выше лежат серые биотитовые гнейсы иногда очковой текстуры. Здесь же встречаются пачки мусковитовых гнейсов, кварцитов и доломитизированных мраморов. Самая верхняя часть разреза представлена чередованием кварцево-серицитовых и углисто-хлорито-кремнистых сланцев с прослоями буровато-серых кварцитов. Видимая мощность свиты в горах Сарынакой оценивается 2300—2400 *м*.

Восточнее р. Коксу, на южных склонах гор Сарычабын сарычабынская свита менее метаморфизована, гнейсы здесь имеют очень небольшое распространение. Состав и последовательность напластования пород на этом участке изучены по руч. Қосагаш Ш. А. Байкеневым, П. К. Жуковым, Ю. И. Қазаниным, А. Е. Шлыгиным (Байкенев и др., 1966). В видимом основании свиты залегает сланцевая пачка (до 1800 *м*), состоящая преимущественно из биотито-мусковито-кварцевых сланцев и подчиненных прослоев углистых серицитовых и серицито-кремнистых сланцев. В верхней части свиты породы более разнообразные. Здесь наряду с кварцитами и кварцево-слюдяными сланцами появляются карбонатные породы. Широко распространены слюдяные кварциты, пироксенизированные или тремолитизированные мраморизованные известняки, калишпато-пироксеновые, амфиболо-цоизито-полевошпатовые породы. Общая мощность свиты в горах Сарычабын составляет 2500—3000 *м*.

На водоразделе рек Сатылы и Малый Усек, по данным Ю. И. Қазанина, сарычабынская свита обнажена в ядре крупной антиклинали, отвечающей осевой части Южно-Джунгарского антиклинория. Она сложена слюдистыми кварцитами, кристаллическими сланцами, реже амфиболитами. Видимая мощность свиты не менее 600 *м*.

В горах Бурхансартау в районе месторождения Усек сарычабынская свита, по данным Ш. А. Байкенева, Ю. И. Қазанина, А. Е. Шлыгина, представлена слюдистыми кварцитами, кварцево-слюдяными сланцами и полевошпатово-слюдяными сланцами. Видимая мощность 250 *м*. Возможно, что к свите относится мощная толща метаморфизованных образований (кварцево-слюдяные сланцы, пироксено-кварцево-полевошпатовые, цоизит-пироксено-кварцевые породы и др.), прослеживаемая от подножья гор Бурхансартау (руч. Қшибурхан) в северо-восточном направлении. Она отличается от типичной сарычабынской свиты меньшим метаморфизмом и большим развитием карбонатных осадков.

Таким образом, для сарычабынской свиты характерны породы, возникшие при метаморфизме тонкозернистых глинистых, песчаных, кварцевых, реже карбонатных и кремнисто-карбонатных первичных осадков, которым были свойственны высокая степень дифференциации материала, хорошая сортированность кластических зерен, резкое преобладание среди последних устойчивых минералов (кварца, турмалина, циркона, рудного) и практически полное отсутствие полевых шпатов. Эти особенности свидетельствуют о значительном переносе осадков, испытавших глубокое химическое выветривание и очевидно о их накоплении вдали от береговой линии.

Сарычабынская свита отличается неравномерным метаморфизмом. На некоторых участках метаморфизм достигал амфиболитовой ступени. на других он близок к зеленосланцевой фации. Более высоким метаморфизмом отличаются участки развития свиты, приуроченные к осевым частям главных антиклинориев. Местами совершенно отчетливо видно повышение интенсивности метаморфизма вниз по стратиграфическому разрезу.

Ископаемых органических остатков в сарычабынской свите не обнаружено. Ранее некоторые геологи (М. М. Юдичев, Н. А. Афоничев, С. Е. Майрин, Ю. И. Қазанин, П. А. Руденко и др.) относили ее к докембрию. Сейчас установлено, что она согласно, без видимых следов размыва перекрыта карбонатными и карбонатно-кремнистыми породами сууктюбинской свиты и входит в состав единой мощной нижнепалеозойской толщи, в самых верхах которой обнаружены остатки верхнеордовикской-нижнесилурийской фауны. На всей нижнепалеозойской тол-

ще лежат несогласно девонские образования. Нижняя возрастная граница совершенно неопределенна и позволяет высказывать различные предположения. Хотя некоторые исследователи считают ее кембрийской, нельзя исключить возможность ее более древнего возраста.

ОБЩАЯ СВОДКА

На территории Южного Казахстана в кембрийском периоде существовали три крупные области, различавшиеся тектоническим режимом, условиями осадконакопления и формационными рядами пород. Западная часть Южного Казахстана, включающая Большой и Малый Каратау и горы Джабаглы, представляла область с миогеосинклинальным режимом развития и относительно спокойными тектоническими условиями; она характеризовалась отсутствием активного магматизма и складчатых движений. Несогласия внутри кембрийских отложений в ее пределах отсутствуют. По типу разрезов в ее составе выделены Большекаратауская, охватывающая хр. Большой Каратау и горы Джабаглы, и Малокаратау-Таласская (хр. Малый Каратау) структурно-формационные зоны.

Центральные и отчасти восточные районы Казахстана, включающие Киргизский хр., Бетпак-Далу, Чу-Илийские горы, Кендыктас, Заилийский Алатау, представляли эвгеосинклинальную область, занятую обширным морским бассейном, где в отдельные кратковременные промежутки времени в наиболее активных тектонических зонах возникали внутренние поднятия типа островов. Кембрийские отложения в этой области представлены мощными терригенно-вулканогенными толщами с резким преобладанием среди вулканитов пород основного состава. Условия осадконакопления были неспокойными; в некоторых структурно-формационных зонах осадконакопление неоднократно прерывалось восходящими движениями, отражающимися в толщах кембрийских пород внутренними несогласиями. Активные интрузивные процессы сформировали спилиты, диабазы и ультраосновные породы («офиолитовая формация»). Южная часть центральной области, расположенная преимущественно на территории Киргизии, известна под названием Терской-Киргизской зоны. Кендыктас и Бетпак-Дала очевидно относились к единой структурно-формационной зоне, в которой условия осадконакопления возможно были несколько иными, чем в соседней с востока Чуилийской зоне (охватывавшей Чу-Балхашский и северные части Заилийского района).

Восточная область, к которой принадлежит Джунгарский Алатау, отличалась стабильностью, плавным погружением и накоплением мощных миогеосинклинальных образований. Разрезы кембрийских отложений наиболее изучены в западной миогеосинклинальной области, в Большом и Малом Каратау и горах Джабаглы*. Стратиграфия кембрия этих районов обоснована многочисленными находками органических остатков, главным образом, трилобитов, вертикальная последовательность которых позволяет выделить мелкие стратиграфические подразделения (ярусы, зоны и подзоны). В связи с этим корреляция кембрийских отложений Большого и Малого Каратау и гор Джабаглы производится сравнительно легко и достаточно однозначно. Исключение представляют лишь отложения нижнего отдела кембрия, которые палеонтологически документированы пока только в Малом Каратау.

В Киргизском хребте в разрезе кембрийских отложений по находкам остатков трилобитов установлены средний и верхний отделы. Ниж-

* По В. В. Галицкому (1967), это область эпибайкальской платформы.

ний отдел здесь менее обоснован палеонтологически и выделение его является несколько условным. В целом разрезы кембрия этого района по фауне довольно хорошо параллелизуются с разрезами хр. Каратау. Верхняя граница кембрийских отложений в этих районах нечеткая и проводится внутри однородных по литологическому составу толщ по органическим остаткам.

Разрезы отложений кембрия эвгеосинклинальной области рассматриваемого региона, т. е. Кендыктаса, Чу-Балхашского и Заилийского районов, изучены по сравнению с западными районами значительно слабее, отличаются меньшей стратиграфической полнотой и слабо охарактеризованы палеонтологически. Достаточно уверенно здесь выявлены отложения низов верхнего кембрия, фаунистически документированного в горах Кендыктас и северо-западной части Чу-Илийских гор. Нижний кембрий условно выделен лишь в Заилийском районе.

Определенные взаимоотношения кембрийских толщ с докембрийскими известны лишь в западной области. Здесь дислоцированные в едином плане образования позднего докембрия (вендский комплекс) и фаунистически охарактеризованные отложения кембрийской системы разделяются скрытым трансгрессивным несогласием, которое выявляется при прослеживании, поскольку нижний кембрий ложится на различные горизонты каройской серии. В Киргизском хребте кембрийские породы лежат на докембрии с угловым несогласием, однако структурная перестройка была весьма незначительна. В Бетпак-Дале возраст отложений, считающихся нижнекембрийскими, точно не установлен. Они ложатся на условно протерозойские образования с резким угловым несогласием. В Кендыктасе, Чу-Балхашском и Заилийском районах надежно установленных соотношений между кембрийскими и более древними породами нет. Нижние части разрезов кембрийских толщ либо уничтожены интрузиями, либо оборваны нарушениями. В Джунгарском Алатау условно кембрийские толщи образуют самые нижние части разреза.

Таким образом, активные тектонические движения перед кембрийским периодом отмечены только в Киргизской зоне, хотя их распространение в эвгеосинклинальной области было более широким. На западе они были только колебательными; в центральных и восточных районах об их интенсивности говорить трудно.

Миогеосинклинальная область западной части Южного Казахстана в кембрии являлась площадью стабильного прогибания с режимом открытого моря. В этих условиях возникли отложения преимущественно двух формаций. Кремнисто-сланцевая формация (по Н. С. Шатскому, «отдаленно кремнистая») развита в нижнем и среднем кембрии Северо-Западного Каратау, в нижнем — низах среднего кембрия — в остальной части Большого Каратау и горах Джабаглы (Большекаратауская зона). В Малокаратау-Таласской зоне кембрийское осадконакопление началось с маломощной фосфорито-кремнисто-доломитовой чулактауской свиты, очевидно, близкой по фациальным условиям формирования к кремнисто-сланцевой формации. Вторая, широко распространенная в этой области, карбонатная формация представлена верхним кембрием в Северо-Западном Каратау, осадками от нижней половины среднего кембрия до тремадока включительно в других частях Большого Каратау и горах Джабаглы, и от самых низов среднего кембрия до среднего ордовика включительно в Малом Каратау.

Кремнисто-сланцевая ванадиеносная формация Большекаратауской зоны очевидно не могла образоваться в прибрежно-морских условиях, и область ее накопления была отдалена от береговой линии. Об этом свидетельствует тонкая параллельная слоистость, отсутствие ряби,

следов течений и обогащенность пород остатками радиолярий и спикул губок (микрозоопланктон, по С. Г. Анкиновичу). Карбонатная формация накапливалась в обоих структурно-формационных зонах в открытом эпиконтинентальном бассейне, возможно обладавшем повышенными концентрациями солей, на что указывает обогащенность этих формаций скелетами ископаемых беспозвоночных.

Слабая изученность разрезов кембрия эвгеосинклинальной области не позволяет оконтурить в ее пределах отдельные структурно-формационные зоны, как это сделано для миогеосинклинали западной части Южного Казахстана. Отсутствие нормальных соотношений с докембрийскими образованиями, однообразие толщ и условность возрастов многих из выделенных свит затрудняют восстановление истории развития и палеогеографических условий накопления осадков. Для разрезов кембрия эвгеосинклинали характерна перемежаемость вулканогенных и терригенных толщ. Последние, как правило, сложены мелкообломочными породами (мелко- и тонкозернистыми песчаниками и глинистыми сланцами) преимущественно кварцевого состава без примеси вулканомиктового материала. Это указывает на чередование в кембрии периодов тектонической активности с интенсивной вулканической деятельностью и периодов относительного покоя, во время которых происходило накопление мощных терригенных толщ с тщательной сортировкой обломочного материала и с сохранением лишь наиболее устойчивых минералов (кварца и др.).

В казахстанской части Киргизского хребта кембрийское осадконакопление началось терригенными образованиями. Кварцевые песчаники, известняки и глинистые сланцы занимают здесь существенное место. Еще в нижнем кембрии началась активная вулканическая деятельность, выразившаяся в образовании спилитов и диабазов, которые однако трудно отнести к типичной спилито-диабазовой формации, поскольку они чередуются с конгломератами, иногда известковистыми, гравелитами и песчаниками, содержащими обломки подстилающих пород. Яшмы, хотя и известны, но обладают сравнительно малой мощностью. Вулканическая деятельность продолжалась в средней и верхней эпохах, но ее активность была невысокой. В это время формировалась известняково-конгломерато-песчаниковая толща с редкими горизонтами туфов и эффузивов среднего состава. В конце кембрийского периода вулканическая деятельность затихла и отлагались чисто терригенные толщи. Литологический состав кембрийских пород и несогласия между отдельными свитами свидетельствуют об активных тектонических движениях, которые территориально были связаны с Макбельским поднятием.

Об условиях осадконакопления в кембрийском периоде на обширных территориях Чуйского района, Бетпак-Далы и значительной части Кендыктаса говорить трудно. Если считать правильным нижнекембрийский возраст акбастауской свиты, то тектонический режим Бетпак-Далы («Чуйской глыбы») был относительно спокойным. Накопление кварцевых песчаников происходило на площади блока, уже в значительной мере консолидированного. Отсутствие соотношений с верхнекембрийскими толщами не позволяет проанализировать условия смен кварцево-песчаниковой формации породами карбонатно-сланцевой толщи гор Домбралытау.

Строение Чу-Балхашского и Заилийского районов в кембрийское время было достаточно сложным. Внутри этой тектонически подвижной зоны существовали устойчивые участки, в пределах которых в течение длительного периода времени формировались известняковые рифы (Большой Карагайлыбулакский риф). На других участках происходило

активное осадконакопление в условиях быстрого и возможно некомпенсированного осадконакопления. Совокупность пород кембрия этих районов может быть отнесена к спилито-кератофировой, спилито-диабазовой, кремнисто-карбонатной, карбонатно-сланцевой и сероцветной песчаниковой формациям, характерным для начальных этапов развития геосинклиналей. Наличие в разрезах шаровых лав, спилитов, горизонтов яшм, насыщенных остатками радиолярий и спикул губок, устойчивость фаций на огромных площадях и резко подчиненная роль грубообломочных пород — все это в совокупности позволяет говорить, что формирование кембрийских толщ шло вдали от крупных участков суши.

В Чу-Балхашском и Заилийском районах кембрийские отложения относятся преимущественно к верхнему отделу. Более древние кембрийские образования, если считать какпатасскую свиту докембрийской, неизвестны. Осадконакопление было непрерывным, однако, быстрые смены литологического состава толщ даже на протяжении одной эпохи свидетельствуют о неустойчивости тектонического режима.

В северо-восточных отрогах Терской Алатау, относящихся к Терской-Киргизской структурно-формационной зоне, сложно построенная нижне-среднекембрийская капкатасская свита состоит преимущественно из разнообразных терригенных пород, а также кремнистых и метаморфизованных глинистых сланцев и редких покровов эффузивов; свита формировалась вблизи внутренних поднятий, о чем можно судить по наличию грубых осадков. Характерно появление в верхних частях свиты красноцветных осадков, которые могут быть косвенным признаком далеко зашедшей консолидации в этом районе.

Для кембрийских отложений эвгеосинклинальной области характерна весьма напряженная, нередко изоклинальная складчатость и интенсивные преобразования пород с превращением их в различного состава сланцы. Наиболее широко эти процессы проявлены вдоль крупных глубинных структур (Джалаир-Найманский прогиб и др.).

В Джунгарском Алатау, выделенном в третью фациальную область, к кембрию весьма условно отнесена толща метаморфических сланцев, кварцитов и мраморов, составляющая видимое основание непрерывной серии осадков, в верхах которой известны органические остатки верхов ордовика — низов силура. Отсутствие данных о возрастных границах и интенсивный метаморфизм пород делает невозможным сопоставление с разрезами других областей. Можно только говорить о существовании в Джунгарии в кембрии крупного пологого длительно развивавшегося прогиба, в котором накапливались мощные терригенные толщи (кварцевые пески, меньше глинистые осадки), в дальнейшем подвергшиеся метаморфизму. Накопление осадков происходило вдали от береговой линии при значительном переносе обломочного материала, испытавшего глубокое химическое выветривание.

В отложениях кембрия Южного Казахстана выделяется характерный комплекс ванадиеносных и фосфоритоносных глинисто- и углисто-кремнистых сланцев, который многими исследователями рассматривается в качестве маркирующего горизонта, присущего осадкам только строго определенного стратиграфического уровня. В Каратау устанавливается его нижнекембрийский возраст. В горах Кендыктас ванадиеносный горизонт приурочен к жайсанской свите и залегает выше известняков с фауной низов верхнего кембрия. Пачки ванадиеносных пород в Чу-Илийских горах описаны также в более высоких частях разреза — верхах ащисуйской свиты верхнего кембрия (горы Джамбул) и в составе бурубайталской свиты Сарытумской зоны. Таким образом, пачки ванадиеносных сланцев прослеживаются по всему разрезу, от нижнего до верхнего кембрия включительно, отражая, по-видимому, повторение

Схема сопоставления кембрийских отложений

Система	Отдел	Ярус	Многогеосинклинальная область				
			Большекаратауская структурно-формационная зона				Малокаратау-Таласская структурно-формационная зона
			Большой Каратау			Джабаглы	Малый Каратау
			Северо-Западный Каратау	Центральный Каратау	Юго-восточный Каратау		
Ордовик	Нижний	Тремадок	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Шабактинская свита
Кембрийская		Шидертинский					

Таблица 3

(по Б. А. Салину и Г. Х. Ергалиеву, 1969)

Эвгеосинклинальная область						Миогеосинклинальная область
	Чу-Балхашский район					
Западная часть Киргизского хребта	Джалаир-Найманский прогиб	Сарытумский прогиб	Кендыктас	Заилийский район	Джунгария	
Средняя подсвита	?	?				
Туюксайская свита: Нижняя подсвита Алевролиты, песчаники, конгломераты 700—1100 *м*	Ащисуйская свита Спилиты, диабазы, туфы, яшмы, доломиты > 500 *м*	Бурубайталская свита Песчаники, известняки, доломиты, микрокварциты, остатки беззамковых брахиопод 550—3000 *м*				
	Джамбулская свита Кварцевые песчаники, глинистые сланцы, горизонты яшм, кремнистых сланцев, яшмокварцитов, линзы гравийных конгломератов, остатки беззам. брахиопод 900—1000 *м*	Джамбулская свита Песчаники, глинистые сланцы, микрокварциты, яшмокварциты 1450—2800 *м*	Джамбулская свита Кварцевые песчаники, глинистые сланцы 500 *м*	Жайсанская свита Диабазовые порфириты, туфы; конгломератобрекчии, конгломераты, песчаники, сланцы, микрокварциты, известняки 3000—3600 *м*	Сарычабынская свита Кварцевые песчаники, кварцево-слюдяные сланцы, филлиты, мраморы 2500—3000 *м*	
		?				

Система	Отдел	Ярус	Миогеосинклинальная область				
			Большекаратауская структурно-формационная зона				Малокаратау-Таласская структурно-формационная зона
			Большой Каратау			Джабаглы	Малый Каратау
			Северо-Западный Каратау	Центральный Каратау	Юго-восточный Каратау		
Ордовик	Нижний	Тремадок	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Шабактинская свита
Кембрийская	Верхний	Туорский	Кокбулакская свита Известняки, и доломиты; в основании остатки трилобитов низов верхнего кембрия 80—110 *м*	Кокбулакская свита Известняки и доломиты; по всему разрезу остатки трилобитов низов среднего, верхнего кембрия и нижнего ордовика 280—300 *м*	Кокбулакская свита Известняки и доломиты; достоверные органические остатки не найдены 250—350 *м*	Кокбулакская свита Известняки и доломиты; в средней части —остатки трилобитов верхов майского яруса среднего кембрия 300—400 *м*	Шабактинская свита Доломиты, доломитизированные известняки и известняки с многочисленными прожилками кварца и желваками кремней; остатки трилобитов верхов алданского и ленского ярусов нижнего, нижнего-среднего и верхнего кембрия, а также тремадокского яруса ордовика ~1500 *м*
		Майский	Курумсакская свита Кремнистые, кремнисто-яшмовидные, углистые, углисто-глинистые, кремнистые ванадиеносные сланцы; в основании пласт доломитов 100—280 *м*				

Продолжение табл. 3

	Эвгеосинклинальная область					Миогеосинклинальная область
	Западная часть Киргизского хребта	Чу-Балхашский район: Джаланр-Найманский прогиб	Чу-Балхашский район: Сарытумский прогиб	Кендыктас	Заилийский район	Джунгария
	Средняя подсвита	?	?			
Котуджанская свита	Туффиты, туфогенные песчаники, туфы и порфириты; вверху известняки с остатками фауны низов верхнего кембрия 300—400 *м*	Сулусайская свита Алевролиты, кремнистые сланцы, конгломераты, туфы, туфопесчаники и андезито-базальтовые порфириты 400 *м*		Сулусайская свита Алевролиты, глинистые сланцы, туфопесчаники, туфы, диабазовые порфириты, линзы известняков 400 *м*		
		Жайсанская свита Кварцевые и полимиктовые песчаники, горизонты кремнистых пород и известняков, остатки трилобитов 3000 *м*		Жайсанская свита Песчаники, конгломераты, известняки, глинистые, кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, остатки трилобитов 650—850 *м*		
	Туфогенно-известняковые брекчии и линзы известняков с остатками трилобитов низов среднего кембрия 30—80 *м*	----- ? -----	----------	--- ? --- Капкатасская свита Песчаники, конгломераты, глинистые сланцы, туфопесчаники, андезитовые порфириты 1500—1600 *м*		

Система	Отдел	Ярус	Миогеосинклинальная область				
			Большекаратауская структурно-формационная зона				Малокаратау-Таласская структурно-формационная зона
			Большой Каратау			Джабаглы	Малый Каратау
			Северо-Западный Каратау	Центральный Каратау	Юго-восточный Каратау		
Ордовик	Нижний	Тремадок	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Камальская свита	Шабактинская свита
Кембрийская	Нижний	Средний Амгинский		Курумсакская свита Кремнистые, кремнисто-яшмовидные, углистые, углисто-кремнистые и углисто-кремнисто-глинистые ванадиеносные сланцы; в основании маломощный пласт доломитов 20—120 *м*	Курумсакская свита Кремнистые, кремнисто-яшмовидные, углистые, углисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые ванадиеносные сланцы; в основании маломощный пласт доломитов 20—150 *м*	Курумсакская свита Кремнистые, кремнисто-яшмовидные, углистые, углисто-глинистые и углисто-кремнисто-глинистые ванадиеносные сланцы; в основании кварцитовидные песчаники 120—150 *м*	
		Ленский					
		Алданский					Чулактауская свита Кремни, фосфориты и железо-марганцевые доломиты с остатками трилобитов алданского яруса 0—75 *м*
Вендская			Байконурская свита	Байконурская свита	Байконурская свита	Байконурская свита	Байконурская свита

Продолжение табл. 3

Эвгеосинклинальная область					Миогеосинклинальная область
Западная часть Киргизского хребта	Чу-Балхашский район		Кендыктас	Заилийский район	Джунгария
	Джалаир-Найманский прогиб	Сарытумский прогиб			
Средняя подсвита	?	?			
Карааарчинская свита Порфириты, спилиты и их туфы 1500—2000 *м*					
Учкошойская свита Известняки, сланцы и кварциты с редкими остатками строматолитов 1500 *м*				----- ? -----	

во времени сходных палеогеографических условий с образованием близких по составу и по геохимическим особенностям пород. Поэтому наличие кремнистых пород, обогащенных ванадием, не может являться основным критерием при определении возраста и при корреляции разрезов немых толщ.

Кембрийский период характеризовался богатой органической жизнью. Наряду с онколитами, строматолитами, катаграфиями и спорами водорослей в кембрийских толщах найдены остатки более высокоорганизованных организмов. Руководящее значение имели трилобиты, которые в обилии существовали уже в нижнем кембрии (Малого Каратау) и преобладали в органическом мире среднего и позднего кембрия. Появляются беззамковые брахиоподы, губки, строматопоры, имеющие меньшее значение для определения возраста, чем более изученные и разнообразные трилобиты. Установить различия в фаунистических комплексах кембрия для отдельных районов при современном уровне знаний нельзя; можно только отметить более богатый органический мир западных районов Южного Казахстана по сравнению с восточными, в которых палеогеографические условия были менее благоприятными (накопление терригенных и вулканогенных осадков).

В изучении кембрийских отложений Южного Казахстана в последние годы достигнуты определенные успехи, однако многие вопросы стратиграфии кембрия остаются спорными и далеко не решенными. Это относится прежде всего к установлению нижней и в меньшей степени верхней границ, а также границ между его отделами в восточных районах Южного Казахстана. Для эвгеосинклинальной зоны в целом и для отдельных районов внутри нее в частности (табл. 3) до сих пор нет общепринятых стратиграфических схем кембрийских образований, что объясняется их слабой изученностью. В Джунгарии кембрий выделен весьма условно. Поэтому необходимо в дальнейшем продолжить изучение разрезов кембрия и поиски в них органических остатков, в первую очередь в его восточных районах.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения ордовика развиты в хребтах Малый и Большой Каратау, откуда прослеживаются на юго-восток в горы Джабаглы; в Киргизском хребте они слагают южные и западные склоны и водораздельную часть; восточнее занимают значительные площади в Заилийском и Кунгей Алатау. Они наиболее распространены на Чу-Балхашском водоразделе, где протягиваются почти на 600 *км* от юго-восточной части Чу-Илийских гор на северо-запад. Небольшие выходы пород ордовика известны в горах Кендыктас. Условно к ордовику отнесены древние толщи (сууктюбинская, текелийская, жиландинская свиты), развитые в Центральной Джунгарии (горы Каратау) и на значительных площадях Южного хребта, от Каратальской депрессии на восток до государственной границы.

В Большом и Малом Каратау, Чу-Балхашском районе, Западном Прибалхашье и в Джунгарии развиты преимущественно осадочные отложения. В Киргизском хребте, Кендыктасе, на северных склонах Тянь-Шаня ордовик представлен осадочными и вулканогенно-осадочными образованиями. В большинстве районов выделены три отдела ордовика; в хр. Малом Каратау известны только нижний и средний. В отложениях ордовика повсеместно (за исключением Джунгарского Алатау) встречаются многочисленные органические остатки.

Нередко нижняя граница системы устанавливается в непрерывных разрезах от верхнего кембрия к нижнему ордовику (тремадоку). В Малом Каратау эта граница проводится в единой карбонатной толще по смене комплексов фауны. В Большом Каратау и Киргизском хребте нижняя граница системы установлена по смене верхнекембрийского фаунистического комплекса, нижнеордовикским и местами может быть проведена по изменению литологии вмещающих толщ (Северо-Западный Каратау). В хр. Заилийский Алатау граница проводится условно в литологически близких толщах, а в Джунгарском Алатау характеризуется сменой существенно терригенных осадков карбонатными. В остальных районах непрерывные разрезы отсутствуют, и разновозрастные отложения ордовика залегают на размытой поверхности кембрийских и докембрийских образований. Верхняя граница системы в непрерывных разрезах от ашгиллия к нижнему силуру установлена только в Чу-Балхашском районе.

Для ордовикских отложений характерны изменчивость литологического состава и полнота разрезов. Невыдержанность разрезов, отмечаемая в большинстве районов Южного Казахстана, резко отличает отложения этой системы от выше и нижележащих образований.

Образования ордовика в разных районах изучены неравноценно, лучше всего — в Чу-Балхашском и Кендыктасском районах, частично в Большом и Малом Каратау. В этих районах в отложениях ордовика собрана обильная фауна, что позволило выделить отдельные фаунистические комплексы и установить местные горизонты. Наименее изучены ордовикские отложения северных склонов Тянь-Шаня и Джунгарского Алатау, где они приурочены к труднодоступным высокогорным участкам.

Впервые в Южном Казахстане ордовикские отложения (до 1954 г. отложения нижнего отдела силурийской системы) были выделены в 70-х годах прошлого столетия Г. Д. Романовским в Чу-Илийских горах. Первые сведения о стратиграфии ордовика (1929 г.) получены Д. И. Яковлевым для Бетпак-Далы и Чу-Балхашского водораздела, для Большого Каратау — Д. В. Наливкиным и для Киргизского хр. — В. А. Николаевым. В. Н. Вебер (1925), изучая трилобитов, предложил первую схему стратиграфии ордовика. В дальнейшем выделение ордовика в отдельных районах Южного Казахстана связано с именами Б. К. Терлецкого, Г. Ц. Медоева, В. Ф. Беспалова, Н. Л. Бубличенко, Н. Н. Костенко, А. А. Мастрюковой, Н. Г. Марковой, И. В. Хохлова, Н. М. Салова.

Особого внимания заслуживают исследования Б. М. Келлера (1958, 1960), предложившего первую биостратиграфическую схему Чу-Илийских гор по граптолитам. Систематическим изучением стратиграфии ордовика в последнее десятилетие занимались в Чу-Илийских горах и Кендыктасе — Т. Б. Рукавишникова, в Малом Каратау — К. А. Лисогор. И. Ф. Никитин (1964), проводивший широкие обобщения, предложил схему размещения структурно-формационных зон в Восточном Казахстане, в том числе и на описываемой территории.

Из фаунистических остатков в Южном Казахстане лучше всего изучены трилобиты, брахиоподы, колониальные кораллы и граптолиты. Другие окаменелости изучены плохо и пока не имеют существенного значения для стратиграфии. Изучение трилобитов было начато В. Н. Вебером (1932, 1948) и Л. А. Коловой (1936). Позднее этой группой занимались К. А. Лисогор (1954, 1961, 1968), М. Н. Чугаева (1960); в последние годы — М. К. Аполлонов (1968) и Г. Х. Ергалиев. Брахиоподы начала изучать А. Ф. Лесникова; позже Т. Б. Рукавишникова (1956) частично описала нижне-, средне- и верхнеордовикские виды из Кен-

дыктаса и Чу-Илийских гор. Небольшой комплекс колониальных кораллов обработала О. Б. Бондаренко (1958), в последнее время они изучаются Н. В. Полтавцевой. Граптолиты определялись В. Н. Павлиновым и описаны Б. М. Келлером (Келлер, Лисогор, 1956), который предложил зональную граптолитовую шкалу Казахстана. Позднее этой группой стали заниматься Д. Т. Цай и Н. Ф. Михайлова. Остатки стеблей морских лилий (очень важная для стратиграфии и широко распространенная группа) определялись Р. С. Елтышевой, Г. А. Стукалиной и Ю. А. Туютяном. Другие органические остатки ордовика Южного Казахстана обрабатывались Л. Л. Халфиным (пелециподы), В. А. Востоковой (гастроподы), З. Г. Балашовым (наутилоидеи).

В последние годы большой материал по стратиграфии отложений ордовика при геологических съемках получили С. Г. Токмачева, Б. А. Салин, Н. М. Чабдаров, К. И. Дворцова, И. Л. Захаров, В. Н. Охотников, О. В. Бажанов, Л. М. Палец, И. И. Парецкий, А. П. Коробкин и др.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО ХРЕБТА

В Большом Каратау отложения ордовикской системы распространены преимущественно в его северо-западной части (Северо-Западный Каратау). Здесь они прослежены на юго-западном склоне в виде непрерывной полосы шириной 20—25 *км* от района горы Даут на крайнем северо-западе хребта до р. Суындык и несколько юго-восточнее. Неширокие полосы ордовикских отложений, обычно зажатые в тектонических блоках, отмечены на северном склоне хребта. В Центральном Каратау ордовикские отложения совместно с кембрийскими слагают поднятые части антиклинальных складок и обнажены по долинам рек Чаян, Булакбет и Мынчабыр. В Юго-Восточном Каратау и горах Джабаглы ордовикские отложения занимают также обширные площади. В Юго-Восточном Каратау (Горы Боролдайтау и Кулантау) выходы ордовика сохранились на крыльях антиклинальных складок. Наиболее полные разрезы ордовика известны в долинах рек Канай, Кулан и по северо-восточному крылу Абаильской антиклинали (к северо-западу от с. Высокое), к северу от разъезда Чокпак, в долине р. Амансай. В горах Джабаглы отложения ордовика занимают осевую зону хребта и частично его южные склоны.

В последние годы разработкой стратиграфии нижнего палеозоя занимались Г. И. Макарычев (1953—1957 гг.), С. Г. Анкинович (1952 г., 1961), В. А. Запорожец (1960—1964 гг.), Н. М. Салов (1964 г.), Г. Х. Ергалиев (1967 г.), существенно дополнившие стратиграфическое обоснование возраста подразделений ордовика (табл. 4).

Ордовик представлен регрессивной джабаглинской серией (см. табл. 4), которая начинается филлитовидными глинисто-серицитовыми сланцами и заканчивается грубозернистыми полимиктовыми песчаниками, содержащими в верхней части разреза прослои и линзы конгломератов. Мощность отложений ордовика колеблется от 600—1600 на северо-западе до 2000 *м* на юго-востоке. Джабаглинская серия расчленена на три свиты — камальскую (нижне-среднеордовикскую), суындыкскую (среднеордовикскую) и бешарыкскую (верхнеордовикскую) (рис. 15). Отложения нижнего ордовика связаны с верхнекембрийскими постепенными переходами. Ордовик перекрывает тюлькубашская свита девона.

Нижний и средний отделы

К нижнему и низам среднего ордовика относятся отложения камальской свиты, обнажающиеся в Северо-Западном Каратау от урочища Даут до р. Карасай. В Центральном Каратау (в Байджансай-

Таблица 4

Стратиграфические схемы отложений ордовика Большого Каратау по представлениям различных исследователей

Система	Отдел	Ярус	И. И. Машкара (1943 г.), Н. М. Салов (1945 г.), Н. П. Суворова (1948 г.)	И. Т. Александрова, Г. И. Макарычев, Л. В. Беляков, Н. И. Моднова (1957 г.)	С. Г. Анкинович (1952 г., 1961)	В. А. Запорожец (1963 г.), Н. М. Салов (1964 г.)	Принята в настоящей работе
Ордовикская система	Верхний	Карадок, Верхний	Зеленые и темно-серые полимиктовые песчаники, конгломераты 400 *м*	Жамантасская свита Конгломераты, полимиктовые песчаники 1000 *м*	Бешарыкская свита Песчаники, алевролиты, конгломераты 400—1200 *м*	Бешарыкская свита Зеленовато-серые полимиктовые песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты 500—600 *м*	Бешарыкская свита Полимиктовые песчаники, алевролиты, прослои гравелитов, конгломератов 400—1200 *м*
		Карадок, Средний					
	Средний	Карадок, Нижний		Суындыкская свита Филлитовидные сланцы, сланцы с прослоями алевролитов и песчаников 250 *м*	Суындыкская свита Кварцево-хлорито-серицитовые, глинисто-серицитовые сланцы, вверху чередующиеся сланцы, алевролиты, песчаники 250 *м*	Суындыкская свита Кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, сиреневые сланцы 150 *м*	Суындыкская свита Сланцы, прослои алевролитов, песчаники Кварцево-хлорито-серицитовые, хлорито-серицитовые, глинисто-серицитовые сланцы 250 *м*
		Лландейло	Верхние филлитовидные сланцы, тонкозернистые песчаники 70—120 *м*				
		Лланвирн	Не выделялся				
	Нижний	Ареиг	Железистые кварциты 20 *м*	Карасайская свита Сиреневые алевролиты, кремнистые сланцы Кварцево-хлоритовые (филлитовидные) сланцы, внизу переслаивающиеся с известняками 200 *м*	Камальская свита Кремнистые сланцы с большим содержанием магнетита и гематита Хлорито-серицитовые, глинистые сланцы, прослои известняков 150 *м*	Коскульская свита Кремнисто-железистые сланцы 15—25 *м* Кварцево-хлорито-серицитовые сланцы 30—35 *м*	Камальская свита Кремнистые сланцы, хлорито-кварцево-гематитовые. яшмовидные, углисто-кремнистые сланцы, кварцево-хлорито-серицитовые сланцы 150 *м*
		Тремадок	Нижние филлитовидные сланцы 40 *м*				

ском антиклинории) выходы камальской свиты наблюдаются в верхнем течении р. Акбет, у устья ее правого притока р. Булакбет. В Юго-Восточном Каратау (в Боролдайтау) выходы камальской свиты наблюдаются по рекам Кулан и Канай. Полные разрезы ордовикских отложений можно проследить в горах Джабаглы в верховьях сая Большой Камал.

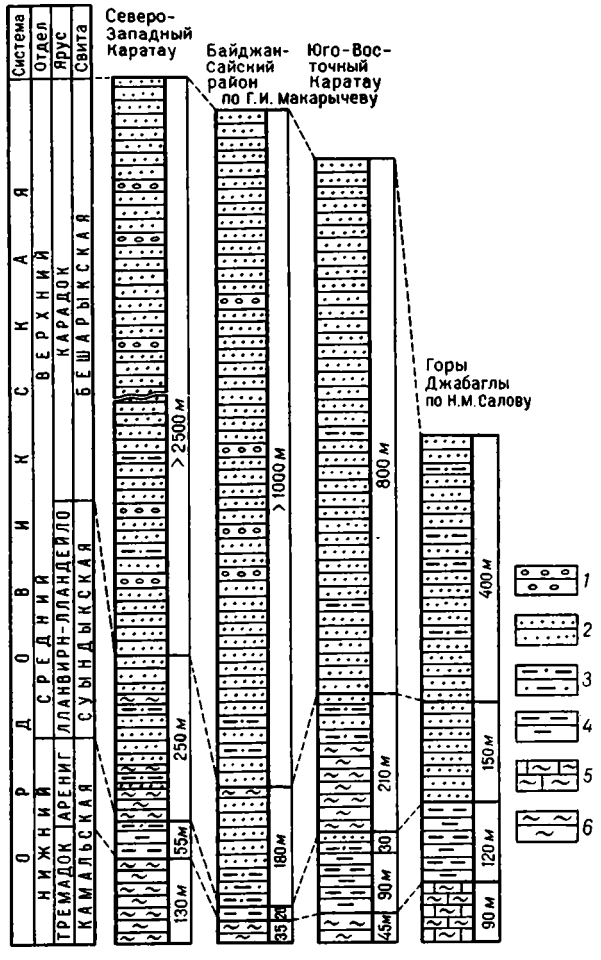


Рис. 15. Схема сопоставления разрезов ордовика Большого Каратау и гор Джабаглы (по К. А. Лисогор)

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — глинистые сланцы; *5* — кремнисто-карбонатные породы; *6* — кремнистые сланцы

Отложения камальской свиты, представленные зеленовато-серыми кварцево-хлорито-серицитовыми и в меньшей степени известково-глинистыми сланцами мощностью 100—250 *м*, согласно и в большинстве случаев по резкому и отчетливому контакту ложатся на породы кокбулакской свиты верхнекембрийского возраста. Границы литологических толщ не всегда совпадают со стратиграфическими. В Центральном и Юго-Восточном Каратау, горах Джабаглы граница между кембрийской и ордовикской системами проходит внутри верхней части кокбулакской свиты и ее верхние пачки относятся уже к тремадоку. Сама камальская

свита делится на две части, относящиеся к тремадокскому и аренигскому — лланвирнскому ярусам.

Нижняя часть (тремадокский ярус) сложена кварцево-хлорито-серицитовыми сланцами мощностью от 30 в районе р. Бугы до 80 *м* в верховьях р. Ран и до 110 *м* по р. Карагур. Сланцы то тонкоплитчатые, то листоватые, наблюдаются и филлитовидные сланцы; окраска от светло-зеленой до черной.

Верхняя часть камальской свиты представлена кремнистыми, хлорито-кварцево-гематитовыми, яшмовидными, углисто-кремнистыми сланцами, обогащенными гематитом (до 15—30%), магнетитом, марганцем (до 6%), окрашивающими их в черный, красноватый, шоколадно-коричневые цвета. Мощность кремнистых сланцев достигает 15—25 на северо-западе, 50—100 в урочищах Донгулексаз и Бесбулак и 75—110 *м* на юго-востоке (горы Боролдайтау).

Наиболее полный разрез камальской свиты в северо-западном Каратау по данным Н. М. Салова (1964) имеет мощность около 60 *м*. В ее строении участвуют глинисто-хлорито-серицитовые и кремнистые сланцы иногда с густой вкрапленностью магнетита и хлорито-гематитовые сланцы с гранатом и вкрапленностью сульфидов меди. Согласно Г. И. Макарычеву (1956), в верхнем течении р. Карагур в основании разреза распространены глинистые известняки с остатками граптолита *Dictyonema flabelliformis* var. nov. и кварцево-хлоритовые сланцы. Выше залегают пиритизированные кварцево-хлорито-серицитовые и углисто-кремнистые сланцы, иногда с отпечатками граптолитов. Верхняя часть свиты образована черными, красно-бурыми и фисташковыми кремнистыми и кремнисто-гематитовыми сланцами фиолетового и сиреневого цвета глинистыми и алевритистыми сланцами. Мощность около 200 *м*.

На междуречье Суындыксай — Карагур наблюдается замещение кремнистых сланцев сильно ожелезненными кварцитовидными песчаниками. Сиреневые алевролиты часто по простиранию замещаются яшмовидными кремнистыми сланцами. Наиболее полно они выражены на участке Карагур — Кумысты.

В Боролдайтау разрез камальской свиты близок описанному. В горах Джабаглы переход к верхней части камальской свиты постепенный, выражается в увеличении содержания кремнистого материала. Верхняя часть свиты существенно углисто-кремнистая, сложена толстоплитчатыми кремнистыми сланцами, чередующимися с глинистыми сланцами и аргиллитами.

Тремадокский возраст нижней части камальской свиты был впервые установлен Н. М. Саловым (1945 г.) в горах Джабаглы находкой остатков граптолитов в 80 *м* от основания свиты, по определению Н. В. Павлинова, принадлежащих виду *Triograptus osloensis* Mons. Позднее в слоях, занимающих сходное стратиграфическое положение, Г. И. Макарычев (1956 г.) в верховьях р. Карагур (в Северо-Западном Каратау) нашел *Dictyonema flabelliformis* var. nov. близкую к *D. flabelliformis* var. *norvegica*, характерной в Исландии для самых верхов верхнего кембрия (определение Н. В. Павлинова). По данным С. Г. Анкиновича (1961), разрез по р. Карагур представляет верхнюю часть свиты и, таким образом, эта фауна собрана в 140—150 *м* от ее основания.

В Центральном Каратау в междуречье Арпаозен — Сарымсак Г. Х. Ергалиев в верхах пачки массивных доломитов и тонкоплитчатых известняков кокбулакской свиты, в 6 *м* выше известняков зоны Agnostus hedini обнаружил богатый комплекс остатков трилобитов раннетремадокского возраста: *Kitatagnostus* Petr., *Leiagnostus* sp.,

Gallagnostus sp., *Geragnostus* sp., *Paraceratopyge* Pol., *Niobella* Reed., *Macropyge* sp., *Hysterolenus* ex gr. *tornquisti* Mob., *Amzasskiella* sp., *Hapalopleuridae*. Это сообщество выделено Г. Х. Ергалиевым в зону Rhadinopleura (Sibiriopleura) — Remizites bolati. Данная пачка выше с постепенным переходом сменяется серовато-зелеными и зелеными аргиллитами, сланцами и алевролитами камальской свиты.

В кремнистых сланцах (в верхней части свиты) по р. Карасай, левому притоку р. Суындыксай, Г. И. Макарычев (1957 г.) обнаружил богатую фауну граптолитов, по определению Н. В. Павлинова, содержащую: *Triograptus* sp. nov., *Didymograptus* ex gr. *hirundo* Salt., *D. extensus* Hall, *D. simulans* E. et W., *D.* cf. *serratulus* Hall, *D. serratulus* Hall var. *juvenalis* Rued., *D.* cf. *patulus* Hall, *D.* cf. *fasciculatus* Nich., *Tetragraptus amii* Lapw., *Dendrograptus* sp. Приведенные виды, а особенно *Didymograptus* ex gr. *hirundo* и *D. extensus*, указывают на принадлежность отложений к аренигскому ярусу.

В Юго-Восточном Каратау (Боролдайтау) в пачке кремнистых сланцев по левому берегу р. Канай И. И. Халтуриной и М. В. Тащининой (1944 г.) собраны остатки граптолитов и брахиопод. Среди граптолитов В. Н. Павлиновым определены: *Didymograptus simulans* Elles, *D. gibberulis* Nich., *D. gracilis* Torng., *D. nicholsoni* var. *planus* Elles, *Phyllograptus anna* Hall, *Tetragraptus bigsbyi* Hall, *Hallograptus mucronatus* var. *valinutilis* Elles, *Diplograptus* sp. указывающие на аренигский возраст. Из брахиопод определены Obolidae, Lingulidae, Discinidae, Acrotretidae.

Аналогичный комплекс граптолитов обнаружен Н. М. Саловым в горах Джабаглы, в верховьях сая Большой Камал в глинистых сланцах средней части разреза. Среди них В. Н. Павлиновым определены: *Didymograptus extensus* Hall, *D. dzabaglensis* Pav., *D. acutidens* Lapw., *D. nicholsoni* Lapw., *D. gibberulis* Nich., *D. hirundo* Salt., *Tetragraptus postethwaitii* Elles. Эти формы характеризуют средний арениг, отвечая 4—5 зоне Elles and Wood и 2—3 зоне Lapwortha.

В горах Кулантау О. Н. Халецкая (1958) из кремнистых сланцев камальской свиты собрала и определила остатки граптолитов *Didymograptus patulus* Hall., *Phyllograptus typus* Hall, *P. anna* Hall. аренигского возраста. Выше в темно-серых, почти черных, кремнистых сланцах определены лланвирнские граптолиты: *Amplexograptus confertus* Lapw., *Glyptograptus dentatus* (Brongn.), *Didymograptus murchisoni* (Boeck), *Isograptus* sp. По этим остаткам верхи камальской свиты относятся к лланвирнскому ярусу.

Средний отдел

К среднему ордовику относятся отложения суындыкской свиты широко распространенной на северо-восточном склоне Большого Каратау. Она обнажена в виде полос различной ширины, разделенных выходами кокбулакской и камальской свит, от окончания хребта на северо-западе до р. Тегистык на юго-востоке. Выходы свиты известны в урочищах Бесбулак и Жон, в верховьях рек Жиланды, Каратобе, Талдыайрык и других местах. В Байджансайском районе и горах Боролдайтау она менее развита. В горах Джабаглы ее отложения прослежены в виде узкой полосы запад-северо-западного простирания от западных оконечностей хребта до слияния рек Саркрама и Джабаглы.

Суындыкская свита в нижней части выражена зеленовато-серыми и светло-зелеными хлорито-серицитовыми, кварцево-хлорито-серицитовыми и глинисто-серицитовыми сланцами, нередко плойчатыми. В верхней части свиты среди сланцев имеются прослои алевролитов и песча-

ников. Ее мощность колеблется от 60 на северо-западе до 120 по р. Баласаускандык и 250 *м* на юго-востоке (р. Суындык). В самых верхах песчаники приобретают существенное значение, и суындыкская свита постепенно переходит в бешарыкскую. Нижняя граница суындыкской свиты совершенно отчетливая и проводится по кремнистым сланцам аренига — лланвирна. Верхняя граница расплывчатая и условная.

Разрез суындыкской свиты в верховьях р. Қарагур (Северо-Западный Қаратау), по данным Г. И. Макарычева (1956), имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Светло-зеленые, обохренные на выветрелых поверхностях кварцево-хлоритовые сланцы . . . . . 50 *м*
2. Зеленовато-серые кварцево-хлоритовые сланцы с алевритовой примесью, содержащие редкие прослои мелкозернистых песчаников . . . . 150 „
3. Часто чередующиеся зеленовато-серые алевритовые и кварцево-хлоритовые сланцы и мелко- и среднезернистые песчаники; в верхней части преобладают песчаники . . . . . 60 „

Среднеордовикский возраст суындыкской свиты доказан органическими остатками, собранными в различных частях Большого Каратау. В сланцевой части свиты, выше железистого горизонта аренигского возраста, по р. Суындык Г. И. Макарычев (1956 г.) собрал остатки граптолитов: *Acanthograptus* ex gr. *priscus* Rued., *Ptilograptus geinitzianus* Hall, *Mastigograptus* cf. *circinalis* Rued., *Inocaulis multigamus* Rued. по определению В. Н. Павлинова лланвирнского возраста. На этом основании Г. И. Макарычев (1956 г.) отнес низы суындыкской свиты к лланвирнскому ярусу. Однако, по мнению Д. Т. Цая, приведенный список граптолитов нуждается в переопределении, поскольку он смешанный и содержит виды, встречающиеся в тремадокских и силурийских отложениях. Выше по разрезу у зимовки Балыкчи в зеленовато-серых филлитовидных сланцах обнаружен *Glyptograptus teretiusculus* var. *konuricus* Pavl. лландейльского возраста (определение В. Н. Павлинова). В более высоких горизонтах на левобережье р. Карагур Н. П. Суворова (1944 г.) обнаружила отпечатки граптолитов *Dicranograptus ramosus* var. *longicaulus* Lapw., *D. nicholsoni* Hopk. верхов лландейло — низов карадока.

В горах Джабаглы в основании суындыкской свиты залегают желтовато-серые глинистые песчаники (15—20 *м*). Выше они по отчетливому контакту сменяются зеленоватыми, нередко синевато-серыми среднезернистыми песчаниками с характерными для них образованиями (в виде жилок) из углистого вещества. Мощность свиты 120—130 *м*. В нижней части свиты на западных склонах гор Джабаглы О. И. Сергунькова (1933) собрала остатки трилобитов, из которых Л. А. Колова (1936) определила *Cyclopyge dzebaglensis* Kol., указывающий на лландейльский возраст.

Таким образом, суындыкская свита отнесена к среднему ордовику и сопоставляется с лландейльским и нижне-среднекарадокским ярусами.

Верхний отдел

К верхнему ордовику в Большом Каратау относится верхняя часть джабаглинской серии, выделяемая в бешарыкскую свиту. Обширные выходы песчаников, относящихся к этой свите расположены к югу от главного водораздела хр. Большой Каратау, где они обнажаются в виде полосы шириной до 25 *км*, протягивающейся от урочища Даут на северо-западе до р. Кайнар и несколько юго-восточнее. В Центральном Каратау отложения бешарыкской свиты отмечаются в урочище Мын-

жилки, к югу от перевала Ваджи. В Байджансайском антиклинории свита широко развита в долинах рек Мынчабыр, Чаян, Кожа-Чаян, Булакбет. В Боролдайтау ее выходы известны на южных склонах, в бассейнах рек Канай, Кулан, Каирчакты, Жиланды, у колхоза Кызылжол и к северо-западу от с. Ванновка. В Джабаглах ею сложена осевая область хребта — полоса шириной до 5 *км* в западной части гор, постепенно суживающаяся к востоку.

Бешарыкская свита представлена полимиктовыми песчаниками, алевролитами, прослоями кварцево-хлоритовых сланцев, гравелитов и конгломератов, имеющими монотонную зеленовато-серую, темно-зеленую окраску. На северо-западе, по данным Н. М. Салова (1964 г.), свита согласно перекрывает нижележащие отложения суындыкской свиты среднего ордовика. Юго-восточнее, по данным И. Т. Александровой и О. С. Грум-Гржимайло (1957 г.), в основании разреза расположены базальные конгломераты, указывающие на незначительный размыв. В Центральном Каратау, по данным Л. В. Белякова (1955 г.), в урочище Мынжилки, свита выражена часто чередующимися конгломератами, песчаниками и алевролитами, с более мощными конгломератами в основании, свидетельствующими о значительном перерыве. В горах Джабаглы наблюдается постепенный переход подстилающих отложений в бешарыкскую свиту. В Боролдайтау между бешарыкской и залегающей ниже суындыкской свитами также отмечается зона постепенного перехода, и граница между свитами проводится условно по преобладанию песчаников. Здесь в составе бешарыкской свиты отсутствуют конгломераты и наблюдается резкое преобладание песчаников над алевролитами и сланцами.

Для бешарыкской свиты характерно наличие на плоскостях наслоения знаков волновой ряби, а иногда и трещин усыхания. Отмечается косая слоистость. В песчаниках и алевролитах нередки караваеобразные включения окремненных известняков. Сланцы и алевролиты разбиты сетью трещин на характерную «копьевидную или грифельную» отдельность. С юго-востока на северо-запад резко убывает количество углистых разностей «аспидовидных пород». Мощность бешарыкской свиты в Большом Каратау изменяется от 500 до 1500 *м*. В горах Боролдайтау и Кулантау она не более 700 *м*, а в горах Джабаглы не превышает 400 *м*.

Наиболее полный разрез бешарыкской свиты по р. Куланчи, Центральный Каратау, по данным В. А. Запорожца (1965 г.), следующий (снизу вверх):

1. Зелено-серые мелкозернистые песчаники с прослоями алевролитов и в верхах мелкогалечных конгломератов и гравелитов	80 *м*
2. Темно-серые тонкослоистые глинистые сланцы с грифельной отдельностью	45 „
3. Среднезернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов	30 „
4. Грубослоистые мелкозернистые песчаники с прослоями зеленовато-серых алевролитов и глинистых сланцев	120 „
5. Гравелиты, переслаивающиеся с полосчатыми глинисто-кремнистыми сланцами	30 „
6. Зелено-серые мелкозернистые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов	40 „
7. Переслаивающиеся песчаники, алевролиты и глинистые сланцы	75 „
8. Алевролиты и глинистые сланцы с подчиненными прослоями песчаников	25 „
9. Табачно-серые массивные песчаники с прослоями алевролитов с остатками фауны *Receptaculites* sp., Orthidae	95 „
10. Зелено-серые тонкослоистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами и глинистыми сланцами с грифельной отдельностью и конкрециями известняков с фауной криноидей, брахиопод Orthidae, *Diambonia* sp., *Rhynchotrema* sp.	200 „

11. Зелено-серые массивные мелкозернистые песчаники с прослоями тонкослоистых тонкозернистых песчаников . . . . . 80 *м*
12. Темно-серые и черные алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников с остатками Gastropoda . . . . . 105 „
13. Зелено-серые массивные мелкозернистые песчаники с прослоями тонкозернистых песчаников и алевролитов с грифельной отдельностью, с остатками граптолитов *Rectograptus* sp. и трилобитов Ampyxidae, Asaphidae . . 115 „
14. Бурые плитчатые песчаники . . . . . 30 „
15. Алевролиты с прослоями тонкозернистых полосчатых песчаников с остатками брахиопод: *Dinorthis ishimica* I. Nik. (in coll.), *Gatazyga* ex gr. *headi* (Bill.) . . . . . 45 „
16. Зелено-серые гонкослоистые мелкозернистые песчаники . . . . 120 „
17. Тонкослоистые тонкозернистые песчаники с прослоями алевролитов, со следами волновой ряби и грифельной отдельностью, с остатками Plectambonitidae, *Catazyga orthoceratida*, Pelecypoda, Gastropoda . . . . 65 „

Мощность разреза составляет 1300 *м*.

Выше залегают конгломераты тюлькубашской свиты.

Первое обоснование возраста свиты дано Т. А. Зенченко (1932 г.), собравшей в песчаниках по р. Бешарык остатки брахиопод, гастропод средне-верхнеордовикского возраста (определения А. Ф. Лесниковой).

Позднее в отложениях бешарыкской свиты остатки брахиопод, гастропод, трилобитов, граптолитов обнаружены в многочисленных районах, на разных стратиграфических уровнях. Это сборы: И. Т. Александровой, Е. П. Успенского (1956 г.), О. С. Грум-Гржимайло (1957 г.) по р. Шалбыр в Центральном Каратау; Т. В. Молчановой (1955 г.) — северо-западнее с. Ванновка в Юго-Восточном Каратау; М. В. Тащининой (1944 г.) — из средней части разреза в Боролдайтау; О. Н. Фрайбергер — в юго-восточной части района (Абаильское месторождение); О. И. Сергуньковой (1933) — в горах Джабаглы в толще зелено-серых песчаников и сланцев; В. А. Запорожца и Т. Б. Рукавишниковой (1962 г.) — из нижней и средней части разреза по р. Куланчи. Среди брахиопод, М. С. Потапова (сборы Т. В. Молчановой, 1955 г.) и Т. Б. Рукавишникова (сборы В. А. Запорожца, 1962 г.) определили: *Dinorthis (Pionorthis)* aff. *ishimica* I. Nik. (in coll.), *Catazyga* ex gr. *headi* (Bill.), *Sowerbyella* ex gr. *sericea* Sow., *Strophomena ajagusensis* M. Bor., *Austinella* sp., позволяющие отнести бешарыкскую свиту к верхнему ордовику и сопоставить ее с доланкаринской свитой Чу-Илийских гор. Первая из приведенных форм определялась (сборы Т. А. Зенченко и М. В. Тащининой) как *Hebertella radiata* Lesn. близкая к *Hebertella vulgaris* Raym., М. С. Потаповой — как *Dinorthis* ex gr. *otawoides* Willard и поэтому ранее бешарыкской свите придавали среднеордовикский возраст.

Обильные остатки трилобитов из зелено-серых песчаников и сланцев в горах Джабаглы по определениям Л. А. Коловой (1936), В. Н. Вебера (1948), К. А. Лисогор (1950 г.) и М. Н. Чугаевой (1960) представлены: *Cyclopyge djebaglensis* Kol., *Tretaspis bucklandi* (Barr.), *Ampyxinella rugosa* (Kol.), *«Ogygites» kolovae* Tchug., *Ampyx serguncovae* Web., *Remopleurides salteri* var. *girvanensis* Reed, *Ptychopyge* (?) *vodorezovi* Web., *Cybele weberi* Kol., *Bronteopsis* (?) *ellipsoidalis* Lis., *Bronteus* aff. *romanovskii* Web., *Dulanaspis levis* Tchug., *«Isotelus» levis* Tchug., *Acrolichas* sp., *Bulbaspis bulbifer* (Web.). Л. А. Коловой и В. Н. Вебером возраст джабаглинской фауны считался среднеордовикским (лландейло). К. А. Лисогор для верхней части толщи песчаников (зоне «h» О. И. Сергуньковой) дала верхнеордовикский — карадокский возраст. М. Н. Чугаева (1960) после пересмотра джабаглинской фауны отнесла ее к верхнему ордовику (верхнему карадоку) и сопоставила вмещающие отложения с доланкаринским горизонтом Чу-Илийских гор.

Из низов свиты в горах Джабаглы Б. М. Келлер (1956) определил остатки граптолитов: *Leptograptus flaccidus* (Hall), *Dicellograptus* sp., *Orthograptus quadrimucronatus* Hall, *Rectograptus calcaratus* var. *vulgatus* E. et W., *R. basilicus* Lapw., *Climacograptus* sp., *Glyptograptus* sp. верхнеордовикского возраста.

На основании определений, полученных по разным группам органических остатков, в настоящее время бешарыкская свита относится к верхнему ордовику и сопоставляется с андеркенским и доланкаринским горизонтами Чу-Илийских гор.

Ордовикские образования, представленные сланцами и песчаниками, испытали относительно слабый метаморфизм и очень сложные складчатые дислокации. Для Большого Каратау и гор Джабаглы характерны сравнительно маломощные кремнисто-глинистые и алевритовые отложения нижнего и среднего отделов и мощные флишоидные зеленоцветные толщи верхнего. Отложения ордовика верховьев р. Майдантал существенно не отличаются от отложений Большого Каратау и Джабаглов и представлены аналогичными осадками; некоторые особенности заключаются в появлении базальных конгломератов, увеличении числа и мощности прослоев конгломератов и в общем увеличении мощности отложений.

В. В. Эз, Л. В. Беляков, Е. А. Похвиснева (1958, 1961) и другие к самым верхам ордовика — низам силура относят коштогайскую свиту красных песчаников, иногда пуддинговых, косослоистых, со знаками волновой ряби, несогласно налегающих на породы бешарыкской свиты в бассейнах рек Коштогай и Акчечик (Центральный Каратау). В этой свите присутствуют конгломерато-брекчии. По мнению В. В. Галицкого, Н. М. Салова и К. А. Лисогор, коштогайская свита принципиально ничем не отличается от тюлькубашской франского яруса. Конгломерато-брекчии по описанию чрезвычайно похожи на тектонические брекчии основания герцинского структурного этажа Каратау. Общая структурная и палеогеографическая обстановка свидетельствует против ордовикского возраста красных песчаников.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

В Малом Каратау отложения ордовикской системы имеют широкое распространение, слагая верхнюю часть шабактинской свиты тамдинской серии и образуют естественные выходы на северо-восточных склонах хребтов, протягивающихся в юго-восточном направлении от р. Бабаата на северо-западе до оз. Бийликоль на юго-востоке. Совместно с кембрийскими они слагают три тектонических блока, приподнятых в рельефе (с северо-востока на юго-запад): Аксайский, Малокаройский и Большекаройский (рис. 16). Ширина полосы выходов ордовикских отложений достигает 6—7 *км* на северо-западе и постепенно сужается (до 0,5—1 *км*) к юго-востоку. Ордовикские отложения залегают согласно на верхнекембрийских и трансгрессивно перекрыты среднепалеозойскими.

Отложения ордовика представлены известняками, доломитизированными известняками, доломитами и достигают мощности 1700—2000 *м*. По органическим остаткам К. А. Лисогор выделила нижний и средний отделы ордовика, которые расчленены на ярусы (см. рис. 16).

Нижний отдел

В нижнем ордовике выделены тремадокский и аренигский ярусы. Однако органические остатки в нижнем ордовике крайне редки, отмечены только в известянковых разрезах. Установить границу развития

тремадокских и аренигских отложений среди доломитов не удается. Отложения нижнего ордовика выражены известняками, доломитизированными известняками и доломитами; мощность их колеблется от 350 для известняков Аксайского блока до 600 *м* для доломитов Большекаройского блока.

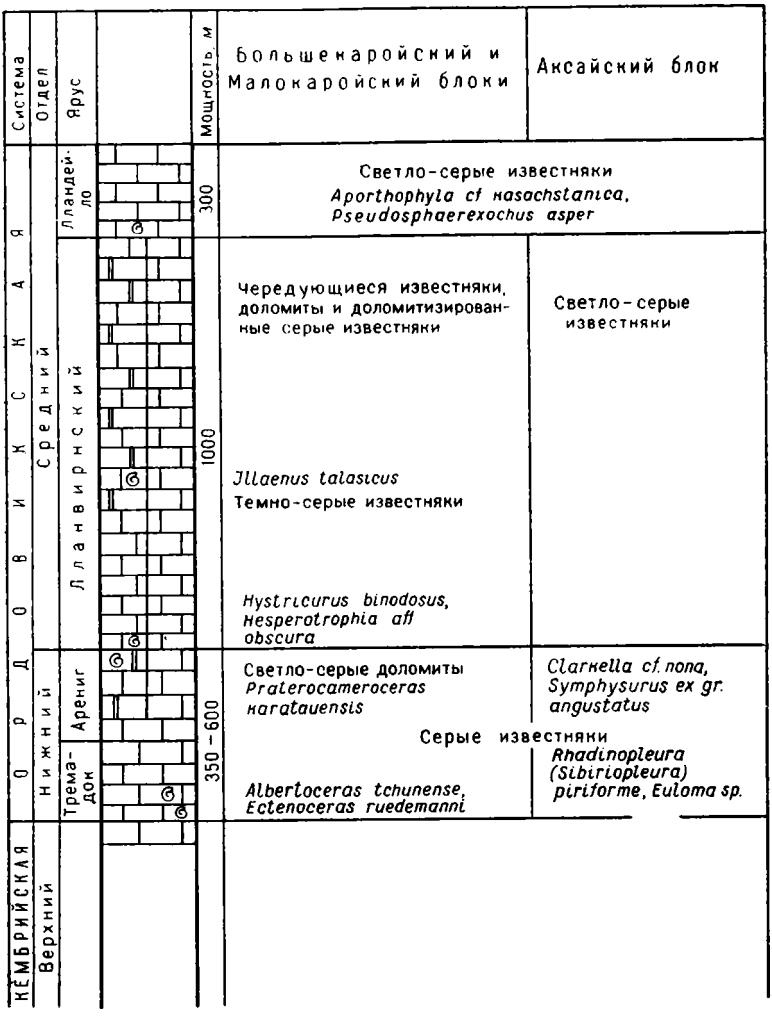


Рис. 16. Стратиграфическая колонка ордовикских отложений Малого Каратау (по К. А. Лисогор)

Разрез нижнего ордовика начинается известняками, тонко- и неравномернозернистыми, темно-серыми, серыми и светло-серыми. В северо-западной части Малого Каратау (реки Бабаата, Ушбас) темно-серые, часто окремненные известняки переслаиваются с неравно-, среднезернистыми темно-серыми и серыми доломитами. Известняки преобладают над доломитами. В центральной и юго-восточной частях Малого Каратау известняки светло-серые и серые, грубослоистые, сгустковой структуры, иногда замещаются по простиранию доломитами. Выше известняки перекрыты доломитами.

Наиболее полно разрез нижнего ордовика представлен в Большекаройском блоке Малого Каратау по Тентексаю. Здесь на неравномернозернистых доломитах верхнего кембрия залегают (снизу вверх):

1. Серые массивные неравномернозернистые мелкокомковатые известняки с прожилками и гнездами кальцита, с остатками раннеордовикских наутилоидей . . . . . 140 *м*
2. Темно-серые неравномернозернистые доломиты с обильными включениями линзовидных желваков черных кремней . . . . . 105 „
3. Серые массивные тонкозернистые известняки . . . . . 15 „
4. Серые массивные мелкозернистые доломиты . . . . . 15 „
5. Серые массивные неравномернозернистые известняки с прожилками и гнездами кальцита, с остатками гастропод *Lophospira* sp. и наутилоидей *Ellesmeroceras* sp., *Picnoceras* sp., *Proterocameroceras karatauensis* Mal. (определение В. Д. Малиновской), указывающих на аренигский возраст . . . . 180 „

Мощность разреза нижнего ордовика составляет 550 *м*.

Выше известняки перекрыты доломитизированными известняками с органическими остатками среднего ордовика.

В известняках, залегающих в основании нижнего ордовика, содержатся остатки наутилоидей: *Ellesmeroceras* sp., *Ectenoceras ruedemanni* Kob., *E. subcurvatum* Kob., *Albertoceras tchunense* Bal., *Clarcoceras* sp., *Robsonoceras* sp. (определение З. Г. Балашова) раннеордовикского возраста. По рекам Ушбас и Беркуты в аналогичных известняках собраны остатки табулят *Lichenaria kasachstanica* Kov., *L.* aff. *simplex* Bass. (определение Н. В. Полтавцевой), также определяющие раннеордовикский возраст. Известняки, залегающие в основании ордовика, выделяются в актугайские слои и вместе с вмещающими породами относятся к тремадокскому ярусу. Выше известняков актугайских слоев в Большекаройском и Малокаройском блоках Малого Каратау залегают грубослоистые, реже массивные, светло-серые, реже темно-серые и серые доломиты тонкозернистой и неравномернозернистой структуры мощностью 100—200 *м*. Выше доломитов, в самых верхах нижнего ордовика, залегают светло-серые и серые грубослоистые мелкокомковатые известняки, достигающие мощности 100—150 *м*. В них в юго-восточной части Малого Каратау (р. Бугунь) обнаружены остатки наутилоидей *Proterocameroceras karatauensis* Mal., *Picnoceras* sp., указывающие на аренигский возраст (определение В. Д. Малиновской).

В Аксайском блоке (реки Кыршабакты, Шабакты) разрез нижнего ордовика представлен исключительно темно- и светло-серыми мелкокомковатыми известняками, достигающими мощности 450 *м*. В известняках актугайских слоев Аксайского блока по трилобитам выделено две зоны. Нижняя зона Rhadinopleura (Sibiriopleura) piriforme — Euloma (Proteuloma) aksaiensis раннетремадокского возраста, охарактеризована обильной фауной трилобитов: *Leiagnostus* sp., *Geragnostus* sp., *Trinodus* sp., *Kitatagnostus* sp., *Euloma (Proteuloma) aksaiensis* Lis., *Rhadinopleura (Sibiriopleura) piriforme* Lis., *Macropyge improcera* Lis., *Hysterolenus* sp., *Niobe (Niobella) bajkadamica* Lis., *Berkutaspis elongatus* Lis., *Harpides* sp. (определение К. А. Лисогор). Верхние части актугайских слоев содержат остатки трилобитов *Symphysurus* ex gr. *angustatus* Boeck, брахиопод *Clarkella nona* (Walc.), *Punctolira* sp., наутилоидей *Ellesmeroceras, Ectenoceras ruedemanni* Kob., позднетремадокского возраста.

Средний отдел

Отложения среднего ордовика залегают согласно на нижнеордовикских. В Большекаройском и Малокаройском блоках разрезы — известняково-доломитовые, а в Аксайском блоке — известняковые. Мощность

1300—1400 *м*. Отложения среднего ордовика Малого Каратау по фаунистическим остаткам разделяются на лланвирнский и лландейльский ярусы.

Лланвирнский ярус

Отложения лланвирнского яруса представлены темно-серыми известняками, доломитами, доломитизированными известняками мощностью 550—1000 *м*. Известняки содержат остатки гастропод: *Omospira* aff. *laticincta* U. et Sc., *Pararaphistoma* sp., *Ophileta* sp., *Euconia* sp., *Lesueurilla* sp. (определение В. А. Востоковой), брахиопод — *Hesperotrophia* aff. *obscura* U. et C. (определение Т. Б. Рукавишниковой), трилобитов — *Hystricurus binodosus* (Web.), *H.* (?) *antonovi* Web., *Illaenus talasicus* Web. (определение К. А. Лисогор), наутилоидей *Geisonoceras* sp., *Sactoceras* sp., *Orthoceras* sp. (определение З. Г. Балашова). Данный комплекс органических остатков четко прослеживается в низах среднего ордовика. Наиболее полно он представлен в разрезе по р. Беркуты и выделяется под названием беркутинских слоев. Здесь выше известняков нижнего ордовика залегают (снизу вверх):

1. Темно-серые до черных неравномернозернистые доломитизированные известняки с богатыми органическими остатками	10 *м*
2. Серые грубослоистые среднезернистые доломиты	5 „
3. Темно-серые, пятнистые на выветрелой поверхности, грубоплитчатые неравномернозернистые доломитизированные известняки с остатками фауны, замещающиеся доломитами	20 „
4. Серые массивные тонкозернистые известняки с прожилками и гнездами кальцита	100 „
5. Темно-серые грубослоистые неравномернозернистые известняки с остатками брахиопод и трилобитов *Hesperotrophia* aff. *obscura* U. et C., *Hystricurus* sp.	50 „
6. Чередующиеся темно-серые известняки и серые мелкозернистые доломиты	80 „
7. Серые грубослоистые и тонкозернистые известняки	60 „
8. Темно-серые грубослоистые мелкозернистые доломиты, чередующиеся с серыми	140 „
9. Серые тонкозернистые известняки	5 „
10. Серые грубослоистые мелкозернистые доломиты	100 „
11. Темно-серые тонкозернистые известняки	145 „
12. Темно-серые грубослоистые мелкозернистые доломиты	30 „
13. Темно-серые тонкозернистые известняки	25 „
14. Серые тонкозернистые известняки	30 „
15. Темно-серые плитчатые тонкозернистые известняки	25 „
16. Светло-серые массивные мелкозернистые доломиты	20 „
17. Темно-серые тонкозернистые известняки	35 „
18. Светло-серые мелкозернистые доломиты	20 „

Выше залегают известняки с остатками брахиопод лландейльского возраста. Мощность разреза лланвирнского яруса 905 *м*.

Лландейльский ярус

Отложения лландейльского яруса обнажаются в Малом Каратау в центральных и северо-западных частях Большекаройского и Малокаройского блоков от р. Тамды и далее на северо-запад по рекам Коктал, Актогай, Беркуты, Коксу, Ушбас. В их юго-восточных частях и в Аксайском блоке они срезаны разломами.

Лландейльский ярус представлен криптокристаллическими известняками, массивными, реже грубослоистыми известняками сгустковой структуры, темно-серой, серой, чаще светло-серой окраски, с многочисленными прожилками и гнездами кальцита, иногда замещающимися светло-серыми массивными доломитами. Мощность отложений 300—325 *м*. От известняков лланвирнского яруса известняки лландейло отли-

чаются массивностью, осветленностью, обилием гнезд и прожилков кальцита. Ими заканчивается разрез карбонатной тамдинской серии нижнего палеозоя.

В известняках собраны: остатки гастропод *Hormotoma* sp., *Lesueurilla* sp.; брахиопод — *Aporthophylla* cf. *kasachstanica* Ruk., *Plectambonitidae, Taffiidae;* трилобитов — *Pseudosphaerexochus asper* Web., *Lyralichas bronnikovi* Web., *Illaenus talasicus* Web., *Hystricurus binodosus* Web., *Bumastus* sp., *Selenoharpes* sp.; наутилоидей — *Ancistroceras* sp., *Sactoceras* sp. В изобилии встречаются водоросли и гастроподы. В. Н. Вебером на р. Тамды в верхних горизонтах «тамдинской свиты», по-видимому, в этих же известняках, собрана богатая фауна, по которой был выделен «тамдинский горизонт» (слои). Отсюда В. Н. Вебером определены трилобиты: *Lichas bronnikovi* Web., *Illaenus talasicus* Web., *Apatocephalus assai* Web., *Sphaerexochus asper* Web., *Hystricurus binodosus* Web., *H.* (?) *antonovi* Web., *Glaphurina strigata* Web.; из брахиопод А. Ф. Лесникова установила: *Orthis nipponica* Kob., *Rafinesquina* cf. *chosensis* Kob., *Christiania* sp., *Triplecia* sp.; из гастропод — *Scalithites* sp., *Modiolopsis* sp., *Bucanopsis* sp.

КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ

Отложения ордовика широко распространены в западной части Киргизского хр., отмечены в его центральной части и на южном склоне (на возвышенности Тектурмас, в междуречье Узунбулак, Қызылкайнарсай, Макбель, Сулютра), а также на востоке — у р. Когаршик.

Они входят в толукскую серию, включающую свиты: тектурмасскую, алмалинскую, карасайскую в Алмалинском прогибе (западные районы казахстанской части Киргизского хребта) и туюксайскую (верхи), кепташскую — в Кенкольском (охватывающим восточные районы казахстанской части Киргизского хребта).

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика отмечены в восточных районах казахстанской части Киргизского хр., в Кенкольском синклинории, где слагают верхнюю часть туюксайской свиты верхнего кембрия — тремадока. Отложения свиты развиты на левом берегу долины р. Қокдунен, на южном склоне Киргизского хр., в районе перевала Чунгур и в среднем течении р. Каракистак. Впервые свита выделена В. В. Киселевым, В. Г. Королевым (1963 г.), обнаружившими остатки брахиопод: *Billingsella* cf. *holtedahli* Wal c., *Billingsella* sp., *Nanorthis* sp., по определению П. П. Мисюса верхнекембрийско-нижнеордовикского возраста. Х. Д. Лемом (1966 г.) составлены детальные разрезы туюксайской свиты и дано более полное палеонтологическое обоснование ее возраста.

Туюксайская свита залегает с размывом на котуджанской свите среднего — верхнего кембрия и перекрыта базальными конгломератами нижнего — среднего ордовика. Она сложена красноцветными вулканомиктовыми песчаниками, алевролитами и базальными конгломератами в основании; наблюдаются прослои известняков. Мощность свиты (по В. В. Киселеву) до 1700 *м*. Х. Д. Лем (1966 г.) разделил ее на три согласно залегающие подсвиты. Из низов средней и верхней подсвиты установлены органические остатки, определяющие их ордовикский возраст. Граница между кембрием и ордовиком проводится или в основании средней подсвиты, или (по Х. Д. Лему) внутри нижней подсвиты и тогда ее верхняя часть относится к нижнему ордовику, а для низов предполагается верхнекембрийский возраст.

Нижняя туюксайская подсвита представлена чередующимися серыми мелкозернистыми вулканомиктовыми песчаниками и вишневыми алевролитами, в основании конгломератами; мощность подсвиты 1100 *м*. На южном склоне Киргизского хр. в районе перевала Шунгур, она слагает юго-западное крыло крупной синклинальной складки, в среднем течении р. Каракистак — ядро антиклинальной складки и выделяется по преобладанию вишневых алевролитов и их ритмичному чередованию с песчаниками. В других разрезах наблюдаются маломощные прослои известняков. Органических остатков не обнаружено и ее возраст условно принят как верхний кембрий — тремадок.

Средняя подсвита образована ритмичным чередованием темно-зеленых мелкозернистых вулканомиктовых песчаников и зеленовато-серых алевролитов с конгломератами в основании и имеет мощность 520 *м*. Она обнажается вместе с нижней, на которой залегает согласно, и выделяется по преобладанию песчаников. В районе перевала Шунгур в нижней части средней подсвиты из прослоя известняков Х. Д. Лем собрал остатки наутилоидей *Cyrtoceras* sp., по определению В. Д. Малиновской, нижнеордовикского возраста. В этом же горизонте А. Ф. Степаненко находил остатки трилобита *Nileus* aff. *scrutator* Bill., по заключению Е. А. Балашовой характерного для низов среднего ордовика. На этом основании он относил вмещающую толщу к кепташской свите, однако позднее в вышележащей подсвите были найдены обильные нижнеордовикские окаменелости.

Верхняя подсвита мощностью 610 *м* сложена в основном алевролитами, известняками и в подчиненном количестве песчаниками, конгломератами и конгломерато-брекчиями в основании. Залегает она согласно на средней подсвите.

В районе перевала Шунгур верхняя подсвита представлена ритмично чередующимися тонкозернистыми песчаниками и туффитами; восточнее широким распространением пользуются известняки.

Х. Д. Лем в верхах верхней подсвиты по р. Каракистак в прослое известняков собрал остатки трилобитов: *Geragnostus ternarius* Lis., *Leiagnostus ovalis* Lis., *Trinodus* sp., *Pseudagnostus* sp., *Schumardia insueta* Lis., *Remopleurides* sp., *Kainelloides lemi* Lis., *Makbelaspis kirgisica* Lis., *Harpides* sp., *Niobe (Niobella)* sp., *Symphysurus* sp., *Onychopyge aculeatus* Lis., *Rhadinopleura (Rhadinopleura) elliptica* Lis., *Alataupleura duoculiensis* Lis; по определению К. А. Лисогор, указывающих на тремадокский возраст. Фауна определяет верхнюю возрастную границу туюксайской свиты, не поднимающуюся выше тремадокского яруса.

Отложения туюксайской свиты, развитые в трех разобщенных участках, представлены ритмично чередующимися песчаниками, алевролитами и известняками. Алевролиты пользуются значительным распространением в низах и верхах свиты, слагая верхние члены ритмов. В верхней подсвите наибольшим распространением пользуются туффиты. В районе перевала Шунгур наблюдается тонкое ритмичное переслаивание, в то время как в среднем течении р. Каракистак — более грубое и более полные ритмы.

Нижний и средний отделы

На южных склонах Киргизского хребта в долинах рек Кепташ, Коккия, Каракол В. С. Буртман и В. Я. Медведев (1959) описали мощные вулканогенно-осадочные отложения, объединенные в кепташскую свиту нижнего — среднего ордовика. В пределах Казахстана свита распространена в основном в восточных районах западной части

Киргизского хр., в Кенкольском синклинории, по Х. Д. Лему (1966 г.). Наиболее полно кепташская свита представлена в междуречье Кокдунен — Котуджан, в бассейне р. Карасай. Ее отдельные выходы, разобщенные гранитами Кенкольского массива, известны по р. Чалсу, в междуречье Сулютра и Карабулак, в районе Караджайляу и урочище Сарыбулак, в бассейне р. Карасай.

Кепташская свита ложится с размывом и значительным угловым несогласием на туюксайскую или более древние свиты кембрия и резко несогласно перекрыта верхним ордовиком. Она сложена конгломератами, полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, реже известняками, порфиритами, их туфами и туфогенными породами мощностью до 2600 *м*. Х. Д. Лем разделил ее на 4 согласные подсвиты. В нижней части свиты, в линзах известняков, А. В. Григорьев (1958 г.) собрал остатки брахиопод: *Dinorthis* sp., *Plectambonites* sp.; трилобитов — *Illaenus* sp., *Cybele* sp., *Holasaphus* aff. *moorei* Raym., *Lloidia* aff. *saffordi* (Bill.), *Bathyurus* aff. *jehnstoni* Raym.; наутилоидей — *Proterocameroceras* sp.; криноидей — *Tetragontetragonalis* ex gr. *pygmaeus* Eichw., *Glyptocystites* sp., указывающих, по определению Е. А. Балашовой, З. Г. Балашова, Р. С. Елтышевой на аренигский возраст слоев.

Южнее А. Ф. Степаненко (1963 г.) в этой свите собрал фауну брахиопод, наутилоидей, гастропод: Orthidae, *Camarella* (?) sp., *Strophomena* sp., *Pictetoceras* sp., *Lesueurilla* sp. по определению О. И. Андреевой и З. Г. Балашова, ордовикского возраста. Из верхней части свиты Е. А. Балашовой определены: *Nileus* aff. *scrutator* Bill., *Onchonotus* sp., *Geisonoceras* sp., *Cheirorinus* aff. *leuchtenbergi* (Ang.), характерные для низов среднего ордовика. На этом основании А. Ф. Степаненко отнес отложения кепташской свиты к среднему ордовику. Х. Д. Лем (1966 г.) повторил сборы А. Ф. Степаненко из той же линзы известняков и пришел к выводу о нижне-среднеордовикском возрасте свиты.

Кепташская свита в районе р. Чалсу представлена лишь серыми плохо отсортированными конгломератами. В междуречье Сулютра — Карабулак отмечаются мощные конгломераты, перекрываемые песчаниками с прослоями алевролитов и глинистых сланцев. Небольшие выходы, представленные ороговикованными песчаниками, наблюдаются в районе Караджайляу, в урочище Сарыбулак.

Для свиты в целом характерно тонкое флишеподобное переслаивание мелкозернистых песчаников и алевролитов, отдельные пропластки которых колеблются по мощности от нескольких миллиметров до первых сантиметров. Характерно уменьшение размера обломков от подошвы к кровле.

Средний отдел

В западной части Киргизского хр. наиболее древними отложениями ордовика являются среднеордовикские, расчлененные на тектурмасскую, алмалинскую свиты, и нерасчлененные средне-верхнеордовикские отложения карасайской свиты(рис. 17).

Тектурмасская свита развита на возвышенности Тектурмас, восточнее перевала Алмалы и на южном склоне хребта. Она представлена конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами мощностью 500 *м*, для которых характерна бурая окраска. Свита залегает трансгрессивно и несогласно на отложениях нижнего кембрия.

Породы возвышенности Тектурмас В. А. Николаев (1928) и М. Ф. Козицкая относили к карасайской свите, а А. Н. Солонинова

(1961 г.) — к низам алмалинской. Х. Д. Лем и Ю. А. Алехин (1964 г.) рассматривали их в качестве самостоятельного элемента, отличающегося составом и органическими остатками, и предложили название текстурмасской свиты.

На возвышенности Тектурмас В. А. Николаев (1928) обнаружил остатки трилобитов: Asaphidae, *Illaenus* sp., *Ampyx tecturmasi* Web. и брахиопод *Rafinesquina* cf. *cratera* Salt. По заключению В. Н. Вебера и А. Ф. Лесниковой возраст слоев был определен как верхи лландейло — низы карадока. Позднее Н. П. Преображенский (1955 г.) здесь же собрал остатки брахиопод: *Leptellina* aff. *tenneslensis* U. et C., *Estlandia* cf. *puransilicifica* Opik., *Rafinesquina* sp. (определение Н. В. Литвинович), встречающихся в арениге и лландейло. Поскольку текстурмасская свита перекрыта отложениями, содержащими лландейльскую фауну, по заключению Х. Д. Лема, она имеет лланвирнский возраст.

На возвышенности Тектурмас по данным Х. Д. Лема (1964 г.), конгломераты мелкогалечные, песчаники — бурые, от средне- до крупнозернистых. Западнее конгломераты чаще валунные, а песчаники — серые, мелкозернистые. Восточнее перевала Алмалы наблюдаются выходы только верхней части свиты, представленной красноцветными алевролитами.

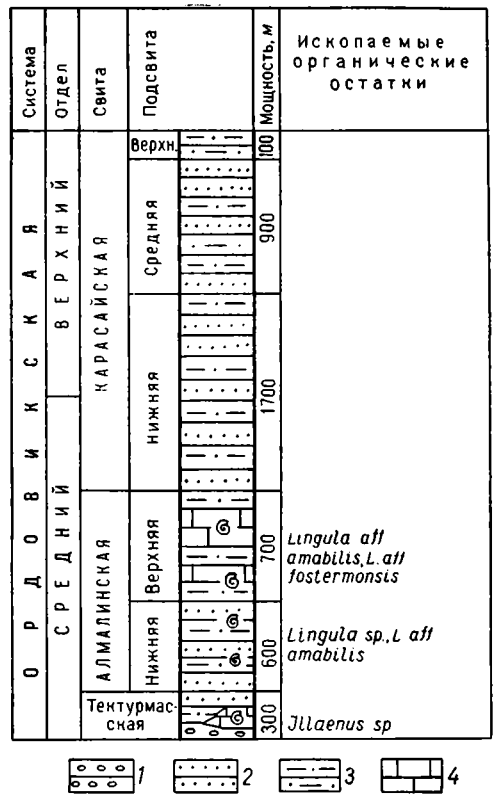


Рис. 17. Стратиграфическая колонка ордовикских отложений Киргизского хребта (Алмалинского прогиба) (по Х. Д. Лему)

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — известняки

Алмалинская свита залегает согласно на текстурмасской и выражена песчаниками, алевролитами, известняками и туфами мощностью до 1300 *м*. Она разделена Х. Д. Лемом на две подсвиты. Нижняя подсвита мощностью 580 *м* развита в западном крыле Ботамойнакской синклинали и сложена зеленовато-серыми мелкозернистыми песчаниками с прослоями зеленых алевролитов, содержащих обильные остатки лингул.

Верхняя подсвита лежит согласно на нижней и отличается от нее более тонкообломочным материалом пород, представленных алевролитами, известняками и туфами. Количество туфов в разрезе резко уменьшается к югу. Ее отложения выходят узкой полосой меридионального простирания от р. Киши-Алмалы на севере до р. Сарыбулак на юге.

Среднеордовикские отложения распространены в междуречье Узунбулак — Кызылкайнар, где они залегают трансгрессивно на докембрийских образованиях, по данным Х. Д. Лема, в следующей последовательности (снизу — вверх):

1. Тонко чередующиеся зеленовато-серые алевролиты и серые мелкозернистые песчаники . . . . . 80 *м*
2. Переслаивающиеся зеленые песчаники и рассланцованные вишневые алевролиты . . . . . 250 „
3. Серые тонколистоватые глинистые сланцы . . . . . 15 „
4. Глинистые сланцы, переслаивающиеся с бурыми и зеленовато-серыми алевролитами; в последних остатки граптолитов — *Trigonograptus* sp., *Phyllograptus* sp., *Climacograptus* sp. indet., *Didymograptus* sp. indet., *Glossograptus* sp., (определение Д. Т. Цая), указывающих на средний ордовик . . . . 190 „
5. Углистые и глинистые сланцы, переслаивающиеся с буровато-серыми алевролитами и мраморизованными известняками . . . . . 80 „
6. Бурые рассланцованные алевролиты . . . . . 125 „

Суммарная мощность отложений 700 *м*.

Хотя отложения алмалинской свиты повсюду терригенные, их отдельные выходы обладают своеобразными чертами. В междуречье Узунбулак — Кызылкайнар наблюдается тонкое чередование зеленовато-серых алевролитов и серых мелкозернистых песчаников; отмечаются буроватые и вишневые алевролиты, тонколистоватые глинистые сланцы с остатками граптолитов. К западу от р. Сарыбулак зеленовато-серые алевролиты с остатками лингул чередуются с известняками, туфами, редкими прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников. По долине р. Алмалы алмалинская свита сложена переслаивающимися песчаниками, алевролитами и глинистыми сланцами, базальными конгломератами в основании; наблюдаются тонкие редкие прослои известняков. В низах свиты преобладает красный цвет отложений, верхняя подсвита зеленовато-серая, местами почти черная; в верхней части свиты — частые прослои алевролитов, переполненные остатками *Lingula* aff. *ambolis* Reed, *L.* aff. *fostermonsis* Butts., по определению В. Ю. Горянского, лландейльского возраста.

В низах свиты на северном склоне Киргизского хр., в междуречье Узунбулак — Кызылкайнар, в глинистых сланцах М. Ф. Козицкая обнаружила остатки граптолитов: *Didymograptus* sp., indet., *Isograptus* sp., *Climacograptus* sp., *Rectograptus* sp. indet., *Glossograptus hincksi* Hopk., *Cariocaris* sp., по определению А. М. Обута, указывающие на лландельский возраст. В. Ф. Козицкий отнес эти отложения к верхам алмалинской свиты, Х. Д. Лем параллелизует их с тектурмасской и алмалинской свитами.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего и верхнего ордовика выделены В. А. Николаевым (1928) в карасайскую свиту, залегающую согласно на алмалинской. Ее выходы известны к западу от р. Карасай на южном склоне Киргизского хр.

Свита (около 3000 *м*) представлена алевролитами, песчаниками, прослоями туфов и в верхней части — известняков. Однородная мощная алевролито-песчаниковая толща по преобладанию в составе алевролитов или песчаников делится Х. Д. Лемом на три подсвиты. Нижняя подсвита (1700 *м*) развита западнее и восточнее перевала Ботамойнак, сложена серыми и буровато-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями бурых и зеленых алевролитов. Восточнее породы имеют буроватый оттенок, а западнее, наряду с бурыми, имеются и зеленые алевролиты; часты прослои конгломерато-брекчий и известняков. Средняя подсвита (900 *м*), залегающая в районе перевала Ботамойнак согласно на нижней, сложена преимущественно бурыми алевролитами с прослоями зеленовато-серых полимиктовых песчаников. Верхняя подсвита (200 *м*) также образована бурыми тонкослоистыми алевролитами и редкими маломощными прослоями песчаников, обна-

жена непосредственно на перевале Ботамойнак. В известняках (восточнее перевала Ботамойнак) встречены остатки трилобитов и брахиопод, свидетельствующих о принадлежности этих отложений к верхам среднего и к верхнему ордовику (Зубцов, 1960). Выше с размывом залегают отложения среднего палеозоя.

В. Я. Медведев (1959) в районе р. Сусамыр (за пределами Казахстана) к верхам верхнего ордовика отнес свиту, сложенную конгломератами, алевролитами, глинистыми сланцами, реже линзами известняков. Он сопоставил ее с нижней, баркольской свитой Аральской брахисинклинали (междуречье Шунгур — Каракистак), образованную преимущественно конгломератами и андезитовыми порфиритами, которые с резким угловым несогласием лежат на карааарчинской свите нижнего кембрия или на кепташской свите нижнего — среднего ордовика. В последнее время, исходя из структурного и стратиграфического положения и литологического состава, баркольскую свиту и налегающие на нее отложения в части Киргизского хребта, находящегося на территории Казахстана, относят к девону.

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН

В геологическом строении Чу-Балхашского района отложения ордовика имеют существенное значение. Полоса их развития протягивается от северо-западной границы района до юго-восточного окончания Чу-Илийских гор. Они выходят в районе лога Каратал и горы Байгара, в горах Койжарылан и Майжарылган. В горах Хантау и Анрахай они развиты в тектонических блоках; от гор Анрахай протягиваются на восток непрерывной полосой, погружаясь под молодые образования Копинской долины и левобережья р. Курты. Значительные площади заняты образованиями ордовика в Западном Прибалхашье, районе уроч. Бурубайтал и ст. Чиганак, а также южнее Каибского интрузивного массива. В небольших тектонических блоках ордовик известен в районе Жалгызского массива гранитоидов, на п-ове Аккерме и по его южному побережью в ядре Ортанской антиклинали.

Ордовик представлен всеми отделами, распространенными неравномерно. Более всего развит верхний, средний — ограниченно, нижний ордовик встречен на незначительных участках. Отложения ордовика преимущественно осадочные, только в верхах нижнего ордовика Чу-Илийских гор, в нижнем — среднем ордовике района лога Каратал и в верхнем ордовике гор Котнак появляются маломощные эффузивные образования. Особенности пространственного распространения ордовикских пород и строения их разрезов позволяют при описании выделять Джалаир-Найманский, Сарытумский и Каратальский прогибы, которые можно рассматривать как подзоны единой структурно-формационной зоны. Для Чу-Балхашского района характерна сильная изменчивость строения ордовикских толщ. Наиболее разнообразны разрезы ордовика на склонах Анрахайского поднятия. На северных склонах развиты все три отдела, имеющие общую мощность около 1000 *м*; на южных склонах известен только верхний ордовик, мощность которого достигает 1000 *м*.

В основании толщ ордовика лежат отложения аренигского яруса, тремадок фаунистически не доказан. Верхняя граница системы устанавливается по смене комплексов фауны ашгиллия на нижнелландоверийские при согласном залегании. Для Чу-Балхашского района характерны прогибы с непрерывными разрезами, в которых выделяется несколько стратиграфических подразделений; в отложениях повсеме-

стно встречаются разнообразные органические остатки. Поэтому Чу-Балхашский район является одним из важнейших в Казахстане для изучения стратиграфии ордовика.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика в Чу-Балхашском районе распространены мало и представлены преимущественно осадочными породами; только в верхах разрезов отмечены эффузивы.

В Джалаир-Найманском прогибе нижний ордовик (рис. 18) развит на небольших разобщенных участках: в горах Акжал, являющихся продолжением гор Джамбул, в районе гор Тюлькули, и в 3 *км* восточнее родн. Кызылкайнар (по р. Кетменколды), откуда они протягиваются на юго-восток до р. Копалысай. В Сарытумском прогибе нижний ордовик выделен в урочище Сарытума, а в Каратальском — в районе лога Каратал и горы Байгара. Нижний ордовик, базальные слои которого имеют аренигский возраст, залегает с несогласием на кембрийских или докембрийских образованиях. В Джалаир-Найманском прогибе он трансгрессивно перекрыт отложениями среднего ордовика; в Сарытумском — на него с несогласием налегают породы верхнего карадока. В горах Акжал и районе гор Тюлькули нижнеордовикские отложения образуют пологие брахисинклинали, усложненные разломами. В районе рек Кетменколды и Копалысай они слагают узкую полосу северо-западного направления и падают на север.

Нижний ордовик в Джалаир-Найманском прогибе впервые был установлен Б. М. Келлером и Т. Б. Рукавишниковой в горах Акжал и по р. Копалысай и выделен в акжалскую (акжальскую) свиту, представленную известняками и песчаниками условно тремадокскими. И. В. Хохлов (1953 г.) установил нижний ордовик в горах Тюлькули. В 1958—1959 гг. М. К. Аполлонов, А. А. Недовизин (1961) и Д. Т. Цай изучили верхнюю часть акжалской свиты, сложенную эффузивно-осадочными образованиями и собрали в ней граптолиты верхнего аренига.

Хотя в Чу-Балхашском районе доказанные отложения нижнего ордовика начинаются с аренигского яруса, необходимо отметить возможность выделения более древних, чем арениг ордовикских образований. В северо-западной части Сарытумского прогиба, по данным С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец (1962 г.), развиты две свиты, образующие единые структуры: сарытумская — существенно эффузивная и бурубайталская — кремнисто-карбонатная; в последней встречены беззамковые брахиоподы среднего — верхнего кембрия. Существуют различные взгляды на взаимоотношения этих свит друг с другом. Если в последствии будет установлено, что бурубайталская свита перекрыта сарытумской, то возраст последней может быть раннеордовикским *. Поэтому можно предполагать, что в Сарытумском прогибе могут быть установлены отложения от кембрия до раннего ордовика включительно, залегающие в единых структурах и относящиеся к единому структурному этажу. Возраст этих отложений может быть только древнее аренига; следовательно, в нижнем ордовике будет фиксироваться перерыв в осадконакоплении и крупная фаза складчатости.

Акжалская свита Джалаир-Найманского прогиба обладает однотипными разрезами. В основании толщи везде залегает характер-

* В западной части гор Котнак в тектоническом блоке, сложенном углисто-кремнистыми сланцами, микрокварцитами и яшмами с остатками радиолярий, аналогичным верхам разреза бурубайталской свиты, в углисто-кремнистом сланце найден граптолит нижнеордовикского облика *Tetragraptus* sp. (Недовизин, 1963). *Прим. автора.*

ный горизонт (0,5—3 *м*) светлых кварцевых гравелитов и конгломератов с редкой кварцевой галькой средней окатанности. Гравелиты постепенно сменяются светлыми песчанистыми известняками, переходя-

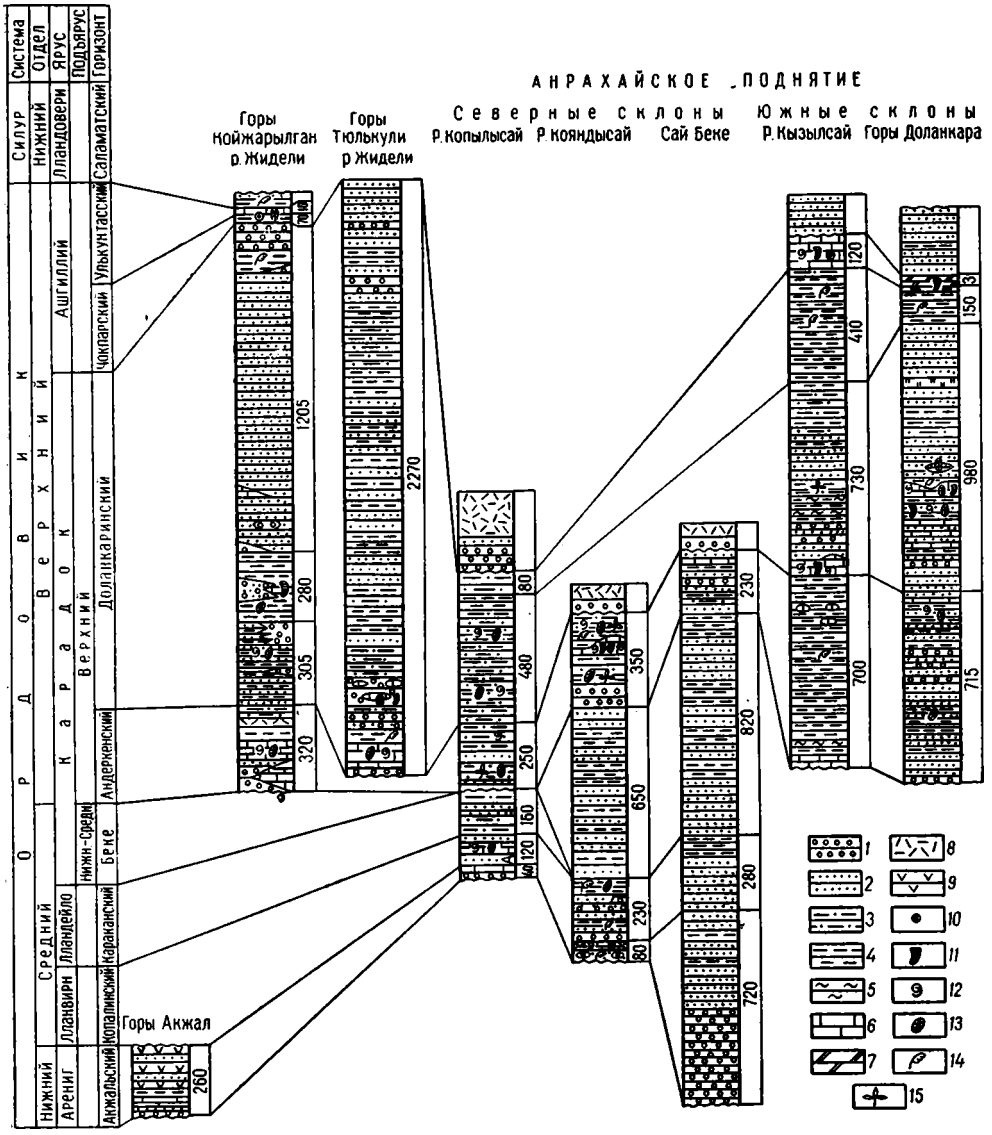


Рис. 18. Схема сопоставления разрезов ордовикских отложений Джалаир-Найманского прогиба (по Т. Б. Рукавишниковой)

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевропесчаники; *4* — алевролиты; *5* — кремнистые алевролиты; *6* — известняки; *7* — доломиты; *8* — туффиты; *9* — вулканиты; *10—15* — палеонтологические остатки; *10* — криноидей, *11* — колониальных кораллов, *12* — брахиопод, *13* — трилобитов, *14* — граптолитов, *15* — флоры

щими в толстослоистые массивные известняки с многочисленными крупными гастроподами, неопределимыми остатками организмов, напоминающих одиночные кораллы, и редкими трилобитами (40—100 *м*). В верхней части известняков (30—70 *м*) появляются прослои алевропесчаников и окремненных алевролитов, содержащих отпечатки грап-

толитов, верхи разреза (120—170 *м*) сложены песчаниками, переслаивающимися с маломощными прослоями андезитовых порфиритов и их туфов.

Полные разрезы акжалской свиты известны в горах Акжал и Тюлькули; юго-восточнее, по р. Копалысай, присутствует только нижняя осадочная пачка. Мощность свиты до 300 *м*.

Наиболее полный разрез нижнего ордовика прослежен по левому борту р. Кетменколды, где на гнейсах с резким угловым несогласием залегают (снизу вверх):

1. Светло-серые кварцевые гравелиты и конгломераты с кварцевой галькой средней окатанности . . . . . 3 *м*
2. Светло- и темно-серые толстослоистые известняки . . . . . 33 „
3. Алевропесчаники и темно-серые окремненные алевролиты, с брахиоподами и граптолитами. *Lingula* sp., Orthidae, *Didymograptus* sp., *Trigonograptus* sp. indet. . . . . 15 „
4. Серые толстослоистые массивные известняки . . . . . 12 „
5. Буровато-серые средне- и крупнозернистые вулканомиктовые песчаники с прослоями алевропесчаников . . . . . 35 „
6. Серые комковатые известняки, крупнозернистые песчаники и алевропесчаники . . . . . 22 „
7. Темно-серые туфы андезитовых порфиритов . . . . . 10 „
8. Массивные серые известняки, песчаники и алевропесчаники . . . 15 „
9. Зеленовато-серые туфы андезитовых порфиритов . . . . . 15 „
10. Андезитовые порфириты и их туфы с маломощными прослоями алевролитов и песчаников . . . . . 35 „

Мощность нижнего ордовика 200 *м*.

Выше залегают вулканомиктовые конгломераты основания среднего ордовика.

В районе гор Тюлькули Д. Т. Цаем собраны и определены граптолиты: *Dichograptus octobrachiatus* Hall, *D. separatus* E., *Tetragraptus quadribrachiatus* Hall, *Didymograptus* cf. *hirundo* Salt., *Expansograptus* ex gr. *suecicus* Tullb., *Isograptus* ex gr. *gibberulus* (Nich.), *Trigonograptus ensiformis* Hal., отвечающие верхней части аренига (зона Didymograptus hirundo).

В горах Акжал в массивных известняках встречены трилобиты: *Bumastides* cf. *bedpakensis* Web., *Trinodus* sp., *Lonchodomas* sp., *Schumardia* sp., *Bathyurlscops* (?) sp., *Pliomerops* ? sp., по заключению М. К. Аполлонова верхов нижнего или низов среднего ордовика.

В Сарытумском прогибе нижнеордовикские отложения впервые выделил И. И. Парецкий (1960 г.), отнеся к ним эффузивную толщу в урочище Сарытума и условно параллелизуя ее с акжалской свитой. Л. М. Палец эти отложения выделила в самостоятельную болгожинскую свиту и собрала в них трилобиты аренига. Отложения болгожинской свиты, по данным Л. М. Палец (1968) протягиваются полосой на 12 *км* при ширине 1 *км* параллельно направлению региональных разломов. Болгожинская свита подразделена на две подсвиты: нижнюю, сложенную андезитовыми и базальтовыми порфиритами и их туфами, и верхнюю, представленную туфами дацитовых и липаритовых порфиров, с прослоями туффитов и вулканомиктовых песчаников с трилобитами: *Kaiseraspis* sp., Agnostidae. Мощность до 900 *м*.

В основании разреза нижнего ордовика Каратальского прогиба залегает седиментационная брекчия с известковым цементом, переходящая в слоистые известняки с трилобитами *Macropyge* sp., *Kaiseraspis* sp., *Agnostus* sp., *Illaenus* sp., которые сменяются известковистыми песчаниками и алевролитами с горизонтами глинистых известняков; мощность отложений 55 *м*. Возраст отложений определяется, как аренигский. Контакты с вышележащими отложениями не установлены.

Каратальская свита, выделенная С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец (1960 г.), обнажается южнее горы Байгара, в районе лога Каратал и прослеживается на северо-запад в район кол. Коктал. Нижняя граница свиты нигде не установлена; перекрыта она несогласно залегающими отложениями лландовери. Отложения свиты образуют крупную синклинальную складку, усложненную многочисленными нарушениями.

В районе Байгаринского массива основных и ультраосновных пород по Л. М. Палец (1965), каратальскую свиту слагают (снизу вверх):

1. Мелко- и среднегалечные конгломераты с маломощными прослоями полимиктовых песчаников; с галькой песчаников, алевролитов, сланцев, кварца и кварцитов, с характерными плохоокатанными обломками сургучно-красных яшм . . . . . 150 *м*
2. Зеленовато-серые, буровато-серые полимиктовые разнозернистые песчаники с редкими прослоями конгломератовидных песчаников и алевролитов 550 „
3. Мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями голубовато-серых алевритовых туфов и аргиллитов, сменяющиеся туфами дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров . . . . . 94 „
4. Переслаивающиеся мелкозернистые песчаники, алевролиты, зеленовато-серые туфы дацитовых порфиров и кварцевых альбитофиров с двумя прослоями фосфоритовых конгломератов мощностью 0,5—0,6 *м*; в алевролитах встречены граптолиты: *Didymograptus nanus* Lapw., *Isograptus* sp., *Phyllograptus typus* Hall, *Tetragraptus similis* (Hall), *T. bigsbyi* (Hall) . . 19 „
5. Переслаивающиеся алевропелитовые, псефитовые туфы, песчаники с редкими прослоями алевролитов и аргиллитов . . . . . 165 „
6. Алевролиты с желваками известняков, переслаивающиеся с маломощными полимиктовыми песчаниками; в алевролитах — граптолиты: *Didymograptus* ex gr. *nanus* Lapw., *Phyllograptus densus* Törnq., *Didymograptus?* ex gr. *V. fractus* Salt., *Expansograptus* sp., *Tetragraptus* sp., *Goniograptus* sp. . . . . 86 „
7. Переслаивающиеся голубовато-серые туфы, алевролиты и песчаники 113 „
8. Алевролиты с маломощными линзами известняков с фауной, аналогичной предыдущей . . . . . 150 „
9. Часто переслаивающиеся средне- и крупнозернистые полимиктовые песчаники, редкие маломощные прослои алевролитов . . . . . 765 „

Общая мощность каратальской свиты 2120 *м*.

Каратальская свита на основании находок граптолитов Д. Т. Цаем отнесена к верхам аренига — низам лланвирна. Северо-западнее, по данным С. Я. Шувалова (1968 г.) мощность свиты резко увеличивается до 5000 *м*.

Для нижнего ордовика устанавливаются некоторые закономерности в распределении осадков. В Джалаир-Найманском прогибе преобладают осадочные отложения (200—300 *м*), представленные в основании карбонатными фациями и сменяющиеся выше терригенными образованиями с прослоями эффузивов среднего состава. В Сарытумском прогибе интенсивно проявлялась эффузивная деятельность и накопилась эффузивно-осадочная толща мощностью до 900 *м*. В Каратальском прогибе отлагалась мощная (до 2000 *м*) толща песчаников с маломощными прослоями туфов; характерно наличие двух прослоев фосфоритовых конгломератов.

Средний отдел

Отложения среднего ордовика в Чу-Балхашском районе распространены более широко чем нижнеордовикские. Они прослежены в юго-восточной части Джалаир-Найманского прогиба от гор Тюлькули до сая Беке (см. рис. 18). В северо-западной и южной частях прогиба средний ордовик не выделен. В Сарытумском прогибе среднеордовикские отложения установлены от района кол. Бурултас до урочища Сарытума, а в Каратальском — в районе горы Байгара. В Западном

Прибалхашье средний ордовик выходит в небольших блоках на п-ове Аккерме и южнее его в ядре Ортанской антиклинали.

Средний ордовик залегает на доордовикских и нижнеордовикских отложениях. Древние толщи он всюду перекрывает с резким несогласием; на нижнем ордовике в горах Тюлькули и по р. Копалысай залегает с размывом, но без структурного несогласия; в районе горы Байгара несогласно перекрывает отложения каратальской свиты.

Среднеордовикские отложения представлены в основном зеленоцветными терригенными образованиями с маломощными прослоями известняков. В восточной части Чу-Илийских гор (от р. Копалысай до сая Беке) и в Западном Прибалхашье в среднеордовикских отложениях выделены копалинский горизонт лланвирна, караканский — лландейло и свита беке нижнего — среднего карадока. В других частях района они не расчленены.

Лланвирнский ярус

Копалинский горизонт, выделенный Б. М. Келлером, развит в восточной части Чу-Илийских гор, где трансгрессивно налегает на породы акжалской свиты или на докембрий. В наиболее полных разрезах по рекам Копалысай и Кояндысай в основании залегают гравийные аркозовые песчаники, мелкогалечные конгломераты и линзы серых известняков мощностью до 100 *м*. Выше следуют алевролиты, тонкозернистые песчаники с линзами комковатых известняков, содержащих брахиоподы, трилобиты и граптолиты: *Loganograptus kjerulfi* Herm., *Tetragraptus quadribrachiatus* (Hall), *Phyllograptus anna* Hall, *Pseudoclimacograptus paradoxus* Bouc., по заключению Б. М. Келлера (1956) лланвирнского возраста. При прослеживании отложений от гор Тюлькули на юго-восток отмечается увеличение мощности конгломератов, преобладание более крупнозернистого кластического материала и исчезновение известковистых прослоев. Мощность отложений от 120 до 720 *м*.

В Западном Прибалхашье по южному побережью зал. Аккерме, в ядре Ортанской антиклинали, отложения лланвирна (250 *м*) представлены серыми, светло-серыми плитчатыми песчаниками и кремнистыми сланцами с *Didymograptus* ex gr. *pacificus* Twen., *Cardiograptus anna* (Hall).

Лландейльский ярус

Караканский горизонт установлен по аналогии с отложениями района кол. Каракан (Северная Бетпак-Дала), где он был выделен по фауне В. Н. Вебером * (1948). В Чу-Илийских горах караканский горизонт имеет такое же распространение, как копалинский и тесно связан с ним. Он представлен зеленоцветными алевролитами, тонкозернистыми песчаниками с редкими известковистыми прослоями и конгломератами в основании горизонта. В отложениях повсеместно встречены многочисленные остатки брахиопод, трилобитов и граптолитов. Брахиоподы по составу близки к копалинскому комплексу. Из трилобитов виды *Pliomerops planus* (Web.), *Bathyuriscops granulatus* (Web.), *Illaenus convexicollis* Web., *Lonchodomas karakanensis* Web., *Pseudosphaerexochus* aff. *panschi* Schm. являются общими с видами караканского горизонта Северной Бетпак-Далы. Граптолиты караканского горизонта представлены видами: *Janograptus laxatus* Tullb.,

* По данным И. Ф. Никитина и других (1968) в караканском горизонте встречены граптолиты позволяющие относить его к лланвирнскому ярусу.

J. gracilis Ekst., *Glyptograptus teretiusculus* (His.), *G. euglyphus* Lapw., *G. siccatus* E. et W., отвечающими лландейльскому ярусу. Мощность отложений от 160 до 280 *м*. Отложения караканского горизонта постепенно переходят в свиту беке.

В Западном Прибалхашье в Ортанской геоантиклинали на породах лланвирна согласно залегают: темно-серые конгломераты и туфопесчаники мощностью 190 *м*; на них лежат тонкоплитчатые кремнистые сланцы (320 *м*) с граптолитами *Dicellograptus* sp., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapw. и тонкочередующиеся песчаники и алевролиты (110—225 *м*). Эта толща отнесена к лландейло и карадоку. Общая мощность среднеордовикских отложений в Ортанской антиклинали 735 *м*.

Нижний—средний карадок

Свита беке была выделена Б. М. Келлером (1956); ее отложения распространены в южной части Чу-Илийских гор на тех же участках, что и подстилающие отложения караканского горизонта и связаны с последними постепенными переходами. Она представлена довольно правильно чередующимися плотными песчаниками, тонкослоистыми песчаниками и алевролитами. Мощность прослоев 0,5—1, отдельные прослои песчаника до 3—4 *м* мощности. Толща ритмичной слоистостью напоминает флишевые отложения, но не является типичным флишем, от которого отличается невыдержанностью пластов в горизонтальном направлении, не всегда ритмично построенными пластами первого наслоя песчаников, появлением мощных (2—7 *м*) пластов песчаников или глинистых пачек. При прослеживании отложений свиты от сая Узунбулак на юго-восток до сая Беке отмечено увеличение мощности прослоев песчаников и сокращение мощности алевролитов. Мощность свиты 650—800 *м*. Время ее отложения — нижний — средний карадок. В отложениях свиты беке в 1967 г. Н. Ф. Михайлова нашла граптолиты, среди которых Д. Т. Цаем определены: *Dictyonema* sp., *Expansograptus* sp., *Climacograptus* cf. *macoris* Kell., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* (Lapw.), *Glyptograptus teretisculus* (His.), *Amplexograptus arctus* E. et W., *Cryptograptus tricornis* (Carr.), *Glossograptus hincksii* (Hopk.), *Retiograptus geinitzianus* Hall среднеордовикского возраста.

Нерасчлененные отложения среднего ордовика известны на ряде участков. Западнее р. Копалысай в горах Тюлькули, на акжалской свите согласно залегает толща (150 *м*) вулканомиктовых песчаников, сменяющихся разнозернистыми песчаниками и известковистыми алевролитами, в которых найдены *Glyptorthis* sp., *Leptelloidea* cf. *subquadrata* Ruk., *Leptellina* sp., *Rostricellula* sp., *Cybele* sp., *Asaphus* sp., позволяющие относить эти отложения к среднему ордовику.

Среднеордовикские отложения в Сарытумском прогибе протягиваются узкой полосой северо-западного простирания, согласно общему простиранию структур. Они залегают с размывом на отложениях кембрия. Плохая обнаженность, развитие дизъюнктивных нарушений, редкие органические остатки делают невозможным расчленение этих отложений. Наиболее полно среднеордовикские отложения развиты в урочище Сарытума, где, по данным И. И. Парецкого (1960 г.), обнажаются (снизу вверх):

1. Зеленовато-серые мелко- и среднегалечные конгломераты, с разнородной галькой, среди которой характерна галька доордовикских гранодиоритов и диоритов . . . . . 7 *м*

2. Среднезернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями гравелитов и алевролитов с остатками *Strophomena* cf. *fluctuosa* Bill., *Basilicus tyrannus* (Murch.), *Asaphus altus* Kon., *Harpes flangani* Portl., *Lonchodomas tecturmasi* (Web.) . . . . . 70 *м*

3. Переслаивающиеся зеленовато-серые полимиктовые песчаники и алевролиты . . . . . 170 *м*
4. Переслаивающиеся крупнозернистые песчаники и гравелиты . . . 22 „
5. Мелко-и среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов; в верхней части количество прослоев алевролитов сокращается . . . . . 156 „

Общая мощность толщи 425 *м*.

Комплекс фауны отличается от комплексов, известных для других частей Чу-Балхашского района, и, по заключению М. Н. Королевой, возраст этих отложений определяется, как верхи среднего — низы верхнего ордовика.

В Каратальском прогибе (район горы Байгара) средний ордовик несогласно налегает на каратальскую свиту и, по данным Л. М. Палец (1965), имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Крупновалунные красноцветные конгломераты с галькой пород каратальской свиты, сменяющиеся бурыми и зеленовато-серыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками . . . . . 235 *м*
2. Известковистые песчаники и рассланцованные известняки с обильными остатками лландейльской фауны: *Hesperorthis australis* Coop., *Leptellina* (?) *maxima* Nik. (in coll.), *Strophomena* ex gr. *norwegica* Spjel., *Kirkina mulkkurensis* Nik. (in coll.), *Holtedahlina* sp., *Oxoplecia* sp. . . . 350 „
3. Переслаивающиеся зеленые, реже вишневые песчаники и алевролиты с прослоями мелкогалечных конгломератов в верхней части . . . . . 1400 „
4. Зеленовато-серые алевролиты, известковистые песчаники и известняки с остатками брахиопод, аналогичных собранным в слое 2 . . . . . 27 „
5. Темно-зеленые, реже вишневые песчаники с редкими прослоями алевролитов . . . . . 255 „

Общая мощность толщи 2460 *м*.

Учитывая, что брахиоподы лландейльского яруса встречены в нижней части толщи, вполне вероятно, что ее верхняя часть может отвечать нижнему — среднему карадоку, тем более, что выше согласно залегают отложения андеркенского горизонта верхнего карадока.

Северо-западнее лога Каратал состав отложений лландейло остается тем же, что и в районе горы Байгара; их мощность — 1650 *м*.

Отложения среднего ордовика фациально разнообразны и имеют большие мощности. В Джалаир-Найманском прогибе в горах Тюлькули накапливались маломощные вулканомиктовые и полимиктовые песчаники. Восточнее, в районе рек Копалысай — Кояндысай отлагался тонкозернистый терригенный материал с примесью карбонатов в нижней части. К востоку мощности отложений увеличиваются до 1800 *м*, там накапливались более крупнозернистые осадки без карбонатного материала. Осадконакопление завершилось формированием толщи флишоидного типа. В Каратальском прогибе также отлагалась тонкозернистая терригенная толща с карбонатными прослоями в основании. В верхах разреза в пачке тонко переслаивающихся пород преобладает пестрая окраска. Мощность осадков до 2500 *м*. В Сарытумском прогибе накапливалась более грубозернистая терригенная толща, представленная песчаниками и конгломератами. В Западном Прибалхашье терригенная толща содержит прослои кремнистых и туфогенных пород.

Верхний отдел

Отложения верхнего ордовика выделены впервые Д. И. Яковлевым (1935 г.) по находкам трилобитов карадокского яруса в урочище Доланкара. Они имеют более широкое площадное распространение по сравнению с среднеордовикскими и развиты в южной и восточной частях Сарытумского прогиба, протягиваясь на восток до дороги Мынарал — Эспе. В Джалаир-Найманском прогибе они прослежены непрерывной полосой от урочища Шагырлы, через горы Койжарылган и

Майжарылган до гор Хантау; известны в небольших блоках в районе р. Ботабурум и горах Тюлькули, южнее Бабасайского поднятия; слагают узкую полосу в северо-восточной (от р. Копалысай до сая Беке) и южной части (в урочище Доланкара) Чу-Илийских гор (см. рис. 18). В Каратальском прогибе они выходят в районе русла Каратал и южнее горы Байгара.

Верхний ордовик представлен верхнекарадокским подъярусом и ашгильским ярусом, в составе которых выделены местные свиты, вошедшие в качестве горизонтов в схему расчленения ордовика («Резолюция...», 1958). По данным Н. В. Полтавцевой и Т .Б. Рукавишниковой (1967 г.), ашгиллий имеет более широкий объем, чем это принято в схеме 1958 г. Граница между ордовиком и силуром проведена по кровле улькунтасского горизонта, и к ашгильскому ярусу помимо зон Dicellograptus complanatus и Dicellograptus anceps (Келлер, 1956) отнесена зона Dalmanitina mucronata. Верхнеордовикские отложения распространены неравномерно; особенно широко развиты породы верхнего карадока. Возможно, ашгиллий выделен еще не на всех участках.

Верхний карадок

Для верхнего карадока юго-восточной части Джалаир-Найманского прогиба характерны разнообразные разрезы. Особенно резко отличны разрезы северных и южных склонов Анрахайского поднятия. На северных склонах развиты отложения только андеркенского горизонта; залегают они на среднем ордовике и перекрыты эффузивно-осадочной толщей девона. На южных склонах на доордовикских образованиях последовательно залегают все горизонты верхнего карадока, сменяющиеся отложениями ашгиллия и еще выше — силура.

Андеркенский горизонт выделен В. Н. Вебером (1948) на основании изучения трилобитов. Его возраст считался верхнеордовикским, отвечающим лептеновым известнякам Швеции и ликгольмскому горизонту Прибалтики. В схеме 1958 г. андеркенский горизонт отнесен к верхнему ордовику в понимании зон Glimacograptus wilson и Dicranograptus clingani. В 1960 г. Б. М. Келлер начал считать его средним ордовиком, однако другие исследователи продолжали относить его к верхнему отделу (Рукавишникова, 1960; Лисогор, 1965). И. Ф. Никитин и другие (1968) параллелизуют комплекс трилобитов андеркенского горизонта с комплексами верхнего карадока и принимают для него верхнекарадокский возраст.

Отложения андеркенского горизонта почти повсеместно залегают согласно на породах среднего ордовика и только в центральной и южной частях Джалаир-Найманского прогиба на доордовикских образованиях. Они представлены в основании конгломератами, встречающимися не во всех частях района и сменяющимися вверх по разрезу тонкозернистыми песчаниками, алевролитами и известняками. Мощность известняков местами увеличивается, и они образуют крупные белые сопки (Акшокы). Мощность горизонта в восточной части Чу-Илийских гор 350, в горах Майжарылган 300—750, в горах Койжарылган 2000, в Сарытумском прогибе 390 *м*.

Наиболее полный, хорошо охарактеризованный фауной, разрез представлен в урочище Андеркенын — Акшокы, где установлены:

1. Крупногалечные конгломераты, с хорошо окатанной полимиктовой галькой . . . . . 150 *м*
2. Темно-серые среднезернистые песчаники, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с трилобитами *Isotelus romanovskyi* Web. . . . . 150 „

3. Темные алевролиты, замещающиеся по простиранию массивными белыми известняками, которые содержат богатый комплекс трилобитов: *Amphilichas karakanensis* var. *disjunctus* Wel., *Acrolichas punctatus* Web., *Metopolichas anderkensis* Web., *Holotrachelus punctillosus* var. *incurvus* Web., *Cheirurus* aff. *classoni* Warb., *Nieszkovskia raripustulata* Web., *Corydocephalus tornquisti* Gürich., *Bumastus milleri* Bill., *B. holai Toerste, Remopleurides pisiformis* Web., *Bronteus romanovskyi* Web., *Stenoporeia linnarssoni* Holm., *Illaenus oviformis* Warb., *Pliomerina sulcifrons* (Web.), *P. anderkensis* (Web.), *Glaphurina weberi* Tschug., *G. dulanensis* Web., *Harpes costatus acuta* Web. . . . . 130 *м*

4. Зеленые тонкослоистые алевролиты и песчаники с граптолитами: *Dicranograptus nicholsoni* (Hopk.), *Glyptograptus trubinensis* Pergner, *G. asiaticus* Kell., *Climacograptus parvus* Hall., *Pseudoclimacograptus scharenbergi* Lapw. . . . . 70 „

Общая мощность толщи 450 *м*.

Выше залегают эффузивно-осадочные образования девона.

В горах Койжарылган и Майжарылган мощность базальных конгломератов меняется от сотен до десятков метров. В нижней части разреза часто встречаются линзообразные прослои известняков, по простиранию замещающиеся песчаниками. В известняках встречены колониальные кораллы *Tetraporella* ? sp., *Amsassia*? sp., *Rhabdotetradium* sp. и брахиоподы *Cliftonia* sp. Выше залегает мощная толща переслаивающихся песчаников и алевролитов с редкими горизонтами гравелитов и пепловых туфов, в верхней части представленная флишоидной пачкой с мощностью ритмов от 2, реже от 0,5 до 30 *см*. Для отложений характерна невыдержанность отдельных горизонтов и пачек по простиранию и резкие изменения мощности (в горах Койжарылган около 2000, в Майжарылган 300—750 *м*).

В Сарытумском прогибе отложения андеркенского горизонта развиты в урочище Сарытума. По данным С. Г. Токмачевой (1962 г.) они подразделяются на три пачки. Нижняя (170 *м*) сложена зеленовато-серыми средне- и неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками и линзами известняков. Средняя образована полимиктовыми песчаниками, линзами и горизонтами желваковых и массивных известняков с остатками *Parastrophina hemiplicata* Hall, *Illaenus* ex gr. *linnarssoni* Holm., *Amphilichas* sp.; мощность 155 *м*; в верхней преобладают разнозернистые полимиктовые песчаники, встречаются редкие горизонты мелкогалечных конгломератов и алевролитов (390 *м*). Общая мощность толщи больше 700 *м*.

В Каратальском прогибе андеркенский горизонт связан постепенными переходами с подстилающими отложениями; граница между ними проводится по невыдержанной пачке конгломератов или условно. Здесь развиты зеленовато-серые песчаники, переслаивающиеся с конгломератами и алевролитами, в которых обнаружены остатки брахиопод *Lingula* sp., *Sowerbyella* ex gr. *sericea* (Sow.), *Dulankarella* sp. и трилобитов *Isotelus romanovskyi* Web., *Remopleurides* sp. Мощность толщи 1485 *м*.

Северо-западнее лога Каратал, по данным С. Я. Шувалова, андеркенский горизонт представлен в основном зеленоцветными песчаниками с прослоями алевролитов и конгломератов; мощность отложений до 3000 *м*.

Доланкаринский горизонт верхнего карадока * выделен в юго-восточной части Чу-Илийских гор. Отложения горизонта наиболее рас-

* Некоторые исследователи (Аполлонов, 1968; Аполлонов и др., 1968) доланкаринский горизонт не выделяют и включают его в андеркенский горизонт, понимая последний в широком смысле, как это делал В. Н. Вебер (1948). Основание андеркенского горизонта (слои с *«Basilicus»* — *Lonchodomas tecturmasi* и одновозрастные им слои с *Isotelus romanovskyi*) сопоставляется ими с зоной Dicranograptus clingani среднего ордовика. *Прим. ред.*

пространены по сравнению с другими толщами ордовика. Они залегают на андеркенском горизонте или с резким несогласием на доордовикских отложениях. Выше их в юго-восточной и центральной (р. Жиделі) частях Джалаир-Найманского прогиба согласно залегают отложения ашгиллия, а в других районах — эффузивно-осадочные образования девона, располагающиеся также без структурного несогласия. Отложения доланкаринского горизонта представлены песчаниками, алевролитами, редкими известняками и конгломератами; характерна темная зеленовато-серая окраска пород. В отложениях повсеместно встречаются остатки колониальных кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов, отвечающих зоне Pleurograptus linearis. Мощность горизонта в юго-восточной части района 800, в горах Койжарылган и Майжарылган 1500—2400, в Сарытумском прогибе 650—1000, в Каратальском 700—2200 *м*.

Лучше всего разрез доланкаринского горизонта, содержащего многочисленные разнообразные окаменелости, изучен в горах Доланкара, где на андеркенском горизонте залегают (снизу вверх):

1. Красновато-коричневые толстоплитчатые песчаники с прослоями конгломератов . . . . . 190 *м*
2. Темно-серые плитчатые песчаники с известковистыми прослоями; тонкослоистые песчаники и алевролиты; по всей пачке встречаются многочисленные брахиоподы: *Dinorthis kassini* Ruk., *Austinella brevis* (Ruk.), *Dulankarella magna* Ruk., *Zygospira parva* Ruk.; трилобиты — *Isotelus levis* Kor., *Pliomerina iliensis* Kor., *Dulanaspis weberi* Tschug., *Remopleurides salteri* var. *girvanensis* Reed. . . . . 170 „
3. Темно-серые алевролиты и тонкозернистые песчаники с обильными брахиоподами и трилобитами . . . . . 110 „
4. Светло-серые плотные органогенные известняки с колониальными кораллами: *Plasmoporella stellata* (Kiaer), *P. kiaeri* Sok., *P. kasachstanica* Bond., *P. grandis* Bond., *Acdalopora sokolovi* Bond.; брахиоподами — *Rhynchotrema otarica* Ruk., *Spirigerina pennata* Ruk. и трилобитами *Encrinurella sulcifrons* Web., *Illaenus linnarssoni* Holm., *Glaphurina dulanensis* Web. . . . . 40 „
5. Зеленовато-серые тонкослоистые алевролиты с граптолитами: *Climacograptus* aff. *latus* El. et W., *C.* cf. *putillus* (Hall), *C.* aff. *supernus* El. et W., *Amplexograptus* sp., *Rectograptus truncatus* (Lapw.) . . . . . 10 „
6. Зеленовато-серые толстослоистые песчаники с подчиненными прослоями алевролитов . . . . . 300 „

Общая мощность отложений 800 *м*.

Выше залегают эффузивно-осадочные образования девона.

Отложения доланкаринского горизонта в урочищах Шагырлы, Андассай, в горах Койжарылган и Майжарылган отличаются невыдержанностью по простиранию и большими мощностями. С. Г. Токмачевой (1960 г.) и Н. Н. Севрюгиным (Салин, 1967 г.) они расчленены на три пачки: конгломерат-песчаниковую, песчано-сланцевую или алевролитовую и песчаниковую. В средней и верхней пачках на разных уровнях присутствуют невыдержанные прослои известняков. В алевролитах, известняках и известковистых песчаниках часто встречаются многочисленные остатки колониальных кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов, характерных для доланкаринского горизонта. Мощность отложений колеблется от 1500 до 2400 *м*.

В урочище Сарытума доланкаринский горизонт залегает на андеркенском, представлен в основном песчаниками с конгломератами в основании и содержит остатки брахиопод и растительности. Здесь мощность доланкаринского горизонта 650 *м*.

Восточнее, в районе дороги Мынарал — Эспе отложения доланкаринского горизонта, по данным И. И. Парецкого (1960), подразделены на две подсвиты: конгломератовую и зеленоцветную песчаниковую; мощность отложений до 1000 *м*.

Восточнее и юго-восточнее Жалгызского гранитного массива на породах кембрия с несогласием расположены темные рассланцованные алевролиты и песчаники с граптолитами семейства Diplograptidae. Эти отложения Б. М. Келлером (1958) условно относятся к верхнему ордовику.

В Каратальском прогибе доланкаринский горизонт залегает несогласно на отложениях андеркенского с базальными конгломератами в основании; галька состоит из подстилающих песчаников, реже гранитоидов и пород древних толщ. Выше их располагаются алевролиты и песчаники с прослоями маломощных известняков и известковистых песчаников, содержащих колониальные кораллы: *Palaeohalysites parallelus* Schm., *Plasmoporella obliterans* Bond., *P. grandis* Bond., *P.* cf. *kiaeri* Sok., *Acdolopora sokolovi* Bond., *Heliolites* aff. *paeopensis* Sok. и брахиоподы — *Sowerbyella* ex gr. *sericea* (Sow.), *Dulankarella magna* Ruk., *Christiania* ex gr. *tenuicincta* (M'Coy), *Cliftonia* ex gr. *spiriferoides* (M'Coy).

Мощность пачки 135 *м*. Верхнюю часть видимого разреза (130 *м*) слагают буроватые конгломераты, песчаники и редкие алевролиты. Общая мощность 265 *м*.

Северо-западнее лога Каратал доланкаринский горизонт выражен песчаниками с прослоями конгломератов, известковистых песчаников и известняков с криноидеями *Malovicrinus* sp., *Fascicrinus* sp., *Sidericrinus* sp., *Tetragonocrinus* sp. Общая мощность отложений 2200 *м*.

В северо-западной части Чу-Балхашского района вблизи гор Котнак Н. Г. Марковой изучен разрез отложений верхнего карадока (800 *м*), представленный терригенными образованиями с прослоями порфиритов и туфов. В разрезе присутствуют известковые прослои, мощность которых резко увеличивается в юго-восточном направлении, где они образуют мощный (до 130 *м*) пласт известняков. В отложениях собраны остатки брахиопод, верхнего карадока. Территориально отложения гор Котнак близки к ордовику Каратальского прогиба. Однако эти соседние участки разделены региональным разломом, который проходит в южной части гор Котнак и является рубежом двух разнофациальных типов отложений ордовика. Если в Каратальском прогибе верхний ордовик только осадочный, то в горах Котнак он сложен вулканогенно-осадочными образованиями, что сближает его с литологически похожими отложениями гор Ергенекты в Северной Бетпак-Дале (Маркова, 1961).

Ашгильский ярус

Подразделен на два горизонта — чокпарский и улькунтасский. Отложения яруса известны только в Джалаир-Найманском прогибе и везде связаны с подстилающими отложениями верхнего карадока.

Чокпарский горизонт

Установлен в районе р. Кызылсай (Келлер, 1956). В последние годы отложения горизонта выделены в южной части Чу-Балхашского района в горах Доланкара и по р. Ащису и в северной части — по р. Жидели. Вполне вероятно, что отложения горизонта распространены значительно шире и будут выделены по мере находок фауны.

Отложения горизонта представлены черными, темно-серыми алевролитами, часто переслаивающимися с буро-серыми, темными желтовато-серыми тонкозернистыми песчаниками; в толще повсеместно встречаются многочисленные граптолиты. Чокпарский горизонт связан по-

степенными переходами с подстилающими отложениями доланкаринского и перекрыт известково-мергелистыми образованиями улькунтасского горизонта. Мощность горизонта в районе гор Доланкара, рр. Ащису и Жидели 110—150, а в районе Кызылсая 320 *м*.

Наиболее полно отложения чокпарского горизонта представлены по р. Кызылсай, где они залегают на песчаниках и алевролитах верхов карадока (снизу вверх):

1. Черные, буро-серые алевролиты с маломощными прослоями тонкозернистых песчаников с граптолитами: *Climacograptus* sp., *Petalolithu* cf. *marinae* Kell. . . . . 260 *м*

2. Темно-серые, черные алевролиты с граптолитами: *Dicellograptus* cf. *complanatus ornatus* El. et W., *Climacograptus* ex gr. *scalaris* (His.), *C.* cf. *angustus* (Per.), *C.* cf. *scalaris miserabilis* El. et W., *C. supernus* El. et W., *C. latus* El. et W., *Diplograptus* sp., *Amplexograptus* sp., *Rectograptus truncatus abbreviatus* El. et W., *R.* cf. *giganteus* Kell., отвечающими зоне Climacograptus supernus ашгиллия . . . . . 60 „

Улькунтасский горизонт

Первоначально был отнесен к основанию лландовери (Келлер, 1956). В настоящее время на основании изучения колониальных кораллов, дополнительных сборов остатков трилобитов и граптолитов (Полтавцева, Рукавишникова, 1967 г.) установлен его ашгильский возраст.

Улькунтасский горизонт имеет такое же распространение, как чокпарский; представлен он массивными известняками или известковыми мергелями. Мощность в юго-восточной части района 60—70, а по р. Жидели 8 *м*. Нижняя граница определяется по смене алевролитов чокпарского горизонта известковистыми породами. Верхняя граница, разделяющая ордовик и силур, устанавливается достаточно четко, как по смене комплексов фауны, так и по переходу от карбонатных пород верхнего ашгиллия к терригенным породам нижнего лландовери.

В массивных известняках улькунтасского горизонта по р. Кызылсай встречены колониальные кораллы: *Agetolites prima* Kim., *Palaeofavosites rugosus* Sok., *P. globosus* Sok., *Propora cancellatiformis* Sok., *Wormsipora hirsuta* (Lind.); брахиоподы — *Spirigerina* aff. *praemarginalis* (Sav.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.); трилобиты — *Holotrachelus punktillolsus* Törnq., *Amphylichas* sp. Комплекс фауны из известняков смешанный; наряду с ордовикскими колониальными кораллами и трилобитами встречены брахиоподы, характерные для силура. В мергелях по р. Ащису, в урочище Доланкара и по р. Жидели встречены: *Plasmoporella* aff. *abakanensis* Kov., *Fletcheriella* sp., *Propora breviseptata* Kov., *Dalmanitina mucronata* (Brongn.), *D. olini* Temple, *Calymenella (Eochomalonotus) siensis* Lu, отвечающие далманитовым слоям ашгиллия Швеции.

Наиболее полный разрез улькунтасского горизонта, где установлена верхняя граница ордовика, представлен по р. Жидели в горах Койжарылган. На серых тонкозернистых песчаниках и алевролитах чокпарского горизонта с граптолитами *Dicellograptus* ex gr. *complanatus* Lapw. и *Rectocraptus* ex gr. *truncatus* (Lapw.) залегают темно-серые микрозернистые известняки (7 *м*) с многочисленными трилобитами: *Dalmanitina mucronata* (Brong.), *Dalmanitina olini* (Temple), *Calymenella (Eochomalonotus) sinensis* (Lu) верхнего ашгиллия. Они сменяются алевролитами с граптолитами: *Climacograptus minutus* Carr., *C. scalaris normalis* Lapw., *C.* cf. *scalaris miserabilis* El. et W., *Paraclimacograptus innotatus* Nich., *Glyptograptus* cf. *kaochiapienensis* Hsü, *Diplograptus* cf. *modestus* Lapw., *D. modestus parvulus*

(L a p w.), *Akidograptus ascensus* D a v., относящимися уже к нижнему лландовери.

Для отложений верхнего ордовика характерна фациальная однотипность при разнообразии типов разрезов и значительных изменений мощности. На всей площади Чу-Балхашского района это терригенные отложения с маломощными четкообразными прослоями известняков. Только в северо-западной части района, в горах Котнак, возможно относящихся уже к другой структурно-формационной подзоне, появляются вулканиты.

В северо-западной части Джалаир-Найманского прогиба отлагались мощные (до 2000 *м*) толщи, в нижней части более тонкозернистые (преобладают алевролиты), а в верхней — грубозернистые с прослоями конгломератов. В южной части прогиба накапливались тонкие осадки — в основании тонкозернистые песчаники с прослоями известняков, в верхней части более грубозернистые песчаники и реже прослои алевролитов; мощность до 1000 *м*. В Каратальском прогибе в основном сохраняется тонкозернистый состав отложений; неполные, из-за отсутствия верхней части разреза, мощности — до 1600 *м*. В Сарытумском прогибе многочисленны линзы известняков и конгломератов с мелкой несортированной галькой. В верхней части разреза — мощные прослои песчаников и конгломератов.

КЕНДЫКТАС

В горах Кендыктас ордовикские отложения развиты на южных склонах. Они представлены всеми отделами и сложены осадочными и и эффузивно-осадочными образованиями. Нижняя и верхняя границы системы не установлены.

Стратиграфия ордовика Кендыктаса ранее рассматривалась совместно с Чу-Илийскими горами, так как предполагалась общность их развития. В 1965 г. Т. Б. Рукавишникова и Б. А. Салин указали на различия в геологической истории Кендыктаса и Чу-Илийских гор и их принадлежность к разным структурно-формационным зонам.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика, представленные терригенными и карбонатными породами, распространены в южной части гор, где они прослежены от р. Ргайты на юго-восток до среднего течения р. Агалатас. Они образуют сложную складчатую структуру, разбитую на многочисленные мелкие блоки. Взаимоотношения нижнего ордовика с ниже- и вышележащими отложениями не установлены. Эти отложения изучены и описаны Б. А. Келлером и Т. Б. Рукавишниковой (1961 г.).

Тремадокский ярус

Расчленен на две свиты: кендыктасскую и агалатасскую. Характер взаимоотношений кендыктасской свиты нижнего тремадока с подстилающими отложениями не установлен, и ее полный разрез неизвестен.

В среднем течении р. Агалатас кендыктасская свита выходит в северном крыле Кескентасской синклинали. В ее видимом основании залегает пачка бурых и серых среднезернистых песчаников (115 *м*). Выше залегают переслаивающиеся тонкозернистые песчаники и алевролиты (100 *м*); в них обнаружены остатки трилобитов: *Bicornipyge bicornis* L i s., *Harpides rugosus* S. et B., *Hysterolenus oblongus* L i s., и граптолитов — *Aletograptus* sp. indet., *Anisograptus* ex gr. *richardsoni* B u l., *Desmograptus* (?) sp., *Staurograptus* aff. *dichotomus* E m m. (?) (сборы А. А. Бакирова). По заключению М. Б. Зима, определявшего фауну, вмещающие отложения относятся к нижним частям

тремадокского яруса. Верхняя пачка (115 *м*) сложена серыми, в верхах темно-бурыми песчаниками. Общая мощность свиты 330 *м*.

Агалатасская свита верхнего тремадока связана с подстилающими отложениями постепенными переходами и сложена синевато-серыми плотными известняками и подчиненными им прослоями кварцевых песчаников, зеленоватых и красновато-коричневых алевролитов; в верхней части свиты встречены многочисленные остатки брахиопод: *Nanorthis multicostata* Ul. et C., *Tritoechia kendyktasica* Ruk., *Clarkella orientalis* Ul. et C. и трилобитов — *Apatokephalus replicare* Lis., *Symphysurus breviuraeus* Lis., *Geragnostus sidenbladhi* Lin. Мощность свиты 400 *м*.

Аренигский ярус

Представлен курдайской свитой нижнего аренига, залегающей согласно и в одних разрезах с тремадоком. Свита (470 *м*) представлена зеленовато-серыми и коричневыми косослоистыми песчаниками, глинистыми сланцами с прослоями известняков, содержащими *Nanorthis multicostata* Ul. et C., *Tritoechia kendyktasica* Ruk., *Kaiseraspis* sp.

Отложения нижнего ордовика Кендыктаса повсюду представлены известняками и тонкозернистыми терригенными отложениями с мощными (до 120 *м*) прослоями известняков. Все три свиты нижнего ордовика имеют постепенные переходы и образуют единую толщу.

Средний отдел

В горах Кендыктас широко распространены отложения верхнего аренига — лланвирна, которые образуют полосу северо-западного простирания длиной 80 *км*, протягивающуюся вдоль юго-западного склона гор от р. Какпатас на северо-западе до р. Майбулак на юго-востоке. Их взаимоотношения с подстилающими толщами не установлены. Эти отложения выделены Б. А. Салиным в 1959 г.; ранее они относились к протерозою, кембрию и частично девону. Их интенсивная складчатость и более высокая степень метаморфизма по сравнению с нижним ордовиком служили причиной отнесения к древним толщам. Ордовикский возраст был доказан находками брахиопод и граптолитов. Высокая степень метаморфизма пород объясняется их приуроченностью к краевой зоне ордовикского прогиба, вдоль которого внедрялись постсреднеордовикские интрузии.

В отложениях верхнего аренига — лланвирна выделены две свиты: щербактинская — песчано-сланцевая и ргайтинская — туфогенно-осадочная. Свиты залегают согласно, образуя единую толщу, смятую в линейные крутые нередко опрокинутые на юго-запад складки.

Щербактинская свита лучше всего представлена в верховьях рек Агалатас и Майбулак, в среднем течении р. Ргайты у с. Брик. Здесь в основании разреза залегают зеленые мелко- и тонкозернистые песчаники и глинистые сланцы с редкими прослоями мергелей и кварцевых песчаников; мощность пачки 655 *м*. На песчаниках располагаются характерные темные глинистые и кремнистые сланцы (50—100 *м*) с граптолитами: *Phyllograptus* ex gr. *densus* Törnq., *Didymograptus*, ex gr. *sulcicus* Tullb., *D.* sp. *Expansograptus* sp., *Isograptus* sp., отвечающие верхнему аренигу — нижнему лланвирну. Верхнюю пачку (200 *м*) образуют массивные и слоистые светлые известняки с члениками криноидей и трилобитами *Bathyuriscops* cf. *granulatus* (Web.).

Северо-западнее между реками Чекенды и Ргайты вскрыты более низкие слои свиты, сложенные песчаниками, алевролитами и мергелями с трилобитами из семейства Asaphidae. Мощность свиты здесь достигает 1300—1500 *м*.

Песчаниковый состав щербактинской свиты с характерными глинисто-кремнистыми сланцами выдерживается во всех частях района. Комплекс граптолитов щербактинской свиты близок к граптолитам копалинского горизонта лланвирна Чу-Илийских гор.

Ргайтинская свита тесно связана с щербактинской. В верховьях рек Агалатас и Майбулак ее слагают туфопесчаники, туфоконгломераты, редко туфы андезитовых порфиритов; в базальных слоях отмечены обломки известняков из подстилающих отложений с гастроподами: *Maclurites* cf. *magnus* Suer., *M. ovalis* Vos., *Lesneurilla* sp., *Spirotomaria* sp., *Lophospira* sp., *Bucanella* sp. Мощность нижней пачки 600 *м*. Выше залегают слоистые туфопесчаники и полимиктовые песчаники мощностью до 250 *м*. Они сменяются пачкой (375 *м*) алевролитов и глинистых сланцев переслаивающихся с полимиктовыми песчаниками и гравийными конгломератами с кварцевой галькой. Свита заканчивается конгломератами, изменяющимися от гравийных до валунных и содержащими прослои песчаников и линзы известняков с гастроподами *Maclurites* sp., *Lesneurilla* sp., *Ophileta* sp. и кораллами из семейства Labechiidae. Мощность верхней пачки 150—200, а общая мощность свиты 1375 *м*.

Несколько иной состав свиты установлен на водоразделе рек Жаланаш — Ргайты. Здесь на предгорных склонах выше кремнистых алевролитов щербактинской свиты залегает пачка (1150 *м*) туфопесчаников, туфоконгломератов, прослоев песчаников и алевролитов с горизонтом конгломератов с обломками известняков в основании. Налегающие на нее зеленоватые тонко- и мелкозернистые песчаники и глинистые сланцы (250 *м*) содержат брахиоподы *Orthis* cf. *playfairi* Reed, *Leptelloidea* sp., *Strophomena* sp. Выше залегают зеленоцветные песчаники и алевролиты с прослоями красноцветных разностей, постепенно сменяющиеся красноцветными песчаниками с гравийными мелкогалечными конгломератами в верхах разреза (1400 *м*). Общая мощность свиты около 2300 *м*. Состав свиты резко меняется к северу от р. Жаланаш, где она представлена эффузивами андезитового состава и их туфами мощностью до 950 *м*.

Щербактинская и ргайтинская свиты на основании находок граптолитов и положения в разрезе относятся к верхнему аренигу — лланвирну. Полоса развития этих свит прослежена на северо-запад до р. Суганды, где, по данным И. А. Аниятова (1960 г.) они, занимая в целом большие площади в верховьях р. Кокадыр и по Исламбексаю, обнажаются в небольших блоках, сложенных глинистыми, известково-глинистыми сланцами, алевролитами, песчаниками и гравелитами.

Сарыбастауская свита имеет очень ограниченное распространение и выходит по логу Сарыбастау к северу от р. Агалатас. Она залегает с резким несогласием на отложениях нижнего ордовика, перекрыта с размывом кескентасской свитой. Представлена андезитоидными дацитовыми порфирами, липаритовыми порфирами, туфами липаритовых и трахилипаритовых порфиров, в основании залегают валунные и галечные конгломераты и туфопесчаники. Мощность свиты более 410 *м*. Среднеордовикский возраст свиты определяется по стратиграфическому положению.

Фации отложений среднего ордовика весьма разнообразны, разрезы изменчивы, широко проявлена вулканическая деятельность. В юго-восточной части района преобладают осадочные отложения (песчаники,

алевролиты, редкие прослои известняков и конгломератов). Туфопесчаники, туфоконгломераты и туфы среднего состава основания ргайтинской свиты играют подчиненную роль (600 *м*). Западнее, в районе р. Жаланаш, мощность туфогенной пачки ргайтинской свиты увеличивается до 1150 *м*; в верхах свиты появляются мощные зеленоцветные песчаники и алевролиты, постепенно сменяющиеся красноцветами. Мощность свиты изменяется от 1375 в юго-восточной части до 2300 *м* в районе р. Жаланаш. Севернее р. Жаланаш на водораздельном плато, ргайтинская свита представлена только эффузивами и их туфами. В юго-восточной части района эффузивы сарыбастауской свиты маломощные и имеют очень ограниченное распространение.

Верхний отдел

Отложения кескентасской свиты, впервые установленной Б. М. Келлером и Т. Б. Рукавишниковой (1961), ранее частично относились к нижнему ордовику. Они распространены только в среднем течении р. Агалатас и к югу от совхоза Чокпар и залегают с размывом на сарыбастуйской свите или на породах нижнего ордовика. В среднем течении р. Агалатас свита имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Конгломераты и конгломерат-песчаники	20 *м*
2. Буровато-зеленые андезитовые порфириты	15 „
3. Буровато-серые крупнозернистые полимиктовые песчаники и мелкогравийные конгломераты	60 „
4. Серые массивные известняки с брахиоподами — *Hesperorthis* aff. *tricenaria* (Conr.), *Leangella* aff. *triangularis* Öpik, *Dulankarella* aff. *magna* Ruk., *Rhytistrophia*? *kurdaica* Ruk. (nomms); трилобитами — *Remopleurides pisiformis* Web., *Illaenus* sp., *Ptychopyge* sp., *Nieszkowskia* sp.	90 „
5. Роговообманковые андезитовые порфириты с прослоями туфов и туфоконгломератов	210 „
Общая мощность кескентасской свиты	400 *м*.

В свите, наряду со среднеордовикскими видами, встречены виды, характерные для верхнего ордовика и из-за смешанного комплекса фауны она отнесена к среднему — верхнему карадоку.

На породах кескентасской свиты, резко несогласно перекрываясь эффузивами среднего девона, лежат отложения нерасчлененного верхнего ордовика, впервые выделенные Б. М. Келлером и Т. Б. Рукавишниковой (1961) и относимые ранее к нижнему ордовику. В среднем течении р. Агалатас они представлены толщей (до 850 *м*) полимиктовых грубо- и крупнозернистых песчаников и разногалечных конгломератов, с галькой интрузивных, реже эффузивных пород, гнейсов, метаморфических сланцев, роговиков. Верхи разреза (1450 *м*) сложены буроватыми разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Общая мощность описываемой толщи верхнего ордовика 2300 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

В Северных хребтах Тянь-Шаня ордовикские отложения наиболее полно изучены в Киргизии в долине р. Чон-Кемин, на территории, непосредственно примыкающей к описываемому району. Изучение ордовика здесь проводили А. А. Бакиров, Ю. В. Жуков, И. Л. Захаров, Р. М. Израилева, В. Н. Охотников и др. В результате исследований ими выделены отложения всех отделов ордовика, характеризующиеся двумя типами разрезов — маломощным осадочным и мощным вулканогенно-осадочным (эвгеосинклинальным). В казахстанской части Тянь-Шаня распространены отложения ордовика второго типа. Разобщенные выходы ордовикских отложений встречаются здесь почти повсеместно за исключением центральной части Заилийского Алатау. Наиболее

крупные из них отмечены на северном склоне хр. Кунгей Алатау, где ордовик представлен достаточно полно. В целом же по району ордовикские отложения изучены слабо, что объясняется: 1) высокогорным труднодоступным рельефом; 2) широким развитием гранитоидов, в которых выходы ордовика сохранились, как правило, в виде ксенолитов разной величины, нередко сильно метаморфизованных; 3) обилием разрывов, вследствие чего границы площадей распространения ордовикских отложений большей частью тектонические; 4) малым числом местонахождений органических остатков.

Нижний отдел

Отложения нижнего ордовика имеют ограниченное распространение и выделены И. Л. Захаровым на северном склоне Кунгей Алатау, где они прерывистой полосой прослеживаются от ледников Чилико-Кеминского горного узла на западе до р. Урюкты на востоке. Не исключено, что нижнеордовикские отложения распространяются далее на восток по северному склону Кунгей Алатау и при последующих работах могут быть выделены из толщ, считающихся в настоящее время среднеордовикскими. Самые нижние слои ордовика (тремадок) отмечены в верховьях рек Киши-Кемин и Чон-Кемин (Киргизия), где они тесно связаны с кембрийскими отложениями и надстраивают их разрез, сложенный маломощными карбонатно-кремнистыми осадками с фауной. В пределах описываемой площади основание нижнего ордовика отсутствует.

В бассейне р. Урюкты нижняя часть видимого разреза нижнего ордовика, по И. Л. Захарову (1967 г.), представлена вулканогенными образованиями (андезитовые порфириты и их туфы) мощностью в первые сотни метров. На вулканитах лежат зеленые и зелено-серые тонкослоистые серицито-хлоритовые сланцы и алевролиты. В верхней части осадочной пачки отмечены прослои кварцево-полевошпатовых песчаников, а в нижней — горизонт полимиктовых конгломератов. Мощность терригенной части разреза около 500 *м*. Мощность нижнего ордовика в целом не превышает 1000 *м*.

Несколько западнее, по правобережью р. Каракия, среди алевролитов и сланцев встречаются прослои и линзы известняков с фауной нижнеордовикских брахиопод *Archaeorthis* sp. nov. (определения П. П. Мисюса). Разрез терригенной пачки венчают кремнистые сланцы и кремни с прослоями черных сланцев, песчаников и известняков. По данным И. Л. Захарова, на этом участке мощность одной лишь осадочной части разреза составляет 1300 *м*. Остальные выходы нижнего ордовика, наблюдавшиеся в казахстанской части Кунгей Алатау, сложены по преимуществу терригенными породами верхней половины толщи. Вулканогенная часть толщи обнажается в тектонических клиньях только в верховьях рек Жангырык и Карасай.

Возраст толщи И. Л. Захаровым определяется по содержащейся в ней фауне и аналогии с подобными образованиями, развитыми в верховьях р. Чон-Кемин (Киргизия), где были найдены *Megalaspis saltaensis* (Kaus.), *Taihungshania* sp., *Protopliomerops* sp. Такие формы трилобитов, по заключению В. И. Гончаровой, встречаются в отложениях нижнего ордовика.

Средний отдел

Породы среднего отдела — наиболее распространенные отложения ордовика в районе. Они развиты в Кастекском хр., на северном склоне Кунгей Алатау, в верховьях р. Жинишке, в горах Улькунбогуты, Басу-

лытау, Каратау, хр. Кетмень и на северном склоне хр. Терской Алатау. В большинстве случаев контакты толщи с окружающими отложениями не ясны или проходят по линиям разрывов. В горах Улькунбогуты и хр. Кетмень средний ордовик несогласно лежит на отложениях жайсанской свиты среднего — верхнего кембрия, а по рекам Кутурга и Кенсу (Кунгей Алатау) на породах протерозоя. По данным И. Л. Захарова, в бассейне р. Урюкты отложения среднего ордовика с размывом (через конгломераты) перекрывают нижний ордовик. Средний ордовик, охарактеризованный органическими остатками, впервые выделен Н. М. Чабдаровым и О. В. Бажановым в 1956 г. на северном склоне хр. Кунгей Алатау (р. Кутурга), а затем в горах Улькунбогуты и хр. Кетмень. В среднем ордовике выделяются лландейльские и нерасчлененные лландейло — нижне-среднекарадокские отложения.

Лландейльский ярус

Лландейльские отложения развиты на северном склоне Кунгей Алатау, в верховьях р. Жинишке, в горах Улькунбогуты и в среднем течении р. Темирлик (хр. Кетмень). Толща составлена чередующимися прослоями конгломерато-песчаников, песчаников, алевролитов, филлитовидных и углисто-кремнистых сланцев, известняков. На северном склоне Кунгей Алатау по р. Кутурга среди терригенных пород встречаются горизонты порфиритов. В сланцах О. В. Бажановым и Н. М. Чабдаровым собраны остатки граптолитов *Janograptus gracilis* (?) Ekst., *Glyptograptus* cf. *teretiusculus* (His.), *Amplexograptus* cf. *perexcavatus* Lapw. лландейльского возраста (определения Б. М. Келлера). Мощность толщи на Кунгей Алатау колеблется от 300 до 1350 *м*. Необходимо подчеркнуть, что большие мощности характерны для участка к востоку от р. Кутурга, где, как подчеркивалось выше, возможно присутствие более низких горизонтов ордовика.

По р. Жинишке к лландейло отнесена пачка черных и темно-серых серицито-кремнистых, серицито-углисто-хлоритовых и филлитовидных сланцев с видимой мощностью 300—350 *м*, подстилающая песчаники с верхнекарадокской фауной.

В бассейне р. Темирлик (хр. Кетмень) лландейльские отложения слагают мощную (до 800—850 *м*) терригенную толщу, выходы которой почти всюду ограничены разломами. Лишь в логу к востоку от автотрассы Алма-Ата — Нарынкол, наблюдается нормальный контакт. Здесь описываемая толща через конгломераты налегает на кембрийские порфириты. В гальке конгломератов, наряду с порфиритами, песчаниками и известняками, встречаются обломки основных и ультраосновных пород. Средний ордовик образует две полосы выходов. Северная — сложена зелено-серыми песчаниками и алевролитами, смятыми в мелкие складки и пронизанными мелкими телами габброидов. В южной полосе наблюдаются песчаники и сланцы с многочисленными прослоями гравелитов, конгломератов и меньше известняков. Линзы конгломератов часто образуют раздувы, где мощность их достигает 200—250 *м*. Характерен состав гальки в конгломератах, представленный идеально окатанными обломками кварцитов и кремней. В горизонтах известняков нередко содержится фауна низов лландейло: *Aporthophyla* sp., *Bathyuriscops* sp., *Illaenus* cf. *triangularis* Lis., *Ogygites* sp. (определения М. Н. Королевой и Т. Б. Рукавишниковой).

В горах Улькунбогуты среднеордовикские отложения несогласно, с конгломератами в основании (от 10 до 80 *м*) лежат на отложениях кембрия. В составе толщи участвуют разнозернистые песчаники, алевролиты и сланцы. Изредка встречаются прослои известняков и кремни-

стых пород. Мощность толщи 700—885 *м*. В известковистых песчаниках средней части разреза встречены *Leptellina* sp., *Lonchodomas* sp., *Remopleurides* ex gr. *mukatchensis* W e b. среднеордовикского возраста.

Возможно также, что к лландейло относится часть нижней половины терригенной пачки; которая залегает в основании толщи, выделяемой как нерасчлененные лландейло — нижне-среднекарадокские отложения (рассматриваемая толща занимает значительные площади в Кастекском хр.). Так, в долине р. Тасты, как указывает В. Н. Охотников (1967 г.) собраны: *Bathyuriscops granulatus* (W e b.), *Lonchodomas karakanensis* W e b., *Raphiophorus* aff. *volborthi* S c h m., *Illaenus* ex gr. *tchernyschevae* L i s., *Trinodus glabratus* var. *kirgizica* W e b., *Amphilichas karakanensis* W e b., *Leiostegium* sp. (определения Н. К. Ившина и В. А. Гончаровой). Фауна характерна для отложений лландейльского яруса, а последняя форма встречается и в лланвирне. В верхней части толщи найдены органические остатки, характерные уже для верхов лландейло и низов карадока.

Нерасчлененные лландейло — нижне-среднекарадокские отложения

Эти отложения пользуются сравнительно широким распространением в восточной части района — на северных склонах хребтов Кунгей и Терскей Алатау, в горах Басультау, Каратау и на водоразделе хр. Кетмень.

Фаунистически охарактеризованные отложения лландейло — карадока встречены в Кастекском хребте. Здесь они расчленены на две пачки: нижнюю — терригенную и верхнюю — вулканогенную. Нижняя пачка сложена серыми, зелено-серыми песчаниками, алевролитами, сланцами, гравелитами и конгломератами. В средней части разреза пачки встречаются прослои и мощные линзы известняков (до 100 *м*). Мощность пачки достигает 1200 *м*. В верхней пачке преимущественным развитием пользуются туфы и лавы основного состава. Изредка появляются прослои и линзы конгломератов и известняков с остатками фауны. Мощность вулканогенной пачки около 400 *м*, а толщи в целом 1600—1700 *м*. В среднем течении р. Каракастек из верхней части терригенной пачки собраны *Isoteloides homalonotoides* (W a l.), *Basilicus* sp., *Isotelus* cf. *maximus* L o c k e, которые, по заключению М. Н. Королевой, определяют возраст вмещающих осадков как верхи лландейло — низы карадока. На порфириты верхней пачки несогласно налегают девонские отложения.

Восточнее, отложения, подобные описанным, отмечены в верховьях р. Чон-Кемин на территории Киргизии. К востоку от Чилико-Кеминского горного узла в Заилийском Алатау отложения лландейло — карадока неизвестны. Выходы толщи на северном склоне Кунгей Алатау представлены зелено-серыми песчаниками и сланцами с редкими горизонтами известняков. Породы интенсивно дислоцированы. Иногда в давленых алевролитах встречаются сильно деформированные остатки брахиопод. Мощность осадков здесь 700—800 *м*.

На северном склоне хр. Терскей Алатау лландейло — нижне-среднекарадокские образования обнажаются полосой субширотного простирания и прослеживаются от государственной границы на востоке до р. Турук и далее на запад. По данным И. Л. Захарова и Л. Н. Мозолева, они залегают с несогласием на кембрийских отложениях и прорваны позднеордовикскими гранитоидами. Толща сложена в нижней части сланцами с прослоями конгломератов, песчаников, андезитовых порфиритов и туфов. В верхней части разреза доминируют сланцы и известняки. Мощность лландейло-карадокских отложений от 1000 до

3000 *м*. Возраст их определяется по фауне, собранной В. И. Кнауфом (1954 г., 1964 г.) из отложений этой толщи в верховьях рек Каркара и Кашкатор (Киргизия).

Несколько иной характер имеют разрезы рассматриваемой толщи в горах Басулытау, Ельчинбуйрюк, Каратау и в хр. Кетмень. Здесь преобладают основные и средние эффузивы и их пирокласты. В резко подчиненном количестве встречаются прослои туфопесчаников, алевролитов, полосчатых туффитов и очень редко известняков. В отдельных случаях среди андезитовых порфиритов наблюдаются быстро выклинивающиеся горизонты липаритовых порфиров. В горах Басулытау в основании видимого разреза залегают конгломераты (50—60 *м*). Повсеместно породы интенсивно дислоцированы и изменены. Мощность толщи 1400—1500 *м*. Возможно она занижена, так как выходы толщи почти всюду ограничены линиями разломов.

В горах Каратау в пачке известняков, приуроченных к самым верхам разреза, Б. Ф. Кашкаров (1960 г.) собрал *Maclurites* aff. *tubicina* (Koken.), *Pararaphistoma* sp., *Raphistoma* sp., *Isospira* sp. и *Pliomera* sp. Гастроподы, по заключению В. А. Востоковой, средне-верхнеордовикские, а *Pliomera* sp. по мнению М. Н. Королевой — карадокская форма. Б. Ф. Кашкаров рассматривает эту пачку (50 *м*) как самостоятельную стратиграфическую единицу и относит ее к карадоку. Быть может это верно, если принять во внимание слабый метаморфизм известняков. Основная часть толщи, сложенная вулканогенными породами, никаких признаков органических остатков не обнаруживает и поэтому возраст ее в значительной мере условен.

Верхний отдел

Верхний ордовик представлен верхнекарадокским ярусом, отложения которого встречены только на востоке: на северном склоне Кунгей Алатау, в верховьях р. Жинишке, восточной части хр. Сарытау и Согатинской депрессии. Верхнекарадокские отложения залегают несогласно на среднеордовикских и доордовикских образованиях, от которых резко отличаются степенью метаморфизма и характером дислокаций. Ранее верхнекарадокские отложения нередко поэтому относили к карбону.

Во всех выходах нижние части разрезов верхнего карадока сложены существенно конгломератовой пачкой мощностью от нескольких десятков до 250 *м*, которая постепенно сменяется песчаниками с прослоями алевролитов, сланцев и известняков. Мощность толщи около 500 *м*. Повсюду в отложениях встречены многочисленные органические остатки: *Leptolloidea multicostata* Boris., *Dulankarella magna* Ruk., *Rhynchotrema otarica* Ruk., *Remopleurides salteri* var. *girvanensis* Reed, *Pliomera* cf. *medoevi* Lis. и другие формы, характерные для доланкаринского горизонта Чу-Илийских гор.

ДЖУНГАРСКИЙ АЛАТАУ

К ордовикским отложениям в Джунгарском Алатау в настоящее время относят сууктюбинскую, текелийскую и жиландинскую свиты (Н. А. Афоничев, В. Ф. Беспалов, С. Е. Майрин, И. И. Никитченко и др.).

Ордовикские отложения распространены в Центральной Джунгарии (горы Каратау) и особенно широко в Южном хребте — в горах Сарынакой, Сууктюбе, Сарычабын, Кызылкия, Жиланды, Бурхансартау, Тышкантау, Музтау.

Сууктюбинская свита развита в горах Сарынакой (участки Теректы и Нойедорф), Сууктюбе, Жиланды, Бурхансартау, Тышкантау, Музтау, в бассейне р. Текели, на южных склонах хр. Токсанбай (верховья рек Сатылы и Малый Усек), в районе оз. Казанколь. Ее небольшие выходы известны в западной части Северного хр. — в горах Мынчукур и Каратау. К этой же свите, вероятно, относятся карбонатные породы, обнажающиеся в узком тектоническом клине на северных склонах хр. Алтынэмель.

Сууктюбинская свита представлена существенно карбонатными и известково-мергелистыми осадками, в настоящее время значительно метаморфизованными. Сильно дислоцированные породы свиты обычно имеют крутые до вертикальных углы падения, а в горах Сууктюбе, Бурхансартау и Тышкантау местами находятся в опрокинутом залегании, что затрудняет установление нормальной последовательности. В верховье руч. Теректы и на южных склонах гор Сарычабын свита согласно, без следов размыва, налегает на нижележащие отложения условно кембрийской сарычабынской свиты и также согласно перекрыта карбонатно-песчанико-сланцевой текелийской свитой.

Среди пород сууктюбинской свиты выделяются массивные, грубополосчатые, слоистые, в различной степени мраморизованные известняки, местами углистые и графитизированные; мраморы, доломиты, тонкополосчатые карбонатно-силикатные и известково-глинистые породы, кальцифиры, маломощные прослои известково-углистых, глинистых и серицитовых сланцев. В карбонатных горизонтах на отдельных участках присутствуют метаморфогенные минералы — тремолит, пироксен, форстерит, цоизит, актинолит, калишпат, биотит, мусковит, указывающие на глубокие преобразования мергелистых и карбонатных осадков. В низах свиты преобладают породы сложного карбонатно-силикатного состава — тремолито-известковистые, актинолито-полевошпатовые, тремолито-цоизитовые и др.; в верхах — массивные и слоистые мраморизованные известняки, доломиты, углистые известняки. Структуры пород различные, преимущественно тонкозернистые; текстуры — от массивных до тонкослоистых.

Наиболее полно сууктюбинская свита представлена в горах Сууктюбе и на южном крыле Южно-Джунгарского антиклинория. Это серые и розоватые массивные, иногда грубополосчатые и грубослоистые известняками, местами подвергшиеся скарнированию. Общая мощность сууктюбинской свиты в горах Сууктюбе достигает 1200—1500 *м*.

На Текелийском участке сууктюбинская свита обнажается полосой широтного простирания и участвует в строении северного крыла Южно-Джунгарского антиклинория. Самые нижние горизонты ее неизвестны (уничтожены герцинскими гранитоидами). Разрез свиты в общем аналогичен таковому Сууктюбинского участка, отличаясь местами меньшим метаморфизмом пород. Свита подразделяется на три подсвиты, которые как и в горах Сууктюбе, представлены чередующимися массивными, слоистыми известняками и грубополосчатыми карбонатно-кремнистыми породами. В восточной части полосы, в районе горы Актюбе, П. А. Руденко, Н. Н. Шухов и другие (1964 г.) к нижней подсвите сууктюбинской свиты отнесли темные серые грубополосчатые мраморизованные известняки с частыми кремнистыми и реже карбонатно-кремнистыми прослоями мощностью более 500 *м*. Средняя подсвита представлена зеленовато-серыми тонкоплитчатыми серицито-кварцевыми сланцами с прослоями (1—5 *м*) темно-серых известняков (120—150 *м*) и темно-серыми массивными, реже слоистыми известняками с прослоями (1—5 *м*) серых кремнисто-серицитовых сланцев (100 *м*). Верхняя подсвита сложена серыми и темно-серыми слоистыми (1—3 *см*)

микрозернистыми известняками, местами плитчатыми (250 *м*), и светло-серыми слоистыми (1—3 *см*) мелкозернистыми (200 *м*). Общая мощность сууктюбинской свиты по разрезу составляет около 1200 *м*. Севернее горы Актюбе в средней подсвите появляются линзообразные прослои кварцевых песчаников и углисто-кремнистых сланцев. Максимальная видимая мощность сууктюбинской свиты на Текелийском участке 1250 *м*.

На южных склонах гор Сарычабын сууктюбинская свита согласно залегает на переходной пачке сарычабынской свиты. Здесь известно ее основание. По данным П. К. Жукова и А. Е. Шлыгина (1961 г.) в строении свиты участвуют темно-серые и массивные, иногда грубополосчатые частью углистые известянки. Видимая часть разреза около 1140 *м*.

В горах Бурхансартау, в районе месторождения Усек, по данным Ш. А. Байкенева, Ю. И. Казанина, А. Е. Шлыгина (1961 г.) в основании сууктюбинской свиты на кристаллических сланцах сарычабынской свиты залегает горизонт серых и желтовато-серых ребристых мелкозернистых известянков с редкими маломощными силикатными прослоями общей мощностью 20 *м*. Выше располагается линзообразное тело серых и темно-серых карбонатных брекчий спорного генезиса, сменяющихся по простиранию и по падению темно-серыми тонкослоистыми известняками; размеры угловатых обломков от 1 до 40 *см*. Максимальная мощность линзы 800—1000 *м*. Выше залегают серые среднезернистые полосчатые мраморизованные известняки (80 *м*), сменяющиеся темно-серыми массивными брекчиевидными известняками (120 *м*). Налегающая на них пачка белых, темно-серых, желтовато-серых и черных известняков (350 *м*) в нижней части содержит прослой тонкозернистых искристых доломитов. Верхнюю часть разреза слагают темно-серые кварцево-серицитовые сланцы с прослоями известняков и известковистых сланцев (более 100 *м*) и белые крупнозернистые мраморы и мраморизованные известняки мощностью более 300 *м*. Самые верхи разреза неизвестны. Общая мощность свиты в горах Бурхансартау 1800—2000 *м*.

В верховьях р. Казан сууктюбинская свита имеет в общем аналогичный состав. С. Е. Майриным и В. Д. Стеркиным она разделена на две подсвиты. Нижняя представлена темно-серыми и серыми плитчатыми и известковистыми сланцами, содержащими тонкие прослои песчанистых известяков. Ее видимая мощность 700—800 *м*. Верхняя пачка шире распространенная и более пестрая по составу, в районе междуречья Улькунказан — Токтанды характеризуется преобладанием тонкополосчатых темно-серых и серых мраморизованных частью графитизированных известняков. В верхней части разреза встречаются прослои хлоритово-серицитовых сланцев.

В верхней части разреза отмечены прослои кварцитов. На востоке Южного хр. общая мощность сууктюбинской свиты составляет 1500—1700 *м*. Здесь, так же как и в западных районах, сууктюбинская свита с постепенными переходами перекрыта текелийской. Граница между ними проводится по кровле последнего мощного горизонта известняков. Не исключено, что верхние части верхней пачки могут параллелизоваться с низами текелийской свиты более западных районов.

В северном хребте Джунгарского Алатау сууктюбинская свита развита в водораздельной части гор Мынчукур. По данным И. И. Никитченко (1958 г.), она преимущественно выражена карбонатными породами (мраморизованными известняками и в меньшей степени доломитами). В целом для сууктюбинской свиты характерно преобладание карбонатных пород — разнообразных известняков и в меньшей степени доломитов. В составе свиты участвуют терригенные и терригенно-кар-

бонатные породы. Несмотря на широкое распространение известняков, достоверных фаунистических остатков в них не встречено и возраст свиты определяется лишь по ее положению в общем разрезе нижнего палеозоя. С подстилающими и перекрывающими свитами она залегает совершенно согласно.

Текелийская свита, как и суутюбинская, впервые была выделена в 1935 г. Е. А. Немовым. К ней отнесена толща углистых, глинистых, карбонатных и кремнистых сланцев (а также всевозможных переходных разновидностей — углисто-кремнистых, углисто-кремнисто-глинистых, кремнисто-глинистых и других), согласно налегающая на породы сууктюбинской свиты. В строении толщи участвуют также известняки, доломиты, кварцевые песчаники и алевролиты, в верхах разреза — вулканиты — спилиты, андезитовые порфириты, их туфы. На отдельных участках породы сильно изменены, сланцы превращены в филлиты и кварцево-слюдяные сланцы, в карбонатно-кремнистых породах возникли силикатные минералы, вулканиты амфиболизированы.

В Северном хребте текелийская свита неизвестна. В Южном хребте она развита на участке Нойедорф, в верховьях р. Теректы, районе месторождения Текели (изучена лучше всего), горах Сууктюбе, верховьях рек Сатылы и Усек, горах Бурхансартау, Тышкантау, Музтау и окрестностях оз. Казанколь.

В районе Текелийского месторождения породы текелийской свиты слагают узкую широтно ориентированную полосу длиной до 15 *км*, состоящую из часто и сложно перемежающихся слоев различных сланцев. Здесь широко проявлены фациальные замещения, затрудняющие анализ последовательности отложений. Р. А. Дегтярев и Ш. А. Байкенев в результате детального изучения установили следующую последовательность пород, которые налегают согласно на кремнисто-карбонатные породы сууктюбинской свиты (снизу вверх):

1. Подрудная пачка; темно-серые и зеленовато-серые полосчатые глинисто-кремнисто-известковистые сланцы, переслаивающиеся с известняками . . . . . 200—400 *м*

2. Рудная пачка; черные и темно-серые алевритистые углистые, кремнистые, зеленовато-серые филлитизированные глинистые сланцы, серые доломитистые известняки, доломиты, доломитистые и известковистые сланцы, рассланцованные зеленовато-серые алевролиты, песчаники, конгломераты, линзы пиритов, возможно осадочного генезиса . . . 200—500 „

3. Кремнистая пачка; черные и темно-серые кремнистые, реже углисто-кремнистые, кремнисто-глинистые, углисто-глинистые сланцы, серые известняки . . . . . 80—200 „

4. Эффузивная пачка; зеленовато-серые андезитовые порфириты, реже их туфы, иногда бомбовой текстуры, часто переслаивающиеся с кремнистыми, кремнисто-глинистыми, углисто-кремнистыми сланцами, реже доломитами, известняками, конгломератами . . . . . 80—450 „

5. Глинисто-кремнистая пачка; черные и темно-серые глинистые, кремнистые, реже углистые сланцы и андезитовые порфириты . . . . 50—80 „

6. Фосфатная пачка; черные и темно-серые кремнистые с желваками фосфоритов, глинистые, углисто-глинистые сланцы, зеленовато-серые андезитовые порфириты, их туфы, фиолетово- и буровато-серые фосфатоносные кварцевые песчаники, серые известняки и доломиты . . 250—500 „

Средняя мощность текелийской свиты в районе месторождения Текели составляет 1300—1400 *м*.

Выделенные пачки лучше всего прослеживаются на участке Текели—Яблоновое. К западу и к востоку мощности горизонтов резко изменяются, наблюдаются частые и сложные фациальные переходы при общем увеличении мощности свиты с востока на запад (рис. 19). Подрудная пачка наиболее выдержана, литологический состав однообразен. Рудная пачка, в целом хорошо выдерживающаяся на значительном расстоянии в районе Текели, характеризуется разнообразием состава, крайне быстрой сменой пород по простиранию, меняющейся мощностью

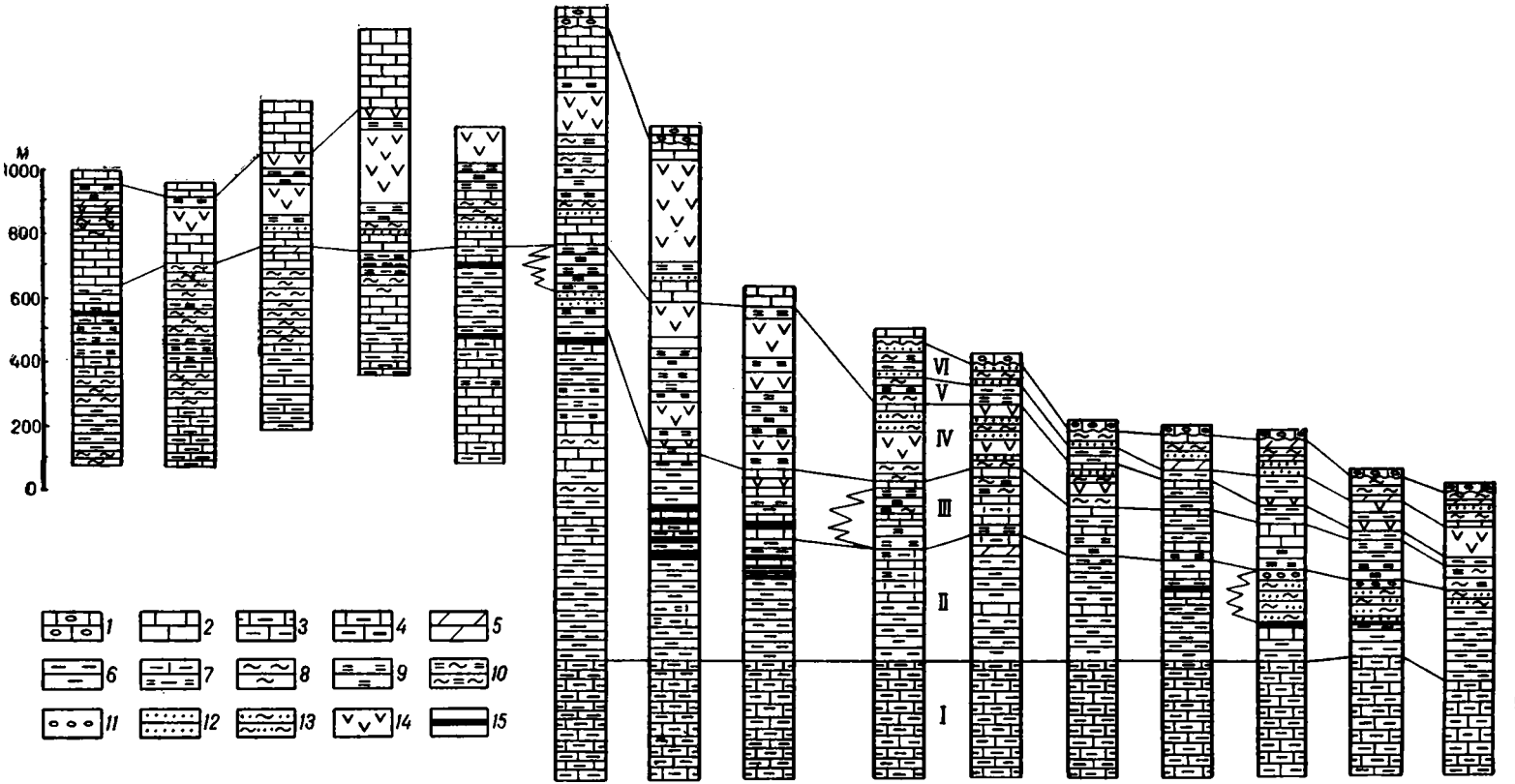


Рис. 19. Схема сопоставления разрезов текелийской свиты в Текелийском рудном поле (Южно-Джунгарский антиклинорий) (по Р. А. Дегтяреву и Ш. А. Байкеневу)

1 — нижнедевонские известковые конгломераты; *2* — известняки (частично жиландинская свита); *3* — кремнисто-карбонатные, глинисто-кремнисто-карбонатные сланцы; *4* — углистые известняки; *5* — доломиты; *6* — углистые сланцы; *7* — углистые кремнисто-карбонатные сланцы; *8* — глинистые сланцы; *9* — кремнистые сланцы; *10* — кремнисто-глинистые сланцы; *11* — кварцевые конгломераты; *12* — кварцевые песчаники; *13* — песчано-глинистые сланцы; *14* — спилиты, диабазы и их туфы; *15* — пиритовые породы. Расстояния между разрезами 0,4—1,5 *км*

отдельных слоев. Кремнистая пачка в западном направлении замещается углисто-известковисто-глинистыми сланцами, содержащими прослои известняков и доломитов. Эффузивная пачка хорошо выдержана, эффузивы встречаются не только на Текелийском, но и на других участках западной части Южного хребта; глинисто-кремнистая и фосфатная пачки также достаточно выдержаны. На породы текелийской свиты в районе Текелийского месторождения с размывом и небольшим угловым несогласием налегают нижнедевонские отложения.

В горах Сууктюбе породы текелийской свиты метаморфизованы значительно сильнее. В них широко распространены тремолит, хлорит, реже пироксен, гранат, биотит, на некоторых участках породы интенсивно окварцованы. Отдельные части разреза подверглись послойному дроблению, приведшему к возникновению толщ карбонатных брекчий. Текелийская свита здесь согласно налегает на породы сууктюбинской свиты.

По данным Ю. И. Казанина, А. Е. Шлыгина, Ш. А. Байкенева, П. К. Жукова (1957, 1960 гг.) в районе руч. Кюелы в основании толщи находятся известково-силикатные породы с прослоями углистых, углисто-кремнистых и известково-углистых сланцев, особенно обильных в верхних частях горизонта (120 *м*). Их перекрывают переслаивающиеся кварцево-серицитовые и кварцево-хлорито-серицитовые сланцы, кварцевые песчаники и конгломераты мощностью 147 *м*. Выше расположена мощная (1000—1100 *м*) толща карбонатных пород, состоящая более, чем на три четверти из карбонатных брекчий. Брекчии слагают мощные линзообразные тела, согласно облекаемые слоистыми и реже массивными мраморизованными известняками, иногда известково-силикатными породами, алевритистыми известняками и доломитами. Брекчии нередко сильно окварцованы.

Верхние части свиты слагают известково-хлоритовые и кремнисто-известково-серицитовые сланцы (180 *м*), андезитовые порфириты, их туфы, туфобрекчии (170 *м*). Мощность толщи в горах Сууктюбе около 1700 *м*. Здесь текелийская свита согласно перекрыта жиландинской свитой, венчающей разрез нижнего палеозоя.

В западной части гор Сууктюбе, по р. Жиланды, в контактовом ореоле Жиланды-Кусакского массива гранитоидов, по данным П. А. Руденко, Н. Н. Шухова и других (1964 г.) обнажены верхние части разреза текелийской свиты. Здесь они подверглись интенсивным изменениям. Кремнистые, глинистые и глинисто-кремнистые сланцы превращены в пироксеновые и кварцево-тремолитовые роговики, биотитовые и биотито-полевошпатовые сланцы, слагающие около половины разреза толщи. Разрез начинается плотными желтовато-белыми содержащими апатит кварцитами. Характерно присутствие внутриформационных (?) метаморфизованных конгломератов с галькой кварцитов, карбонатных пород, а также гранитоидов и эффузивов, и нескольких мощных (общей мощностью свыше 300 *м*) горизонтов сильно измененных биотитизированных и амфиболизированных, местами рассланцованных базальтовых и андезито-базальтовых порфиритов. Некоторые покровы порфиритов насыщены обильными миндалинами, выполненными карбонатом, кварцем и метаморфогенным биотитом. Общая неполная мощность свиты 700 *м*.

В верховьях р. Сатылы, по данным Ю. И. Казанина, текелийская свита обнажена на крыльях крупной Сатылинской антиклинали. Свита на северном крыле антиклинали представлена серыми и темно-серыми известковистыми сланцами с прослоями глинисто-известково-серицитовых и кремнисто-серицитовых сланцев. В верхней части разреза располагается пачка «обеленных» глинисто-углистых сланцев и пачка ли-

стоватых пиритизированных сланцев. Кровля свиты образована серыми плитчатыми известняками и бурыми глинистыми сланцами.

Текелийская свита перекрыта конгломератами нижнего девона. Описанный разрез (около 500—600 *м*) охватывает среднюю и верхнюю части текелийской свиты. Ее низы скрыты под моренными отложениями р. Сатылы, за которыми обнажается сууктюбинская свита. На южном крыле Сатылинской антиклинали текелийская свита встречена в верховьях р. Киши-Сатылы, на водоразделе с бассейном р. Малый Усек. Здесь она выражена темно-серыми брекчиевидными известняками, полосчатыми серыми известняками, полосчатыми карбонатно-кремнистыми породами.

В горах Тышкантау С. Е. Майрин, В. Д. Стеркин и другие в текелийской свите выделили три пачки. Нижняя (400—500 *м*) выражена чередующимися темно-серыми известковистыми, глинисто-известковистыми и зеленовато-серыми кварцево-известково-серицитовыми сланцами с прослоями серых массивных известняков. Средняя пачка (не менее 600—700 *м*) сложена темно-серыми и зелено-серыми кварцево-серицитовыми, известково-кварцево-серицитовыми, углистыми известковистыми сланцами, прослоями серых известняков, песчанистых известняков и линз кварцитовидных песчаников. В верхней пачке преобладают темные зеленовато-серые кварцево-серицитовые сланцы и серые кварцевые песчаники; количество карбонатных прослоев резко уменьшается. Мощность текелийской свиты в горах Тышкантау не менее 1800 *м*.

В составе первичных осадков текелийской свиты по сравнению с сууктюбинской резко возрастает роль терригенного материала. Хотя среди терригенных отложений преобладают тонкозернистые глинистые породы, значительное место занимают кварцевые песчаники, алевролиты и конгломераты, образующие прослои и линзы иногда значительной (до 100 *м*) мощности. Для свиты характерно обилие углистых и кремнистых пород, а также появление фосфатоносных образований — песчаников с фосфоритовым цементом, глинисто-кремнистых пород с фосфоритовыми конкрециями. В западной части Южного хребта в верхних частях разрезов повсеместно встречаются горизонты эффузивов среднего и основного состава. Органические остатки в породах свиты не встречены, и определение ее возраста остается условным. *

Жиландинская свита. Согласно залегающие на породах текелийской свиты отложения жиландинской свиты известны только в западной части Южного хр. Они широко распространены на южных склонах гор Сууктюбе, в верховьях рек Жиланды и Жангыз. Здесь отложения свиты на значительном протяжении несогласно перекрыты эффузивно- осадочными породами нижнего карбона и на некоторых участках — нижнего девона. На Текелийском участке карбонатные породы жиландинской свиты в виде узкой ленты выступают из-под нижнедевонских отложений. Они установлены также на участке Нойедорф (горы Сарынакой). Литологический состав жиландинской свиты весьма однообразен. Почти повсюду она сложена серыми и голубовато-серыми, иногда розоватыми или пестрыми известняками массивной, слабо слоистой или узловатой текстуры и мелкозернистой структуры. В верховьях р. Жиланды среди массивных известняков свиты встречена пачка переслаивающихся известково-кремнистых, известково-глинистых и кремнистых пород мощностью до 170 *м*.

Карбонатные породы жиландинской свиты по литологическим, структурным и текстурным признакам и цвету расчленяются на гори-

* В последние годы в текелийской свите обнаружены остатки радиолярий, спикул, губок, беззамковых брахиопод и водорослей.

зонты серых и розовато-серых массивных известняков, узловатых и бугристых доломитов, известняков с прослоями доломитов и доломитизированных бугристых известняков. Мощность этих горизонтов колеблется от 50 до 300 *м*. Свита отличается исключительно слабым развитием терригенных пород и высокой чистотой известняков. Видимая мощность свиты на юго-западных склонах гор Сууктюбе до 2000 *м*.

Выделение в Коксу-Текелийском районе жиландинской свиты дает возможность предполагать наличие синхронных образований на востоке Южного хр.— в горах Жиланды, Бурхансартау, Тышкантау, Музтау и в районе оз. Казанколь. Если некоторые из карбонатных толщ, ныне относимых к сууктюбинской свите, на самом деле являются жиландинскими, последовательность нижнепалеозойских образований на этих участках будет иной.

Возраст жиландинской свиты определенно додевонский, поскольку отложения нижнего девона резко трансгрессивно с конгломератами в основании перекрывают жиландинскую свиту. Объективных данных для определения более точных возрастных границ очень мало. Ископаемые органические остатки почти не встречаются. Только в 1963 г. П. А. Руденко и А. Г. Сидоров на южных склонах гор Сууктюбе в верхах жиландинской свиты собрали остатки колониальных кораллов, которые, по определению Н. В. Полтавцевой, относятся к семейству Halysitidae и определяют верхнеордовикский — верхнесилурийский возраст известняков.

Анализируя общую геологическую обстановку, следует признать более вероятным верхнеордовикский возраст жиландинских известняков (по крайней мере их верхних горизонтов). Отложения силура в смежных районах (горы Жалгызагаш, район р. Биже, хр. Алтынэмель) представлены литологически иными толщами и ложатся с размывом на гранитоиды, которые в Южном хребте прорывают нижнепалеозойскую толщу. Установление верхнеордовикского возраста жиландинской свиты имеет важное значение для датировки подстилающих нижнепалеозойских толщ, поскольку они залегают согласно, без заметных перерывов и дислоцированы совместно. На этом основании текелийской сууктюбинской и жиландинской свитам нижнепалеозойской толщи условно присвоен ордовикский возраст, а самой нижней — сарычабынской — кембрийский.

ОБЩАЯ СВОДКА

Ордовикские отложения, распространенные почти по всей территории Южного Казахстана, отличаются полнотой разрезов. Состав и соотношения разновозрастных толщ меняются в отдельных районах. И. Ф. Никитин (1964; Никитин и другие 1968) для ордовикского периода выделили несколько структурно-формационных (фациальных) зон, которым присущ определенный состав отложений. Схема в основном правильно отражает особенности геологических процессов в ордовикском периоде, хотя и нуждается в некоторых дополнениях.

Области седиментации в ордовике оставались весьма обширными, но уже в раннюю эпоху существовали поднятия унаследованные с кембрия и вновь возникшие, ограниченные разломами древнего заложения и проявлявшие себя в течение всего периода. Наиболее быстрое осадконакопление происходило в узких линейно вытянутых прогибах, тяготевших к поднятиям. Их активное прогибание компенсировалось образованием мощных терригенных толщ. Линейные прогибы и обширные погружавшиеся относительно стабильные блоки соединялись между собой и представляли единый геосинклинальный морской бассейн с разнотип-

ными условиями формирования осадков. Очертания бассейна, конфигурация его береговой линии в течение ордовика неоднократно менялись, обособлялись участки временной суши. Достоверных континентальных ордовикских отложений не установлено, однако распределение фаций в толщах ордовика позволяют выделять области сноса — острова, о существовании которых, кроме общих палеогеографических данных, свидетельствуют многочисленные остатки наземной флоры.

В западной части Южного Казахстана выделяются Большекаратау-Чаткальская и Малокаратау-Таласская структурно-формационные зоны (рис. 20) отличавшиеся непрерывным осадконакоплением, продол-

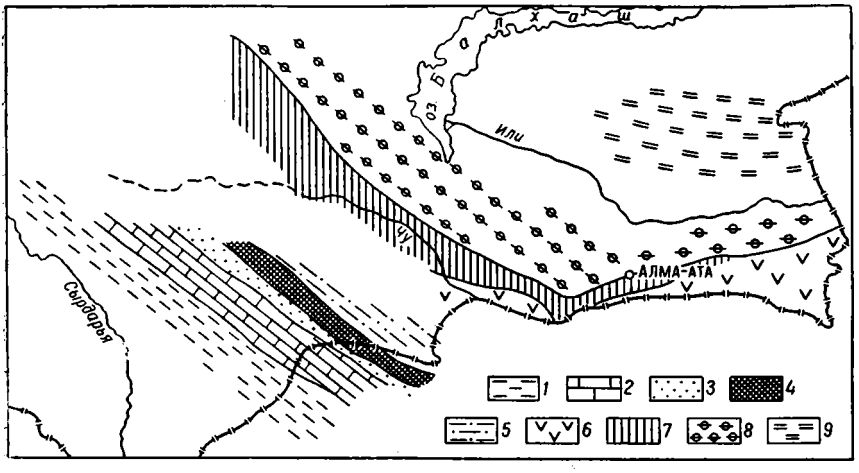


Рис. 20. Схема расположения структурно-формационных зон в ордовикском периоде (составила Т. Б. Рукавишникова на основе схемы И. Ф. Никитина)

1 — Большекаратау-Чаткальская зона; *2* — Малокаратау-Таласская зона; *3—5* — Киргизская зона; *3* — Алмалинская подзона, *4* — Макбельское поднятие, *5* — Кенкольская подзона; *6* — Степняк-Бетпакдалинская зона; *7* — Кендыктас-Бетпакдалинское и Заилийское поднятия; *8* — Еременгау-Чуилийская зона; *9* — Джунгарский блок

жавшимся с нижнего кембрия (Кокчетав-Каратауская зона, по И. Ф. Никитину). В Большекаратау-Чаткальской зоне оно длилось до конца ордовика, а в Малокаратау-Таласской — завершилось уже в среднем ордовике (табл. 5). В центральной области Южного Казахстана в ордовике движения были резко дифференцированы. Киргизская зона, охватывающая казахстанскую часть Киргизского хребта, объединяет Макбельское поднятие и окаймляющие его Алмалинский и Кенкольский прогибы. Поднятие, существовавшее еще очевидно в кембрии, представляло область сноса, откуда терригенный материал поступал в Алмалинский прогиб, фиксируемый в среднем и позднем ордовике, и в Кенкольский прогиб, развитие которого началось в кембрии и продолжалось в раннем и среднем ордовике. На северо-западе оно скрыто под молодыми отложениями Чуйской депрессии, где существование древнего поднятия подтверждено геофизическими материалами и данными буровых скважин, вскрывших метаморфизованные породы (Таласский вал).

О строении территории, расположенной восточнее Киргизской зоны, данных мало. Возможно, что там существовала зона накопления терригенных осадков, отвечающая Карабалтинской зоне, по В. И. Кнауфу (1964 г.), однако на территории Казахстана она не обнажена. Степняк-Бетпакдалинская зона включает Кендыктасский, Кеминский и Кетмен-

ский прогибы, Кендыктас-Бетпакдалинское и Заилийское поднятия; возможно, к ней относится прогиб в районе гор Котнак в северной части Чу-Балхашского района. Для зоны характерно наличие значительных внутренних несогласий и активная вулканическая деятельность. Ементау-Чуилийская зона объединяет обширные выходы ордовика, прослеживаемые от северной границы Чу-Балхашского района до северных склонов хр. Кетмень на юго-востоке. В этой зоне выделяются Каратальский, Западно-Прибалхашский, Сарытумский, Джалаир-Найманский и Заилийский прогибы. В этой зоне существовали внутренние поднятия (Анрахайское, Бурунтавское и др.), которые, наряду с поднятиями сопредельной Степняк-Бетпакдалинской зоны, были источником накопления терригенного материала. Осадконакопление в этой зоне, хотя и было непрерывным в целом, в отдельных прогибах в различные отрезки времени прекращалось. В южной и центральной частях Джалаир-Найманского прогиба оно не завершилось в ордовике и без перерыва продолжалось в силурийском периоде.

На северо-востоке Южного Казахстана располагался Джунгарский относительно устойчивый блок длительного погружения — самостоятельная структурно-формационная зона, в которой до конца ордовика продолжали формироваться существенно терригенно-карбонатные толщи (отчасти с вулканитами) без заметных внутренних несогласий и перерывов. Граница его на северо-востоке неизвестна, но, судя по составу отложений, береговая линия находилась на значительном удалении.

Строение территории Южного Казахстана в нижнем ордовике было близким строению его и в конце кембрийского периода. Повсюду, где установлены отложения тремадока, они тесно связаны с верхнекембрийскими образованиями. В Ементау-Чуилийской зоне нижние горизонты ордовика, несогласно налегающие на доордовикские породы, содержат органические остатки аренигского яруса. Возможно, что более древние отложения ордовика рассматриваются совместно с кембрийскими толщами. В Кендыктасском прогибе образования тремадока и неразрывно связанные с ними (?) отложения нижнего аренига не имеют взаимоотношений с подстилающими породами. В Джунгарской зоне, где точное стратиграфическое положение условно выделенных ордовикских толщ неизвестно, непрерывность разрезов заставляет предполагать отсутствие несогласий перед ордовиком и в его раннюю эпоху.

Для раннего ордовика характерно преобладание карбонатных и тонкозернистых терригенных фаций и очень слабое распространение конгломератов, что свидетельствует об отсутствии резко выраженных поднятий или об удаленности участков осадконакопления от областей сноса. В Большекаратауской зоне в нижнем ордовике повсеместно формировались маломощные образования кремнисто-глинисто-сланцевой формации, а в самом начале тремадокского времени в Центральном, Южном Каратау и Джабаглах еще продолжали накапливаться, как и в верхнем кембрии, карбонатные осадки (кокбулакская свита). В Малокаратау-Таласской зоне в ордовике геологические условия не изменились и карбонатные (известковые и доломитовые) осадки продолжали формироваться в течение всей ранней эпохи (шабактинская свита). В Киргизской зоне Макбельское поднятие было обширным и занимало территорию, на которой позднее развился Алмалинский прогиб, но снос с него шел, по-видимому, только в восточном направлении, поскольку в Малокаратауском прогибе отлагались чистые карбонатные илы. В Кенкольском прогибе начало ордовика ознаменовалось формированием мощной терригенной толщи, преимущественно алевролито-песчаниковой, но с прослоями конгломератов и известняков. Осадки аре-

нигского века накапливались после тектонических движений, однако состав отложений оставался таким же. Состав кластического материала свидетельствует о размыве вулканогенных толщ кембрия, развитых на обрамлении Макбельского поднятия.

В южной части Степняк-Бетпакдалинской зоны в раннем ордовике формировался Кендыктасский прогиб, с накапливанием карбонатных и алевролито-песчаниковых толщ с редкими прослоями глинистых сланцев; тектонические движения здесь происходили в середине аренигского века. Отсутствие ордовикских отложений в Бетпак-Дале (на Чуйской глыбе) и северной части Кендыктаса возможно свидетельствует о начавшемся формировании в раннюю эпоху ордовика поднятия, включавшего отмеченные районы. В западной части Кеминского прогиба тремадокские карбонатно-кремнистые отложения тесно связаны с нижележащими кембрийскими. В более восточных районах Кеминского прогиба нижние части нижнеордовикского разреза представлены вулканитами среднего состава, а верхние — тонкозернистыми терригенными и кремнисто-карбонатно-терригенными образованиями.

В Ерементау-Чуилийской зоне наиболее активным был Каратальский прогиб, где накапливались мощные толщи песчаников (кварцево-песчаниковая формация ?) с прослоями туфов, образование которых связывается со Степняк-Бетпакдалинской зоной. В Джалаир-Найманском прогибе отложения были преимущественно карбонатно-терригенными, однако в маломощной толще (акжалская свита) отмечаются также андезитовые порфириты и их туфы. В Сарытумском прогибе нижний ордовик представлен преимущественно вулканитами (в нижних частях болгожинской свиты — средними и основными, в верхних — туфами умеренно-кислого и кислого состава). В Чу-Балхашском районе разрез нижнеордовикских отложений начинается с аренигского яруса. Более древние ордовикские отложения неизвестны, но вполне возможно, что они не отделены от кембрийских образований и тогда выражены вулканитами среднего и основного состава. На востоке Ерементау-Чуилийской зоны (в Заилийском Алатау и его отрогах) отложения нижнего отдела неизвестны.

В Джунгарской структурно-формационной зоне (если правильно отнесение сууктюбинской и вышележащих древних свит к ордовику) формировалась мощная кремнисто-карбонатная толща, в которой отмечаются отдельные горизонты доломитов.

В среднем ордовике на западе Южного Казахстана условия осадконакопления изменились весьма незначительно. В филлитизированной глинисто-сланцевой толще Большекаратау-Чаткальской зоны вверх по разрезу постепенно возрастает крупность терригенного материала (суындыкская свита) и в конце эпохи накапливается уже существенно песчаниковая бешарыкская свита. В Малокаратау-Таласской зоне в среднюю эпоху закончилось формирование мощной карбонатной шабактинской свиты, в которой большое значение имеют доломиты. В Киргизской зоне в среднем ордовике началось осадконакопление в Алмалинском прогибе. Здесь формировались мощные терригенные толщи, внизу более грубозернистые (тектурмасская свита), выше более тонкозернистые, иногда флишоидные (алмалинская и карасайская свиты). Верхние части карасайской свиты, содержащие линзы известняков, относятся уже к поздней эпохе. В Кенкольском прогибе ордовикское осадконакопление завершилось еще в среднем ордовике, состав осадков оставался терригенным (существенно алевролито-песчаниковым).

В Степняк-Бетпакдалинской зоне, в Кендыктасском прогибе, наряду с формированием терригенных толщ, содержащих прослои глинистых и кремнистых сланцев и более редких известняков (кремнисто-

глинисто-сланцевая формация), протекали активные вулканические процессы, образовавшие пачки эффузивных пород, преимущественно среднего, реже кислого состава, их туфов и более обильных вулканомиктовых образований (туфопесчаников, туфоконгломератов, туффитов). Количество вулканических образований в прогибе возрастает с юго-запада на северо-восток. В результате интенсивного осадконакопления в Кендыктасском прогибе в среднем ордовике накопились толщи большой мощности, разделенные внутренними несогласиями на несколько свит. В восточных районах этой зоны, на северном склоне Кунгей Алатау, в среднюю эпоху накапливались сланцево-терригенные толщи с редкими горизонтами андезитовых порфиритов. Вулканическая деятельность во второй половине среднего ордовика значительно возросла на востоке, в водораздельной части хр. Кетмень, в горах Басулытау, Ельчинбуйрюк, Каратау, где развиты лавы и пирокласты основного и среднего состава; терригенные породы имеют меньшее значение. В северо-восточных отрогах Терской Алатау (очевидно в самостоятельном Восточно-Терскейском прогибе) формировалась сложная карбонатно-сланцевая толща с прослоями более грубых терригенных осадков и средних вулканитов. Этот прогиб скорее всего относится уже к другой структурно-формационной зоне, обрамляющей с юга Иссыккульский массив (по В. И. Кнауфу).

Ементау-Чуилийская зона в среднем ордовике была площадью активного осадконакопления. В Джалаир-Найманском и Сарытумском прогибах терригенные отложения с незначительной примесью карбонатного материала залегают как на нижнеордовикских отложениях, так и на более древних толщах.

В Джалаир-Найманской зоне продолжался начавшийся ранее седиментационный цикл. В Западном Прибалхашье седиментация началась только в лланвирне, а в Сарытумском прогибе — в нижнекарадокское время. В Западном Прибалхашье с начала среднего ордовика накапливались маломощные кремнистые осадки с примесью туфогенного материала («отдаленная кремнистая» формация?). В Каратальском, западной части Джалаир-Найманского и Сарытумском прогибах накапливались тонкозернистые терригенные толщи; значительной мощности в Каратальском прогибе и небольшой — в Джалаир-Найманском (горы Тюлькули). В верхах разреза терригенной толщи среднего ордовика Джалаир-Найманского прогиба отмечены отложения флишоидного типа.

В восточных частях Ементау-Чуилийской зоны, Заилийском районе, выделяются отложения второй половины ордовика. В Кастекском прогибе время начала осадконакопления не установлено, но в лландейло, нижнем и среднем карадоке здесь накапливались зеленоцветные терригенные и карбонатно-терригенные отложения, формирование которых сменилось вулканическими процессами, образовавшими толщу основных лав и их туфов. В восточной части Заилийского района (р. Жинишке, горы Улькунбогуты, северо-западный склон хр. Кетмень) отложения среднего ордовика или сланцевые (филлитовидные, (серицито-кремнистые, иногда углистые), или терригенные (сланцево-песчаниковые, с гравелитами и конгломератами, иногда известняками) несогласно залегают на доордовикских отложениях.

Если возраст текелийской свиты считать условно средним ордовиком, то в Джунгарской зоне осадконакопление в эту эпоху было весьма сложным; преобладали кремнистые, углистые, глинистые и карбонатные осадки, нередко отлагавшиеся совместно и создавшие сложную серию разнообразных сланцев. В меньшем объеме накапливались более грубые осадки, преимущественно кварцевые песчаники и алевролиты, а иногда и конгломераты. Кремнистые осадки и песчаники иногда

фосфатоносны, а углистые — ванадиеносны. В конце среднего ордовика происходили излияния лав и выбросы туфов среднего и основного состава; горизонты вулканитов чередуются преимущественно с кремнистыми породами. Очевидно, Джунгарская зона была удалена от внутригеосинклинальных поднятий и отделена прогибами, аккумулировавшими более грубый терригенный материал; значительная часть осадков в эту зону поступала из удаленных областей с устойчивым режимом.

В течение карадока происходили активные тектонические движения, существенно изменившие границы бассейнов осадконакопления. В западных зонах осадконакопление происходило в Большекаратау-Чаткальской зоне, где в условиях прибрежной зоны шельфа, о чем свидетельствуют трещины усыхания, следы ряби и волноприбойные знаки, завершалось накопление терригенной бешарыкской свиты. В Алмалинском прогибе Киргизской зоны в верхнем карадоке закончилось формирование карасайской терригенной свиты. В эту эпоху Макбельское поднятие очевидно значительно разрослось в восточном направлении и в Кенкольском прогибе верхнеордовикские образования неизвестны.

В Кендыктасском прогибе отлагались мощные грубые терригенные толщи (конгломераты и песчаники). Возможно, что в самом начале позднеордовикской эпохи еще происходили излияния андезитовых лав и отложение их туфов (кескентасская свита). В более восточных районах верхнеордовикские грубые терригенные осадки отлагались на северных склонах Кунгей Алатау. Здесь граница со смежной Еременгау-Чуилийской структурно-формационной зоной стерта и провести ее по комплексу осадков невозможно.

В Еременгау-Чуилийской зоне (исключая Западно-Прибалхашский прогиб, который испытал инверсию) бассейн осадконакопления в верхнем карадоке достиг максимальных размеров. Верхнекарадокские отложения залегают на среднеордовикских и доордовикских образованиях. Повсюду происходило накопление терригенных толщ с маломощными линзами рифогенных известняков. Характерно образование мощных горизонтов конгломератов, развитых, главным образом, в основании доланкаринской свиты. Возникли толщи с ритмичным чередованием грубозернистых и тонкозернистых разностей терригенных пород, близких по облику к флишу.

Особенности осадконакопления в позднеордовикскую эпоху свидетельствуют о далеко зашедшей дифференциации на прогибы и поднятия и на значительную высоту последних. Дифференциация особенно хорошо проявилась в юго-восточной части Чу-Илийских гор, где в верхнеордовикское время обособились мелкие тектонические блоки с резко отличными фациальными условиями. Карадокское море изобиловало островами, которые служили внутренними областями сноса. Вулканическая деятельность в верхнем ордовике в Южном Казахстане повсюду прекратилась, и только в районе гор Котнак, в северо-восточной части Чу-Балхашского района, вместе с терригенными и известковыми осадками накапливались вулканиты (порфириты и их туфы). Осадконакопление продолжалось дольше всего в Джалаир-Найманском прогибе, захватив ашгильский век. Здесь верхняя часть верхнего ордовика представлена более тонкозернистыми отложениями — алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, сменяющимися маломощными известняками и мергелистыми породами. Изменение состава осадков очевидно свидетельствует о прекращении активных восходящих движений в смежных поднятиях и о понижении тектонической активности к концу ордовикского периода. Косвенным подтверждением этому может служить почти повсеместное отсутствие отложений ашгильского яруса. В верхнекарадокское время активное осадконакопление происходило и на юго-во-

стоке Ерементау-Чуилийской зоны — в восточной части Заилийского Алатау. Здесь также широко распространены конгломераты, сменяющиеся к верху более тонкозернистыми осадками и отчасти известняками. Седиментации в верхнем карадоке предшествовал глубокий размыв, вскрывший батолитовые гранитоидные интрузии.

Джунгарский блок в отличие от других районов Южного Казахстана продолжал плавное погружение; области поднятия, очевидно, были отделены от него значительными прогибами, аккумулировавшими терригенный материал. Поэтому верхнеордовикские (?) отложения здесь представлены однообразной толщей известняков большой мощности (жиландинская свита).

Наибольшее значение для расчленения и определения возраста отложений ордовика Южного Казахстана имеют колониальные кораллы, брахиоподы, трилобиты и граптолиты. Криноидеи, головоногие моллюски, пластинчатожаберные, брюхоногие, ругозы, мшанки и водоросли встречаются реже и плохо изучены.

Колониальные кораллы известны со среднего ордовика. Эта группа, широко представленная в известковистых и глинистых породах, имеет важное значение для определения возраста и расчленения верхнеордовикских отложений. Наиболее многочисленны кораллы из доланкаринских отложений и их аналогов. В ашгильское время появилось несколько новых родов, имеющих узкое вертикальное распространение.

Брахиоподы — одна из наиболее распространенных групп; они встречаются, начиная с нижнего ордовика во всех фациальных типах пород. Родовой состав комплексов брахиопод для отделов системы различен; однако для выделения руководящих комплексов более дробных стратиграфических подразделений необходимы более детальные исследования. Заслуживает внимания появление в ашгиллии представителей родов *Pentamerus* и *Eospirifer*. Трилобиты широко распространены во всех отделах системы и встречаются в породах различных фаций. В настоящее время описаны почти все основные комплексы трилобитов, и по их смене хорошо выделяются как отделы системы, так и местные стратиграфические подразделения. Характерны различия трилобитовых комплексов, приуроченных к терригенным и карбонатным фациям. Поэтому в схеме биостратиграфической шкалы среднего и верхнего ордовика (Аполлонов, 1968) для этих фаций выделены отдельные комплексы трилобитов.

Граптолиты встречаются по всему разрезу ордовика. Они присутствуют в различных терригенных породах, единичные находки известны и в известняках. Комплексы граптолитов характеризуют все горизонты обобщенной биостратиграфической шкалы ордовика Казахстана. Граптолиты, встречающиеся в породах, где нет других окаменелостей, часто представлены видами, широко распространенными в других частях земного шара, что очень ценно для корреляции с эталонными разрезами.

Для бентосных групп фауны (брахиопод и кораллов) Южного Казахстана отчетливой принадлежности к определенным зоогеографическим провинциям не наблюдается. Ископаемые ассоциации организмов имеют смешанный состав — в них присутствуют формы, типичные для различных областей мира. Это особенно хорошо выражено для раннеордовикского фаунистического комплекса. Брахиоподы этой эпохи представлены родами (*Nanorthis, Tritoechia* и др.), характерными для Тихоокеанской провинции. Вместе с ними существовали трилобиты, распространенные в Атлантической (*Olenidae, Ceratopygidae* и др.) и Тихоокеанской (*Leiostegium* и др.) провинциях (Лисогор, 1961). В среднем и верхнем ордовике фауна становится еще более смешанной — от-

мечены роды как брахиопод, так и трилобитов, характерные для обеих провинций.

Количество местных родов среди брахиопод и трилобитов ограничено; однако роды, известные в других регионах, в Южном Казахстане очень часто представлены местными видами. Своеобразие фауны позволяет предполагать, что морской бассейн Южного Казахстана в ордовикское время был связан с бассейнами Тихоокеанской и Атлантической провинций, но временами эти связи слабели и возникали условия для массового появления эндемичных форм. Обилие эндемичных форм бентосных групп фауны (колониальные кораллы, брахиоподы, трилобиты) затрудняет выделение подразделений международной биостратиграфической шкалы и делает необходимыми местные стратиграфические подразделения.

Для ордовикского моря Южного Казахстана характерно более раннее появление ряда важных родов, получивших широкое и повсеместное развитие в других регионах земного шара. Раннее появление особенно типично для родов *Pentamerus* и *Eospirifer*, которые, кроме Южного Казахстана, нигде до сих пор не наблюдались ниже отложений лландовери.

Особое внимание заслуживает находка в отложениях верхнего ордовика Южного Казахстана наземной флоры. Флористические остатки относятся к представителям псилофитовых, единичных плауновых и членистостебельчатых. Достоверные находки наземной флоры в других районах земного шара известны только из более молодых отложений.

СИЛУРИЙСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения силура в Южном Казахстане распространены неравномерно. Ими заняты значительные площади в Западном Прибалхашье, где они прослеживаются в северо-западном направлении от побережья оз. Балхаш к род. Каргабулак. На Чу-Балхашском водоразделе отложениями нижнего силура сложены ограниченные разобщенные площади.

Породы, условно рассматриваемые как верхнесилурийские, развиты в Чу-Балхашском районе значительно шире. В Южной Джунгарии и Заилийском районе (включающем хр. Кетмень) отложения силура имеют ограниченное распространение и находятся на удаленных друг от друга на значительные расстояния участках. В Восточной Бетпак-Дале, Большом и Малом Каратау, Киргизском хребте и Кендыктасе силурийские комплексы не установлены.

Первое указание на присутствие в Южном Казахстане отложений силурийской системы было сделано в 1903 г., когда Л. С. Берг в Западном Прибалхашье в известняках обнаружил обильные остатки силурийской фауны. В 1927 г. Д. И. Яковлев нашел нижнесилурийскую фауну в зеленоцветных образованиях в юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор (сопка Ушшокы), а С. С. Щульц в 1940 г. выделил силурийские отложения в Баянкольском районе, благодаря находкам остатков фауны в известняках. В Заилийском районе З. Г. Назиров в 1952 г. установил силурийские отложения в горах Басулытау. В Южной Джунгарии первые находки силурийской фауны сделаны П. П. Тихоновым (1954 г.) по р. Биже, а также В. В. Науменко и М. В. Кукарекой в 1956 г. по р. Коксай.

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН

В Чу-Балхашском районе отложения нижнего силура залегают на породах ордовика без структурных несогласий, представляя естественное продолжение верхнеордовикского этапа осадконакопления. Они перекрыты эффузивно-осадочным комплексом верхнего силура — нижнего девона. В Западном Прибалхашье нижний силур сложен морскими

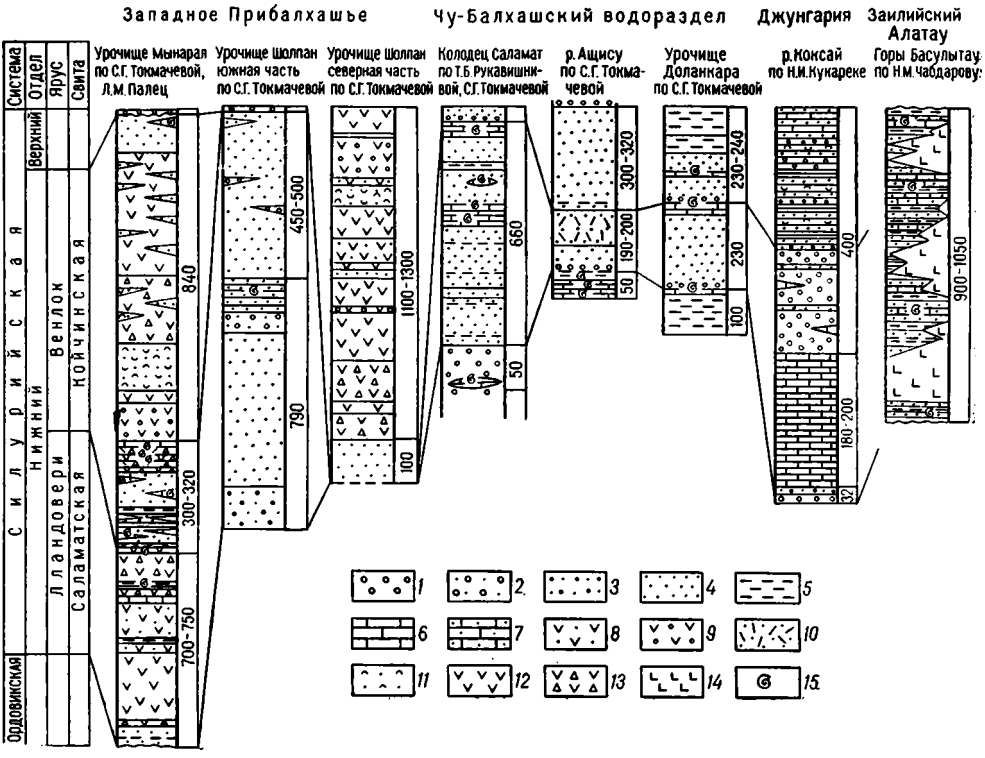


Рис. 21. Схема сопоставления разрезов нижнего силура (по С. Г. Токмачевой)

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — средне-, крупно- и разнозернистые песчаники; *4* — мелкозернистые песчаники; *5* — алевролиты и глинистые сланцы; *6* — известняки; *7* — глинистые и песчанистые известняки; *8* — вулканомиктовые песчаники; *9* — вулканомиктовые конгломераты; *10* — пепловые туфы; *11* — туффиты, туфопесчаники; *12* — андезитовые порфириты; *13* — туфы основного состава; *14* — базальтовые и диабазовые порфириты; *15* — остатки фауны

зеленоцветными терригенными и вулканогенными фациями и приурочен к площадям, расположенным непосредственно в зонах региональных разломов или прилежащим к последним (рис. 21). Верхнесилурийские отложения представлены двумя фациями: рифогенной и конгломератовой с горизонтами маломощных известняков.

В собственно Чу-Илийских горах и горах Койжарылган нижнесилурийские отложения слагают ядра ордовикских синклиналей. Нижняя часть нижнесилурийских отложений здесь представлена зеленоцветными терригенными породами, а верхняя — красноцветными, соответственно относящимися к лландоверийскому и к венлокскому ярусам. Вулканиты в Чу-Илийских горах в отличие от Западного Прибалхашья отсутствуют. К верхнему силуру С. Г. Токмачева здесь относит конгломератовую пачку коктасской свиты верхнего силура — нижнего девона.

Для нижнесилурийских отложений Чу-Балхашского района характерны: полнота разрезов, значительная мощность (от 500 до 2000 *м*), преобладание морских осадков и наличие разнообразных органических остатков (кораллов, брахиопод, трилобитов и граптолитов).

Нижний отдел

В Чу-Илийских горах нижняя часть нижнесилурийских отложений, представленная зеленоцветными терригенными породами и охарактеризованная фауной лландоверийского яруса, выделена в саламатскую свиту. Верхняя часть, сложенная красноцветными терригенными отложениями венлокского яруса, названа койчинской свитой.

В Западном Прибалхашье отложения нижнего силура, слагающие значительные площади, протягиваются широкой полосой северо-западного простирания от п-ова Аккерме на побережье оз. Балхаш к род. Каргабулак и представлены разрезами двух типов. Первый — мынаральский тип характеризуется присутствием значительного количества вулканитов; к разрезу этого типа близки нижнесилурийские отложения у род. Каргабулак. Второй тип — шолпанский отличается накоплением преимущественно терригенного материала, а вулканиты и их производные в разрезах этого типа появляются лишь в конце нижнесилурийского времени. Наиболее полные, хорошо изученные и в достаточной мере фаунистически охарактеризованные разрезы известны в Мынаральском и Шолпанском районах, где нижнесилурийские отложения разделяются на лландоверийские и венлокские.

Лландоверийский ярус

Отложения лландоверийского яруса, выделенные в Чу-Илийских горах в саламатскую свиту, развиты на трех разобщенных участках. Первый расположен в юго-восточной части гор, в урочище Доланкара и р. Ащису; второй — в северо-западной части, на северо-восточных склонах гор Койжарылган; незначительные площади отложений яруса известны в среднем течении р. Карасай.

Отложения саламатской свиты представлены зелеными и серыми песчаниками, алевролитами, горизонтами конгломератов, редкими прослоями и линзами известняков и известковистых песчаников; изредка отмечаются маломощные прослои вишневых алевролитов. В верхней части свиты повсеместно прослеживается пачка песчаников, в которой зеленоцветные породы, присущие нижней свите, сменяются красноцветами венлока. В основании переходной пачки преобладают зеленовато-серые массивные полосчатые песчаники, выше в них появляются буро-окрашенные прослои: сначала единичные маломощные, затем их количество и мощность увеличивается. Мощность переходной пачки 25—100 *м*. Общая мощность саламатской свиты от 70 до 700 *м*.

В урочище Доланкара и по р. Ащису отложения нижнего силура слагают пологие брахиструктуры, усложненные многочисленными малоамплитудными сбросо-сдвигами. По данным С. Г. Токмачевой и Т. Б. Рукавишниковой, они ложатся согласно на известняково-сланцевые отложения ашгиллия. В основании свиты прослежен горизонт грубозернистых песчаников, переходящих по простиранию в гравелиты с рассеянной галькой и местами в невыдержанные прослои конгломератов с хорошо окатанными обломками кварцитов, кварца, гнейсов и порфиритов размером 2—3 *см*. Мощность горизонта изменчива и достигает 35 *м*. Выше залегают переслаивающиеся крупно-и среднезернистые кварцево-полевошпатовые песчаники (40—45 *м*), обычно плохо сорти-

рованные, с неокатанными плитками зеленых алевролитов и алевропесчаников. Налегающие на них розовато-серые кварцевые песчаники включают два прослойка пепловых туфов (до 20 *см*). Мощность этой пачки до 80 *м*. Выше по разрезу она сменяется буровато-серыми песчаниками (60 *м*) мелкозернистой комковатой текстуры, на которых лежат мелкозернистые зеленые песчаники, содержащие в нижней части разреза горизонт мелкообломочных туфов липаритового состава, а в верхней — брахиоподы *Eospirifer otarica* Ruk. (in. litt.), *Nucleospira* sp. *. Мощность пачки 10—11 *м*. Разрез завершается мелкозернистыми бурыми известковистыми песчаниками мощностью 30 *м*. Полная мощность саламатской свиты в горах Доланкара 250—300 *м*.

В центральной части Чу-Илийских гор нижнесилурийские отложения отсутствуют и на породах верхнего ордовика залегает эффузивно-осадочная коктасская свита верхнего силура (?) — нижнего девона.

Лландоверийские отложения широко распространены в горах Койжарылган, слагая почти непрерывную полосу от урочища Жидели на юго-востоке до кол. Гулькилен на северо-западе. В урочище Жидели они, по данным Б. А. Салина и Н. Н. Севрюгина, залегают на отложениях верхнего ашгиллия и представлены маломощной (76 *м*) пачкой зеленых плитчатых алевролитов с тонкими прослоями мелкозернистых песчаников, в которых обнаружены граптолиты: *Climacograptus minutus* Carr., *C.* cf. *scalaris miserabilis* El. et W., *C. scalaris normalis* Lapw., *Paraclimacograptus innotatus* Nich., *Glyptograptus* cf. *kaochiapiensis* Hsü, *Diplograptus* cf. ? *modestus* Lapw., *D. modestus parvulus* (Lapw.), *Acidograptus ascensus* Daw., отвечающие зоне Acidograptus ascensus — Acidograptus acuminatus нижнего лландовери. Несколько северо-западнее в верховьях р. Жингильды в темно-серых алевролитах Т. Б. Рукавишникова и Н. Н. Севрюгин собрали граптолиты: *Climacograptus* aff. *scalaris* Hisin., *C.* cf. *medius* Törnq., *C. rectangularis* M'Coy, *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Glyptograptus*? *tamariscus* Nich., *Glunchanensis* Hsü, *Pristigraptus* ex gr. *gregarius* Lapw., *Rastrites* cf. *pecten* Tornq. и другие среднелландоверийского возраста.

Восточнее кол. Саламат (горы Койжарылган), по данным Т. Б. Рукавишниковой и С. Г. Токмачевой, на пачке конглометров, в верхней части которой в линзах известняков обнаружена фауна верхнего карадока, без перерывов и несогласий лежит пачка переслаивающихся темно-серых алевролитов, плотных серых песчаников и зеленовато-серых тонкозернистых тонкоплитчатых песчаников мощностью 180 *м*. Эту пачку перекрывают темно-серые алевролиты и тонкозернистые зеленовато-серые песчаники с прослоями и линзами известняков, содержащих остатки кораллов: *Entelophyllum articulatum* Wal., *Palaeofavosites* aff. *subdolus* Kov., *Catenipora* sp., *Heliolites* sp., *Mesofavosites*? sp., *Halysites* sp., брахиопод — *Parmorthis* sp., *Dolerorthis* sp., Strophomenidae, и трилобитов *Encrinurus*, Illaenidae.

Мощность этой пачки 235 *м*. Выше залегают (80 *м*) известковистые песчаники с карбонатными стяжениями и обильными остатками колониальных кораллов: *Catenipora*? sp., *Halysites* cf. *catenularis* (Linn.), *Palaeofavosites* cf. *balticus* Rukhin, *Plasmopora*? sp., *Helyoplasmolites*? sp., *Favosites* sp., *Helyolites* sp., брахиопод — *Parmorthis* sp., *Pen-*

* Органические остатки силурийского возраста определяли: криноидеи — Р. С. Елтышева и Г. А. Стукалина, ругозы — Ж. С. Султанбекова, колониальные кораллы — Н. В. Полтавцева, брахиоподы — Т. Б. Рукавишникова, трилобиты — М. Н. Королева, К. А. Лисогор, граптолиты — А. М. Обут и Д. Т. Цай, флору — М. А. Сенкевич.

tamerus sp., *Sowerbyellla* sp., *Eospirifer* sp., *Whitfeldella* sp. На известковистые песчаники ложится пачка (120 *м*) переслаивающихся зеленовато-серых и табачно-зеленых мелкозернистых песчаников и подчиненных им зеленовато- и темно-серых алевролитов. Разрез завершается темно-серыми известковистыми песчаниками и алевролитами с маломощными линзами светло-серых известняков с обильными остатками криноидей: *Ellipsoellipticus* cf. *formalis* Stuk. и брахиопод — *Monomerella* sp., *Parmorthis elegantula kasachstanica* subsp. nov. Ruk., *Pentamerus* ex gr. *oblongus* Sow., *Clorinda* sp., *Sowerbyella* sp., *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* Sav., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.). Мощность пачки 45, а полная мощность саламатской свиты по этому разрезу 660 *м*. В среднем течении р. Карасай, по данным С. Г. Токмачевой и И. И. Парецкого (1955 г.), саламатская свита сложена туфотерригенными породами с граптолитами: *Pseudoclimacograptus hughesi* (Nich.), *Glyptograptus tamariscus* (Nich.), *Rapidograptus tornquisti* (El. et W.), *Pristiograptus* ex gr. *gregarius* (Lap.), *Monograptus* sp., характерными для среднего лландовери.

Отложения саламатской свиты в Чу-Илийских горах четко параллелизуются, но некоторые отличия разрезов в урочище Доланкара — Ащису и в горах Койжарылган имеются. В горах Койжарылган свита представлена зеленоцветными преимущественно средне- и крупнозернистыми терригенными образованиями. В составе обломочного материала преобладают обломки кварца и плагиоклаза; в меньшем количестве присутствуют обломки кварцитов, сланцев, калиевого полевого шпата, основной массой микропегматитов порфиритов и липаритовых порфиров. Саламатская свита этого участка составляет естественное продолжение ордовикских отложений. В горах Доланкара в саламатской свите преобладают крупнозернистые, недостаточно сортированные породы, часты горизонты конгломератов. В обломочном материале многочисленны зерна базиса липаритовых порфиров, вулканических стекол и туфов. Отмечены отдельные прослои туфов и туфопесчаников, отсутствующие в горах Койжарылган. Характерно наличие неокатанных обломков вишневых и ярко-зеленых алевролитов.

В Западном Прибалхашье, в Мынаральском районе, отложения лландовери, хорошо документированные палеонтологически, слагают южный берег залива Аккерме, откуда протягиваются узкой полосой в северо-восточном направлении, и обнаружены в небольших разобщенных тектонических блоках на п-ове Аккерме.

На первом участке вскрыта нижняя часть разреза. Отложения яруса с размывом, но без углового несогласия, налегают на верхний ордовик. Отчетливо выделяются два горизонта. Первый образует валунные конгломераты с крупными линзами серых известняков. Галька конгломератов представлена серыми оолитовыми и брекчированными известняками, метаморфизированными кислыми эффузивами, розовыми, серыми вулканомиктовыми песчаниками, гранитами, пятнистыми кремнистыми породами и кварцитами. В небольших линзах известняков Н. В. Полтавцевой собраны *Mesofavosites* aff. *fleximurinus* Sok. var *multitabulata* Sok. Верхний горизонт состоит из кремнистых сланцев, линз кислых эффузивов, песчаников и мелкогалечных конгломератов. Горизонт венчается кремнистыми сланцами с *Dimirastrites* aff. *decipiens* Tornq. Мощность этих двух горизонтов составляет 225 *м*.

На п-ове Аккерме лландоверийский возраст известняков, слагающих небольшие тектонические блоки, установлен по кораллам, среди которых определены: *Palaeofavosites* ex gr. *hirtus* Sok., *P.* aff. *alveolaris* (Gold.), *P. forbesiformis* Sok., *Propora conferta* M. E. et H., *Halysites* aff. *espensis* Kov., *Heliolites interstrinctus* (Linn.).

Отложения верхней части лландоверийского яруса разобщены с описанными выше. Они слагают узкую полосу в южной части Мынаральского блока (Келлер, 1958). Здесь в основании разреза, по С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец, находятся массивные зеленовато-серые, темно-зеленые и коричнево-зеленые андезитовые порфириты мощностью 210 *м*, содержащие прослои диабазовых порфиритов и туфов. Выше залегают темно-зеленые вулканомиктовые песчаники (190 *м*) с горизонтами туфов, порфиритов, линзами бурых брекчированных известняков с редкой фауной *Favosites* sp., *Palaeofavosites* sp., *Mesofavosites* sp. Разрез завершается зелеными андезитовыми порфиритами, переслаивающимися с буровато-коричневыми и темно-вишневыми туфами порфиритов и туфопесчаниками; мощность около 75 *м*. Выше иногда отмечаются зеленые и желтовато-зеленые алевролиты и крупнозернистые песчаники мощностью 10—25 *м*, в которых содержатся *Retiolites genitzianus* Barr., *Monograptus* ex gr. *priodon* (Bron.). Общая мощность верхней части разреза около 500 *м*.

Отложения лландоверийского яруса прослеживаются далее на северо-запад вдоль крупного Аккерминского разлома, где ими сложены небольшие тектонические блоки. В урочище Архарлы они представлены переслаивающимися темными зеленоватыми песчаниками, алевролитами и прослоями пепловых туфов. На этом участке Б. М. Келлером (1958), а затем С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец, были обнаружены граптолиты: *Retiolites genitzianus* Barr., *Monograptus marri* Rern., *Spirograptus spirialis* Geinitz, *S.* ex gr. *exiquus* Nich.

Лландоверийские отложения, выделенные условно Н. Г. Марковой в районе род. Каргабулак — урочище Акжар-Сарытума, близки к развитым в Мынаральском блоке. Они протягиваются узкой полосой от солончака Тюлькули на северо-запад, перекрывая с несогласием отложения кембрия. Н. Г. Маркова разделяет их на две толщи, параллелизуя их с отложениями лландовери и тараннона, относимого в то время к низам венлока. Нижняя толща, по-видимому, отвечает объему всего лландовери, а верхняя — венлоку. В основании видимого разреза нижней толщи лежат фиолетово-серые андезитовые порфириты, сменяющиеся плотными базальтовыми порфиритами. Мощность пачки около 100 *м*. Их перекрывает более пестрая пачка, представленная переслаиванием туфов, часто агломератовых, с миндалекаменными зелеными порфиритами (80 *м*). Выше лежит маломощный (около 10 *м*) горизонт серо-зеленых вулканомиктовых песчаников с обломками базальтовых порфиритов. Разрез венчают андезитовые порфириты (до 150 *м*). Полная мощность лландоверийских отложений не превышает 300—350 *м*.

Второй тип разреза лландоверийских отложений развит в урочище Шолпан. Здесь вулканиты отсутствуют. Взаимоотношения лландоверийского яруса с ордовиком не наблюдались. В основании разреза, по данным С. Г. Токмачевой, лежит пачка гравелитов (360 *м*), переслаивающихся с гравийными и среднезернистыми песчаниками. Галька состоит из песчаников, известняков, мелкозернистых гравелитов, кварцитов. Выше располагаются желто-серовато-зеленые тонкослоистые полимиктовые песчаники с редкими горизонтами гравелитов (430 *м*); в верхней части горизонта С. Г. Токмачевой обнаружены остатки: *Gypidula* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* Linn., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Encrinurus* ex gr. *punctatus* Wahlb., *E. onniensis* Whitt., *Bumastus* sp. В верхах разреза залегает мощная (около 500 *м*) пачка крупно- и грубозернистых песчаников с отдельными горизонтами гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Общая мощность лландоверийских отложений урочища Шолпан составляет 1250—1300 *м*.

Соотношения лландоверийских отложений с венлоком здесь условны, требуют дополнительного изучения. Однообразные терригенные образования разделяются по маломощному горизонту конгломератов, прослеживающихся на восточном крыле Шолпанской антиклинали.

Венлокский ярус

Отложения койчинской свиты венлока в Чу-Илийских горах развитые в урочищах Доланкара и Ащису, горах Қойжарылган и в районе сопки Ушшокы, залегают на саламатской и перекрыты эффузивно-осадочной коктасской свитой.

Койчинская свита сложена красноцветными среднезернистыми, часто неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. В кластическом материале преобладают кварц, плагиоклазы, обломки кремнистых пород, кварц-серицитовых сланцев и кварцитов. Отмечены обломки основной массы липаритовых порфиров, вулканических стекол, туфов, порфиритов и известняков. Наблюдаются вариации крупности обломочного материала. В урочище Доланкара преимущественно развиты мелкообломочные породы, в горах Қойжарылган и урочище Ащису — более грубозернистые разности. Туфогенный материал, присущий осадкам Доланкара-Ащисуйского района, отсутствует в отложениях койчинской свиты района гор Қойжарылган.

Шире всего отложения койчинской свиты развиты в урочищах Ащису и Доланкара, где они, по данным С. Г. Токмачевой и Т. Б. Рукавишниковой, представлены красноцветными, часто неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками и алевролитами. Здесь в основании прослежен маломощный (до 2 *м*) горизонт конгломератов с хорошо окатанной несортированной галькой песчаников, кварца, эффузивов, реже гранитов. Выше конгломератов залегают буро-красные мелкозернистые песчаники мощностью до 90 *м*, которые сменяются маломощным (6 *м*) горизонтом брекчированных песчаников, переслаивающихся с красноцветными известковистыми песчаниками и линзами известняков с остатками колониальных кораллов: *Favosites* aff. *kennihoensis* Ozakii, *F.* ex gr. *forbesi* M. E. et H. и брахиопод — *Macropleura otarensis* Ruk. (in. litt.), *Zygospira dubia* Ruk. (in coll.), *Nucleospira* aff. *pisum* (Sow.). Выше лежат темно-бурые тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с серыми мелкозернистыми и тонкозернистыми песчаниками; в верхней части горизонта (35 *м*) находятся прослои фиолетово-бурых туфоалевролитов. Они перекрыты кирпично-красными алевролитами и светло-бурыми мелкозернистыми песчаниками, мощность которых около 110 *м*. Разрез завершается бурыми песчаниками. Мощность койчинской свиты в Доланкара-Ащисуйском районе достигает 350 *м*.

В горах Қойжарылган койчинская свита слагает незначительные площади, выполняя ядра брахисинклиналей, тянущихся цепочкой от колодца Саламат к юго-востоку. Стратиграфическая граница между саламатской и койчинской свитами проводится по горизонту конгломератов или по кровле переходной пачки переслаивающихся зеленоцветных пород, присущих нижней свите, с красноцветными, характерными для верхней.

В основании койчинской свиты, изученной Т. Б. Рукавишниковой по правому притоку р. Карасай, лежит пачка (20 *м*) бурых крупно-галечниковых конгломератов с хорошо окатанной галькой, многочисленных прослоев бурых, кирпично-красных среднезернистых и мелкозернистых песчаников и редких прослоев ярких алевролитов. По простиранию конгломераты переходят в песчаники, содержащие линзы кон-

гломератов. В линзах конгломератов встречаются известковистые полимиктовые песчаники с брахиоподами: *Pentamerus* sp., *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (Dav.), *Howellella* aff. *metuens* (Barr.), *Whitfieldella nitida* Hall, *Tschatcalia prima* Ruk. (in litt.). На конгломератовой пачке лежат кирпично-бурые среднезернистые полимиктовые песчаники (60 *м*). Их вновь перекрывает горизонт (10 *м*) крупно- и среднегалечных бурых конгломератов. Состав гальки: окварцованные песчаники, кварциты, липаритовые порфиры. Конгломераты сменяются пачкой (90 *м*) бурых крупнозернистых песчаников с прослоями тонкозернистых песчаников со следами косой слоистости и мелкогалечных конгломератов. Эта пачка перекрыта буровато-красными тонколистоватыми алевролитами (10 *м*) выше которых лежат среднезернистые песчаники, замещающиеся по разрезу мелкогалечными конгломератами (18 *м*). Разрез венчается пачкой буровато-красных и кирпично-красных алевролитов и мелкозернистых и тонкозернистых кирпичного цвета песчаников (455 *м*). Общая мощность свиты составляет 660 *м*. В районе р. Шингильды и кол. Саламат вскрыты только нижние части разреза койчинской свиты.

В известняках и цементе конгломератов койчинской свиты собраны остатки колониальных кораллов: *Favosites* ex gr. *forbesi* M.E. et H., *F.* aff. *oculiporoides* Sok., *F.* aff. *kennihoensis* Ozakii; брахиопод — *Pentamerus* sp., *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wiken., *Plectatrypa* ex gr. *barrandei* (Dav.), *Eospirifer* cf. *radiata* Sow., *E. otarica* Ruk. (in litt.), *Nucleospira pisum* (Sow.), *Whitfieldella* sp., *Tschatcalia prima* Ruk. (in litt.). Этот комплекс отличен от фауны подстилающих отложений. Из колониальных кораллов здесь встречены представители рода *Favosites,* отсутствующие в отложениях саламатской свиты и характерные для венлока многих районов СССР. Комплекс брахиопод, представленный местными видами и формами, широко распространенными в нижнем силуре, не противоречит выводу о венлокском возрасте койчинской свиты.

В районе сопки Ушшокы, юго-восточнее гор Доланкара, нижнесилурийские отложения отличаются от описанных выше зеленоцветной окраской. Нижняя часть разреза (100 *м*) представлена зеленовато-серыми, реже бурыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами с прослоями неслоистых известняков с брахиоподами: *Leptaena* ex gr. *rhomboidalis* Wilck., *Atrypa* sp., *Nalivkinia* sp., *Eospirifer* sp. Их перекрывают зеленовато-серые, редко табачно- и желто-серые тонкозернистые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами мощностью 1015 *м;* в верхах пачки в известковистых песчаниках встречены брахиоподы *Stropheodonta*? sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* (Sow.), *Nalivkinia* sp.

В 2,3 км западнее сопки Ушшокы, в русле Карашокы, в известковистых песчаниках верхов разреза встречены колониальные кораллы: *Palaeofavosites* aff. *finis* Lel., *P. forbesiformis* var. *porosa* Sok., *P.* aff. *minutus* Kov., *Heliolites* cf. *interstinetus* Lin.; брахиоподы — *Stropheodonta* ex gr. *filosa* (Sow.), *Atrypa* ex gr. *orbicularis* Sow., *Nalivkinia* sp. *Eospirifer radiatus* var. *globata* Boris., *E. fusus* Boris., характерные для венлока хр. Чингиз и других районов.

Венлокская фауна встречена только в верхах разреза, вполне вероятно, что у сопки Ушшокы низы свиты могут быть отнесены к лландовери.

В Прибалхашье отложения венлока распространены на тех же площадях, что и лландоверийский ярус. В районе солончака Тюлькули и в урочище Шолпан они согласно лежат на отложениях лландовери и перекрыты с размывом и несогласием конгломератами коктасской

свиты, содержащей линзы известняков с фауной акканского горизонта нижнелудловского яруса. В Мынаральском районе (на п-ове Аккерме, западнее ст. Мынарал, в урочище Архарлы) они слагают разобщенные тектонические блоки, ложась с размывом на различные части разреза лландовери.

В венлокских отложениях Мынаральского района отчетливо выделяются две толщи. В основании нижней повсеместно прослеживается горизонт мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов (до 10 *м*), содержащих гальку лландоверийских пород. Выше конгломератов, по данным С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец, лежат коричневые туфы андезито-базальтовых порфиритов, сменяющиеся светло-коричневыми андезитоидными дацитовыми порфирами, содержащими линзу органогенных известняков с *Mesofavosites* sp. (16 *м*). Туфы перекрывают зеленовато-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты (90 *м*) с линзами известняков, содержащих: *Heliolites bohemicus* Wen., *Favosites* ex gr. *forbesi* M.E. et H., *Angopora* cf. *hisingeri* Jons., *Fletcheria* aff. *mamilata* Tschern., *Halysites catenularis* (Linn.). Выше располагается близкая по составу пачка зеленовато-серых известковистых песчаников с линзами известняков той же (90 *м*) мощности, содержащих *Propora conferta* M.E. et H., *P. concellata* Lind., *Palaeofavosites* ex gr. *forbesiformis* Sok., *Palaeohalysites* aff. *minimus* Tschern., *Parmorthis* ex gr. *crassa* Lind., *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* (Sav.), *P.* aff. *barrandei* (Dav.). Она перекрыта темно-зелеными дацитовыми порфиритами и кислыми туфами мощностью 30 *м*. Выше лежащие маломощные (до 2 *м*) окремненные органогенные известняки содержат остатки: *Heliolites bohemicus* Wen., *Mesofavosites* aff. *obliquus* Sok., *Palaeofavosites* aff. *paulus* Sok., *Halysites catenularis* (Linn.), *Triplecia* ex gr. *woodlandensis* Reed. На известняки налегают тонкообломочные туфы кварцевых альбитофиров (около 10 *м*), которые сменяются серыми известняками (7 *м*) содержащими: *Plasmopora* aff. *stella* Lind., *Propora* aff. *conferta* M.E. et H., *Palaeofavosites* aff. *balticus* Ruch., *Palaeohalysites escharoides* (Lam.), *Parmorthis* ex gr. *crassa* Lind., *Triplesi* ex gr. *woodlandensis* Reed, *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* (Sav.), *Lissatrypa* aff. *kasachstanica* Boris., *Eospirifer radiatus* (Sow.).

На известняки вновь налегают тонкообломочные кислые туфы и известковистые песчаники с крупными линзами известняков, вмещающих *Palaeofavosites* aff. *rudlis* Sok., *P.* aff. *balticus* Ruch., *Parmorthis* ex gr. *crassa* Lind., *Lissatrypa* aff. *kasachstanica* Boris. Мощность верхней пачки 28 *м*. Общая мощность нижней толщи 310—320 *м*.

Отложения верхней толщи располагаются на нижней с размывом и в основании имеют мощный (до 100 *м*) горизонт конгломератов с галькой порфиритов и песчаников. На конгломератах, по данным С. Г. Токмачевой, Л. М. Палец, Т. Б. Рукавишниковой и Н. В. Полтавцевой, лежат темно-зеленые порфириты (26 *м*) и затем пачка (118 *м*) псаммитовых, алевритовых и пелитовых туффитов. Вышележащая пачка (170 *м*) бурых туфов, порфиров и туфопесчаников содержит линзы туфоконгломератов, алевролитов и мелкозернистых песчаников. Их перекрывает пачка (300—310 *м*) темно-бурых и темно-зеленых андезитовых порфиритов, содержащих линзы мелкозернистых красноцветных песчаников. Разрез венчается темно-бурыми, палевыми и светло-серыми песчаниками (97 *м*), которые содержат редкие маломощные горизонты известняков с остатками *Dolerorthis* ex gr. *rustica* Sow., *Leptelloidea* ex gr. *segmentum* (Lind.), *Lissatrypa* ex gr. *kasachstanica* Boris. Мощность верхней толщи 840 *м*, а венлокского яруса в целом 1150—1200 *м*.

Отложения венлока Мынаральского района, их разрез и вещественный состав, имеют отдаленное сходство с верхней толщей нижнего силура, описанной Н. Г. Марковой у солончака Тюлькули, в Каргабулак-Акжар-Сарытумском районе. Здесь венлокские отложения (210—220 *м*) представлены бурыми мелкозернистыми песчаниками, переслаивающимися с красными туфами плагиопорфиритов.

В урочище Шолпан отложения венлокского яруса отличаются от описанных. Граница между венлокскими и лландоверийскими отложениями здесь проводится условно по горизонту мелкогалечных конгломератов. На конгломератах лежит пачка переслаивающихся зеленых, зеленовато-серых разнозернистых песчаников, конгломерат-песчаников и мелкогалечных конгломератов, которые ни составом обломочного материала, ни внешним видом не отличаются от лландоверийских. Мощность этой части разреза 300—400 *м*. Выше (по С. Г. Токмачевой) залегают зеленые грубо- и среднезернистые песчаники, над которыми лежат андезитовые и базальтовые порфириты, их туфы и туфоконгломераты. Иногда встречаются прослои буровато-серых песчаников.

Мощность венлокских отложений в урочище Шолпан составляет 1200—1400 *м*.

И. И. Парецкий и О. В. Малицкий вулканогенную часть венлокских отложений считают субвулканическими интрузивными телами нижнедевонского возраста. Они основываются на значительной раскристаллизованности порфиритов и изрезанности контактов лав с песчаниками, которые они принимают за интрузивные. О лавовом происхождении порфиритов, по мнению С. Г. Токмачевой, говорит наличие многочисленных горизонтов туфов, переслаивающихся с терригенными породами и пластами эффузивов, имеющих миндалекаменные текстуры и шлаковые корки в кровле потоков. Высокая степень кристаллизации может быть объяснена медленным остыванием лав и длительным отделением летучих вследствие застывания в морских условиях.

Скорее всего нижнесилурийскими являются так называемые «мынаральские конгломераты», впервые описанные А. Е. Репкиной, которая считала их девонскими. Б. М. Келлер (1958) параллелизовал их с базальными конгломератами фаунистически охарактеризованных лландоверийских отложений, развитых на южном берегу залива Аккерме. И. И. Парецкий и О. В. Малицкий считают их нижнекаменноугольными на основании пологого залегания и присутствия в толще аркозовых песчаников.

Основное поле развития мынаральских конгломератов расположено в 10—15 *км* западнее ст. Мынарал, где они слагают небольшой тектонический блок, зажатый между породами кембрия, силура и девона, с которыми он имеет тектонические контакты. В нижней части толщи преобладают конгломераты, галька которых однообразна и состоит преимущественно из слюдистых сланцев, гранито-гнейсов, порфироидов; редко встречаются кварциты, мраморизованные известняки. Верхняя часть сложена аркозовыми песчаниками. Мощность мынаральских конгломератов 500—800 *м*.

Конгломераты по внешнему виду и составу галек аналогичны базальным конгломератам лландоверийского яруса и конгломератам, встреченным в юго-западной части Мынаральского блока (Келлер, 1958), в которых Л. М. Палец и С. Г. Токмачевой в 1958 г. были обнаружены нижнесилурийские: *Propora* ex gr. *conferta* M.E. et H., *Pentamerus* sp., *Clorinda*? sp., *Atrypa reticularis* var. *preaspera* Nikif., *Plectatrypa* ex gr. *praemarginalis* (Sav.), *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.).

Верхний отдел

Верхнесилурийские отложения в Чу-Балхашском районе развиты сравнительно широко. В Западном Прибалхашье они представлены рифовыми известняками, названными Б. М. Келлером (1958) «акканскими», и конгломератами. Толщу конгломератов С. Г. Токмачева, Н. Н. Севрюгин, И. И. Парецкий, О. В. Малицкий и другие параллелизуют с нижней частью коктасской свиты верхнего силура — нижнего девона Чу-Илийских гор, а Т. Б. Рукавишникова и М. А. Сенкевич считают самостоятельным стратиграфическим подразделением. В Чу-Илийских горах, по мнению Б. А. Салина, С. Г. Токмачевой, Н. Н. Севрюгина, И. И. Парецкого и других, верхнесилурийские отложения представлены преимущественно терригенными образованиями нижней части коктасской свиты. М. А. Сенкевич, Т. Б. Рукавишникова, И. В. Хохлов и другие оспаривают присутствие осадков этого возраста в Чу-Илийских горах и относят начало накопления коктасской свиты к раннему девону *.

Карбонатные фации верхнесилурийских отложений — акканские известняки образуют линейно вытянутые вдоль разломов цепи выходов массивных пород, содержащих обильные органические остатки. Акканские известняки протягиваются двумя полосами от побережья оз. Балхаш в северо-западном направлении к урочищу Каракамыс. Второй участок развития акканских известняков — район род. Каргабулак.

Конгломератовая толща бесспорно верхнесилурийского возраста развита юго-западнее ст. Мынарал, в районе русла Шакшагайлы, к северу от оз. Кашкантениз и в районе род. Каргабулак.

Акканские известняки в районе зал. Аккерме изучали Л. С. Берг, А. М. Беляев, Д. И. Яковлев, О. И. Никифорова, А. Е. Репкина, Б. М. Келлер. Б. М. Келлер и другие (1958) считали, что возраст известняков венлок-нижнелудловский и их формирование происходило одновременно с вулканогенно-осадочной толщей венлока. У палеонтологов — О. П. Ковалевского, Т. Б. Рукавишниковой и Н. В. Полтавцевой сложилось иное мнение. Они считают комплекс органических остатков акканских известняков нижнелудловским, несмотря на то, что отдельные формы имеют более широкое распространение — венлок — лудлов. С. Г. Токмачева и Л. М. Палец в вулканогенно-осадочной толще, с которой Б. М. Келлер параллелизовал акканские известняки, собрали остатки брахиопод и кораллов, по мнению Т. Б. Рукавишниковой и Н. В. Полтавцевой, венлокского возраста. Учитывая также, что на южном берегу зал. Аккерме нижнелудловские отложения налегают на породы венлока, можно с достаточным основанием признать возраст акканских известняков более молодым по сравнению с вулканогенно-осадочной толщей венлока.

Разрез акканских известняков в Мынаральском районе представлен переслаивающимися известняками, известковистыми песчаниками и мергелями, переполненными органическими остатками. Известняки розовато-серые и серые, органогенные, участками сильно окремненные, местами ракушняковые. Иногда среди известняков встречаются горизонты лепешкообразных конгломератов. Как «лепешки», так и цемен-

* В данной работе описание коктасской свиты Чу-Илийских гор сосредоточено в разделе «Девонская система», что объясняется отсутствием прямых доказательств верхнесилурийского возраста основания свиты и обоснованных возрастных границ внутри нее. Коктасская свита Западного Прибалхашья (в понимании С. Г. Токмачевой и др.) описана частично в разделе «Силурийская система», а частично в разделе «Девонская система». Присутствие в базальных слоях линз известняков с остатками верхнесилурийской фауны исключает возможность их характеристики совместно с верхней вулканогенной частью свиты в разделе «Девонская система».

тирующая их масса состоят из светло-желтого известково-мергелистого материала. В нижней части пачки часто наблюдается флишеподобное переслаивание известняков и известковистых песчаников. Средняя часть разреза сложена массивными известняками; он завершается пачкой красноцветных песчаников. Мощность «акканского горизонта» 310—330 *м*.

В «горизонте» встречены многочисленные остатки кораллов: *Heliolites bellus* Kov., *H. interstinctus* (Linn.), *H. repkini* Kov., *Helioplasmolites* aff. *nalivkini* Chekh., *Multisolenia tortuoza* Fritz., *Favosites* aff. *forbesi* M.E. et H., *F.* aff. *stepanovi* Kov., *F.* aff. *tchernychevi* Kov., *Halysites bifidus* Kov., *H. opimus* Kov.; брахиопод — *Pentamerus oblongiformis* Nikif., *Conchidium* ex gr. *knighti* Tschern., *C.* ex gr. *tenuicosta* H. et W., *Plectatrypa* ex gr. *marginalis* (Dalm.), *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Eospirifer* cf. *balchaschensis* Nikif.

В строении «акканского горизонта», кроме различных по окраске известняков, мергелей и известковистых песчаников, местами участвуют терригенные породы. Разрезы второго типа сложены среднегалечными конгломератами, содержащими прослои гравелитов, песчаников и, в некоторых районах, известняков. Цвет пачки зеленовато-бурый, в отдельных районах — зеленовато-серый. Состав галек разнообразный: песчаники (преобладают), порфириты, альбитофиры, кремнистые породы, известняки, плагиограниты и гранодиориты. Мощность конгломератов и количество прослоев сильно варьируют.

В районе оз. Кашкантениз, по данным И. И. Парецкого и О. В. Малицкого, верхнесилурийские отложения представлены переслаивающимися песчаниками, алевролитами, известковистыми песчаниками, известняками и редкими горизонтами андезитовых порфиритов (устное сообщение О. В. Малицкого). В известняках И. И. Парецким и О. В. Малицким обнаружена фауна, позднее собранная С. Г. Токмачевой. Н. В. Полтавцева определила в ней нижнелудловские кораллы: *Faposites* aff. *borissiakae* Tchern., *Heliolites* aff. *decipiens* M.'Coy, *H.* cf. *interstinctus* Linn.

Акканский горизонт у род. Каргабулак, по Н. Г. Марковой (1965 г.), представлен красно-бурыми и шоколадными песчаниками, алевролитами и аргиллитами, а также конгломератами, содержащими глыбы и валуны известняков. Известняки здесь слагают два крупных массива. Один из них имеет длину 5 *км* при ширине 800—1000 *м*, другой более изометричен (3×1,5 *км*). Оба массива сложены рифовыми известняками, представленными двумя разностями: розовыми, пятнистыми, с брекчиевой структурой и серыми, массивными, переполненными фауной кораллов и строматопор. По определению В. А. Сытовой, О. В. Бондаренко и М. А. Борисяк они представлены: *Entelophyllum posperum* (Barr.), *Tryplasma* cf. *loweni* M.E. et H., *Brachyelasma* sp., *Neobrachyelasma* sp., *Aseptiphyllum cargabulacum* Syt., *Favosites forbesi* var. *nitidula* Počta, многочисленными представителями рода *Heliolites* и брахиоподами из группы *Conchidium knighti* Sow. Таким образом, нижнелудловский возраст акканского горизонта по комплексу обнаруженной фауны устанавливается достаточно четко.

Второй тип верхнесилурийских осадков изучен в Западном Прибалхашье, юго-западнее ст. Мынарал, где по данным С. Г. Токмачевой, О. В. Малицкого и И. И. Парецкого, в основании толщи лежат среднегалечные красно-бурые конгломераты с горизонтами бурых и вишневых грубозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов мощностью до 1 *м*, разделенные пачкой (180 *м*) бурых средне- и мелкозернистых песчаников с маломощными горизонтами туфопесчаников, гра-

велитов и мелкогалечных конгломератов. Галька песчаников, кварцитов, гранитов, гранодиоритов, известняков хорошо окатана. Известняковая галька распределена неравномерно, на отдельных участках образует скопления. Полная мощность конгломератовой толщи 1000 *м*. Выше располагается эффузивная часть разреза.

В 1965 г. С. Г. Токмачева на северных склонах урочища Каракамыс в подобной толще конгломератов обнаружила маломощные (0,5—5 *м*) прослои известняков, замещающихся по простиранию конгломератами, которые содержат обильную гальку тех же самых известняков. В известняках были обнаружены криноидеи: *Syndetocrinus* (col.) *minimus* Stuk. и брахиоподы — *Conchidium* ex gr. *hospes* Barr., *Lissatrypa* sp., *Atrypa* cf. *granulifera* B. *Proreticularia carens* (Barr.) *Dolerorthis* ex gr. *rustica* ? (Sow.) по заключению Г. В. Стукалиной и Т. Б. Рукавишниковой, отвечающие возрасту акканского горизонта. Кроме того, здесь же обнаружены кораллы *Favosites* sp., *Fletcheria mammilata* Tchern.

Следующий разрез, который хорошо сопоставляется с вышеприведенными, изучен по руслу Шакшагайлы, где породы простираются в северо-западном направлении. Примерно на середине расстояния между урочищем Шолпан и кол. Ортажартас породы испытывают резкий коленообразный изгиб и их простирание меняется на восток-северо-восточное. Здесь, по данным С. Г. Токмачевой, в основании разреза залегает пачка крупногалечных и мелкогалечных конгломератов с линзами и не выдержанными по простиранию горизонтами бурых песчаников. Состав галек совершенно аналогичен составу галек, изученному в урочище Архарлы. Мощность конгломератов составляет 867 *м*, а общая мощность разреза вместе с девонской вулканогенной частью разреза составляет 1767 *м*.

На простирании отложений описываемой толщи к северо-западу из-под каменноугольных отложений Акжар-Сарытумской синклинали вновь появляются конгломераты основания коктасской свиты, которые протягиваются в район род. Қаргабулак, где они изучены Н. Г. Марковой, указывающей на пестрый состав входящих в нее пород и быструю фациальную изменчивость их по простиранию. В нижней части конгломератовой пачки (150 *м*) преобладают грубозернистые конгломераты, содержащие линзы и тела известняков. Галька конгломератов состоит преимущественно из тех же самых известняков. Верхняя часть пачки (200—230 *м*) сложена алевролитами и аргиллитами. Общая мощность разреза около 400 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Силурийские отложения в Заилийском районе известны только в хр. Кетмень, горах Басулытау и на северных склонах Терской Алатау. Западнее их нет, хотя присутствие силурийской фауны в гальке нижнекаменноугольных конгломератов на южном склоне хр. Торайгыр служит косвенным признаком развития силура в восточных отрогах Заилийского Алатау.

Впервые в описываемом районе силурийские отложения были выделены С. С. Шульцем (1940), обнаружившим остатки фауны (*Lelophyllum intermedium* Wald., и *Favosites* sp.) в известняках пер. Ашутор (Баянкольский район). После этого к силуру стали относить мощные карбонатные толщи долины р. Баянкол, однако последующие исследователи (Захаров, Мозолев, 1964 г.) доказали ограниченное распространение силурийских образований.

Нижний отдел

На северном склоне хр. Кетмень Н. М. Чабдаров и О. В. Бажанов к нижнему силуру отнесли вулканогенно-осадочную толщу, занимающую значительную площадь в бассейне р. Темерлик. Ее нижнесилурийский возраст определен условно, по аналогии с силуром гор Басулытау и по положению в разрезе. Эти отложения трансгрессивно налегают на средне-верхнекембрийские образования и с резким несогласием перекрыты нижнекаменноугольными конгломератами. На участке между р. Темерлик и автотрассой в нижней части толщи расположена красноцветная пачка (190 *м*), сложенная разнозернистыми песчаниками, в верхней части которой прослеживаются два горизонта полимиктовых конгломератов; в верхнем горизонте встречается галька известняков со среднеордовикской фауной. Выше залегает пачка (139 *м*) серых и тонко- и грубослоистых песчаников с прослоями мелкогалечных конгломератов, которая перекрыта слоистыми серыми и бурыми песчаниками и алевролитами мощностью 270—450 *м*. Выше располагаются темно-зеленые миндалекаменные порфириты (50—90 *м*), сменяющиеся темными зеленовато-серыми туфопесчаниками (30—60 *м*). Разрез завершается пестроцветной пачкой туфов смешанного состава (150—250 *м*). Общая видимая мощность составляет 830—1180 *м*.

В горах Басулытау отложения нижнего силура не выдержаны по простиранию и обладают пестрым составом. В центральной части гор и на их северном склоне преобладают осадочные породы, а на юго-восточном — эффузивы. Взаимоотношения силура со средне-верхнеордовикскими породами остались невыясненными. По Н. М. Чабдарову и О. В. Бажанову, в северной части гор в основании видимого разреза нижнесилурийских отложений лежит пачка переслаивающихся пестроцветных песчаников, алевролитов, мергелей и известняков мощностью в 40—50 *м*, перекрытая темно-бурыми базальтовыми порфиритами (150—160 *м*). Они сменяются пачкой переслаивающихся песчаников и алевролитов, прослоев мергелей и известняков с *Dalmanella* cf. *neocrassa* Nikif., *Nalivkinia* cf. *rhomboidalis* Boris., *N.* aff. *kasachica* Boris., *Sowerbyella* sp., и *Palaeofavosites* ? sp. Мощность этой пачки 240—260 *м*. Выше лежат бурые андезитовые порфириты (80—90 *м*), сменяющиеся мощной (250—300 *м*) пачкой песчаников и алевролитов, с частыми прослоями ракушняковых известняков и мергелей, содержащих *Nucleospira* sp., *Favosites* aff. *adaverensis* Sok., *F. forbesi* M.E. et H. Далее следуют базальтовые и андезито-базальтовые порфириты с линзой бурых мелкогалечных конгломератов: в гальках известняков мелкие *Eospirifer* sp., *Zygospira*? sp., *Favosites* sp. Мощность 60—70 *м*. Разрез завершает пачка (90—100 *м*) зеленовато-серых и серых песчаников и алевролитов, переслаивающихся с прослоями известняков и известковистых песчаников; по всей пачке рассеяны остатки *Sowerbyella* sp., *Eospirifer* aff. *radiatus* (Sow.), *Nalivkinia grünewaldtiaeformis* Peetz., *Retzia* aff. *zinakensis* Nikif., *Favosites forbesi* M.E. et H., *F.* aff. *mirandus* Sok., *F.* aff. *adaverensis* Sok., *F.* aff. *favosiformis* Sok. Мощность разреза 910—1040 *м*.

На северном склоне гор Басулытау в многочисленных обнажениях известковистых песчаников и алевролитов были собраны кораллы: *Favosites forbesi* M.E. et H., *F.* aff. *adaverensis* Sok., *F.* cf. *legitimus* Kov., *F.* aff. *subforbesi* Sok., *F.* aff. *humilis* Sok., *Mesofavosites* aff. *verus* Lel., *Palaeofavosites* aff. *minutus* Kov., *P.* aff. *forbesiformis* var. *porosa* Sok.; брахиоподы — *Dalmanella* aff. *neocrassa* Nikif., *Clorinda* cf. *undata* (Sow.), *Sowerbyella* sp., *Eospirifer* aff. *eudora* Hall. *Plecta-*

trypa barrandei (D a v.), *Strophomena* sp., *Nucleospira* ex gr. *pisum* S o w.; трилобиты — *Encrinurus* sp.

В восточной части плато Ушхасан нижнесилурийские отложения слагают ряд небольших выходов. По Б. Ф. Кашкарову и другим, они выражены в нижней части (48 *м*) желтовато-серыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с темно-серыми и светло-серыми известняками, содержащими кораллы: *Favosites* aff. *hisingeri* M.E. et H., *F.* aff. *forbesi* M.E. et H., *Sapporipora favositoides* O z a k i., *Heliolites interstinctus* (L i n n.), *Halysites* sp. Выше лежат серые массивные известняки с редкими кораллами, аналогичными вышеприведенным, сменяющиеся темно-коричневыми мелкозернистыми песчаниками. Мощность верхней пачки 25, а всего видимого разреза 73 *м*.

Т. Б. Рукавишникова и Н. В. Полтавцева считают, что комплекс фауны, обнаруженный в горах Басулытау, является верхнелландоверийским — венлокским, а на плато Ушхасан — венлокским.

Нижнесилурийские отложения на северном склоне хр. Терскей Алатау обнажены в узких блоках, ограниченных субширотными разломами. В блоке, расположенном на правом берегу р. Туюккакпак, в верхней и нижней частях толщи залегают пестроцветные разнозернистые песчаники с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, а в средней — светло-серые известняки (140 *м*). Общая мощность силура в данном блоке не превышает 320 *м*. В песчаниках нижней части толщи В. Б. Рахманом собраны *Resserella* sp. и *Dalmanella* sp. которые, как заключает Т. Б. Рукавишникова, встречаются в отложениях силурийского возраста.

Верхний отдел

Отложения верхнего силура обнажаются на трех небольших разобщенных участках среди пород кетменской свиты на северном склоне хр. Кетмень, по р. Сумбе, в междуречье Сарыбулак — Чушанай и у с. Подгорное. Они представлены известняками и зеленовато-серыми эпидотизированными известково-кремнистыми породами. На левом берегу р. Сумбе под конгломератами кетменской свиты залегают серые грубослоистые известняки мощностью около 300 *м*. В известняках, по данным Б. П. Блинова, встречены: *Conchidium* sp. (ex gr. *biloculare* L.), *C.* cf. *unguiformis* U l r., Rugosa. Западнее, в междуречье Сарыбулак — Чушанай лудловские отложения имеют видимую мощность 180—200 *м* и сложены чередующимися серыми известняками с прослоями зеленовато-серых эпидотизированных известково-кремнистых пород. В известняках собраны *Conchidium knighti* S o w., *C.* ex gr. *biloculare* L., *Pentamerus* sp. По заключению Т. Б. Рукавишниковой, комплекс фауны характерен для нижнего лудлова.

ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

В Южной Джунгарии отложения нижнего силура (лландовери и венлок) известны по долинам рек Коксай, (горы Жалгыз-агаш), Биже, Кугалы и в хр. Алтынэмель.

Лландоверийский ярус

Отложения лландоверийского яруса известны по рекам Коксай, Биже и Кугалы. По р. Коксай в основании разреза на плагиогранитах ордовикского комплекса залегают конгломераты с галькой плагиогранит-порфиров, плагиогранитов, ожелезненных кварцитов и порфиритов.

Выше конгломератов, по Н. А. Афоничеву и С. Е. Майрину, лежат известковистые гравелиты, песчаники и светлые массивные мраморизованные известняки. Мощность базальной пачки 200—220 *м*, из которых на долю терригенных пород приходится 20—30 *м*. Следующая пачка мощностью около 400 *м* представлена преимущественно валунными конгломератами, конгломерато-брекчиями с линзами известняков и песчаников, а также темно-серыми слоистыми известковистыми гравелитами, тонко- и среднезернистыми известковистыми песчаниками, рассланцованными темно-серыми кварцево-хлоритовыми сланцами, косослоистыми грязно-зелеными алевролитами и линзами кварцитов. В известняках встречены брахиоподы: *Holorhynchus* cf. *činghizicus* Boris., *Virgiana* sp., *Clorinda* sp., *Anastrophia*? sp., *Atrypa* sp. *Plectatrypa praemarginalis* (Sav.), *Lissatrypa* sp., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Spirifer jakovlevi* Nikif., *S.* cf. *orbitatus* Barr., *Platystrophia* sp.; кораллы — *Favosites* ex gr. *gothlandicus* Lam., *Palaefavosites* sp., характерные для отложений лландоверийского яруса.

Верхняя часть разреза лландовери представлена чередующимися темно-зелеными и черными карбонатно-кремнистыми алевролитами с пропластками мелкозернистых песчаников (10—20 *см*), серыми и черными алевролитами, глинистыми и кремнистыми сланцами, переслаивающимися с пепловыми туфами. В кремнистых сланцах в 1963 г. В. Ф. Беспалов и К. З. Сальменова собрали граптолиты: *Monograptus priodon* (Bronn.), *Monoclimacis* sp., *Pristiograptus* sp., *Stomatograptus* ex gr. *grandis* (Suess), *Rastrites* sp., отвечающих верхней части лландоверийского яруса.

В основании разреза лландоверийских отложений по р. Биже (хр. Котуркаин) лежат серые и темно-серые слоистые известняки (30 *м*), перекрытые песчаниками с линзами известняков. Мощность песчаников 50 *м*. Здесь отчетливо видна быстрая изменчивость фаций и мощности отложений. Максимальная измеренная мощность оценивается в 600 *м*. Собранные в известняках органические остатки *Favosites favosus* Goldf., *Halysites catenularis* (Linn.), *Encrinurus* sp. указывают на нижнесилурийский возраст отложений.

Венлокский ярус

Отложения венлока известны по долинам рек Биже и Коксай, где они связаны постепенными переходами с подстилающими их отложениями лландовери. Они представлены серыми слоистыми известняками и известково-глинистыми сланцами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками с подчиненными горизонтами, прослоями и линзами серых конгломератовидных гравелитов. В слоистых известняках встречены: *Resserella* sp., *Eospirifer* ex gr. *radiatus* (Sow.), *Janius* sp. Представители рода *Janius* распространены только в венлокских и лудловских отложениях. Учитывая, что подстилающая толща относится к верхнему лландовери, слоистые известняки с фауной брахиопод можно отнести к венлоку. Общая мощность силурийских отложений в районе р. Коксай составляет 1000—1100 *м*.

В хр. Алтынэмель и сопках Суршокы нижний силур представлен мраморизованными известняками и известковистыми песчаниками с остатками кораллов: *Palaeofavosites* sp., *Multisolenia* aff. *tortuosa* Fritz., *Favosites* ex gr. *forbesi* M.E. et H., *Hattonia* sp.; брахиопод — *Atrypa nalivkinoidae* Bor. и *Delthyris* sp., напоминающий *D. elevatus* Dalm. Здесь, по данным Г. В. Нехорошева (1957) мощность нижнесилурийских, видимо лландоверийских отложений составляет 1000 *м*.

СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Ранее выделявшиеся в Северной Джунгарии отложения верхнелудловского яруса, в связи с решением Комиссии межведомственного стратиграфического комитета 1968 г. о границе между силурийской и девонской системами, в настоящее время относят к девону. На большей части территории, в Северо-Джунгарском и Тастауском прогибах, распространены более молодые, чем силур образования; близость геологического развития Северо-Восточного Прибалхашья и Северной Джунгарии допускает возможность распространения силурийских образований под этими толщами.

Известен лишь один участок выхода на поверхность силурийских пород, выявленный в северо-восточных отрогах Джунгарского Алатау. Здесь отложения нижнего силура (венлокского яруса) обнажены в небольшом тектоническом блоке на севере гор Арганаты (вблизи восточного побережья оз. Балхаш), в зоне Алакольско-Джунгарского разлома. Они представлены слоистыми терригенно-карбонатными и туфогенными породами: алевролитами, известняками, туфопесчаниками, туфами, пепловыми и псаммитовыми туфами, в которых собраны мшанки: *Pseudohornera balkhaschica* Nekh. sp. nov., *P.* aff. *niagarensis* (Hall), *Chasmatopora* sp., *Semicoscinium* sp., *Ptilodictya* sp., *Fistulipora* sp.

ОБЩАЯ СВОДКА

Конец ордовикского и начало силурийского периодов в Южном Казахстане ознаменовались активными дифференцированными тектоническими движениями, которые во многих районах привели к крупнейшей геолого-структурной перестройке. Районы Каратау, Киргизского хребта, Чуйской впадины, Бетпак-Далы, Кендыктаса, значительной части Заилийского Алатау и частично Джунгарского Алатау испытали консолидацию и превратились в устойчивые поднятия, на площади которых полностью отсутствовала силурийская седиментация. Чу-Балхашский район, Южную Джунгарию, восточные отроги Заилийского Алатау, западные (?) части хр. Кетмень и его отроги занимал остаточный геосинклинальный прогиб, протягивавшийся в северо-западном направлении и соединявшийся на северо-западе в Моинтинском и Жамансарысуйском районах с Центрально-Казахстанским геосинклинальным бассейном, а на юго-востоке (в районе горного массива Хан-Тенгри) — с геосинклинальной областью Южного Тянь-Шаня. С северо-востока этот прогиб обрамлялся поднятиями центральной части Джунгарского Алатау, которые также в конце ордовика испытали складчатость, внедрение интрузии гранитоидов и восходящие движения. На крайнем северо-востоке Джунгарского Алатау, по Н. А. Афоничеву (1966), с нижнего палеозоя сохранялся геосинклинальный режим и продолжалась непрерывная седиментация. Существуют однако и другие мнения — о происходивших в Северной Джунгарии тектонических предсилурийских дислокациях и о новой трансгрессии, начавшейся в силурийское время. Отсутствие в Северной Джунгарии выходов силурийских отложений на поверхность оставляет этот вопрос открытым, и дальнейшие выводы о палеогеографии и особенностях осадконакопления будут касаться лишь остаточного прогиба Южной Джунгарии, Чу-Балхашского и Заилийского районов.

Значительные участки силурийского осадконакопления в настоящее время перекрыты мощным чехлом более молодых кайнозойских, верхнепалеозойских, каменноугольных и девонских отложений и по-

этому о палеогеографии силурийского периода можно судить только по изолированным выходам, что значительно ограничивает возможности реконструкций. Наиболее полные сведения имеются по силуру Западного Прибалхашья и Чу-Балхашского водораздела; по Заилийскому району и Южной Джунгарии собраны лишь отрывочные сведения. Площади распространения силурийских отложений очевидно относятся к двум структурно-формационным зонам, имевшим отличные условия осадконакопления, особенно отчетливо они выделяются в Чу-Балхашском районе, где площадь собственно Чу-Балхашского водораздела и Западное Прибалхашье обособляются по набору фаций пород (см. рис. 21).

На площади Чу-Балхашского водораздела, в Джалаир-Найманском прогибе, тектонические движения конца ордовика, хотя и привели к резкому сокращению морского бассейна, не вызвали полного удаления моря и не создали несогласия между ордовиком и силуром. Здесь отложения лландовери являются непосредственным продолжением ашгильского яруса, выполняя ядра синклинальных структур. В Западном Прибалхашье соотношения ордовикских и силурийских отложений изучены недостаточно, однако существование предсилурийского размыва говорит о том, что по крайней мере его некоторые участки были захвачены кратковременными поднятиями. Для этого района характерно наличие вулканогенных образований. В Южной Джунгарии силурийской седиментации, как предполагают, предшествовали мощные тектонические движения, сопровождавшиеся интрузивной магматической деятельностью. Осадки лландовери в горах Жалгызагаш (единственное место, где известно основание силурийской толщи) ложатся на размытую поверхность гранитоидного массива, которому присваивается позднеордовикский возраст. В восточной части Заилийского района соотношения ордовика и силура неизвестны. Сходство фаций верхнего карадока и силура и интенсивность доверхнекарадокских тектонических движений допускает возможность существования постепенных переходов между этими образованиями, однако положительных данных для подобных суждений нет.

В раннесилурийское время в Джалаир-Найманском прогибе тектонические условия были неустойчивы: появления горизонтов грубозернистых песчаников с редкой галькой и обломков алевролитов в песчаниках фиксируют местные внутриформационные размывы и перерывы в осадконакоплении, отразившие непрерывные колебания уровня моря. Зеленоцветные отложения саламатской свиты сменяются красноцветными терригенными осадками, переслаивающимися с зеленоцветными и бурыми породами, свидетельствующими о начале интенсивных процессов выветривания в областях денудации, занимавших территорию современной Чуйской депрессии и западной части Заилийского Алатау.

В Западном Прибалхашье, куда сместилась наиболее подвижная зона и где в раннесилурийское время существовали глубокие разломы, обусловившие развитие вулканических процессов, наряду с терригенными зеленоцветными, иногда грубозернистыми образованиями, накапливались вулканиты, состав которых был очень пестрым — от кислых лав и туфов до андезитовых и базальтовых порфиритов. Распространение вулканитов было неповсеместным, на отдельных участках они отсутствовали. Вместе с вулканитами возникали кремнистые породы. Состав отложений в Западном Прибалхашье свидетельствует об одновременном поступлении разнообразного терригенного и вулканогенного материала, а наличие пепловых туфов позволяет предполагать существование центров наземного вулканизма (вулканические острова ?), вблизи которых размещались коралловые постройки.

Осадконакопление в раннюю эпоху силура в Южной Джунгарии и Заилийском районе происходило в близких условиях. Осадки плохо выдержаны и обладают пестрым составом. Это зеленоцветные, пестроцветные и красноцветные породы, кремнистые породы, туффиты и вулканогенные образования различного состава. Распределение вулканических пород неравномерное, извержения, по-видимому, происходили из отдельных центров, разделенных участками накопления терригенных и карбонатных пород.

Выходы силурийских пород на крайнем северо-востоке Северо-Джунгарского района (горы Арганаты) свидетельствуют о том, что и в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области, по крайней мере на ее северном крыле, прилегавшем к Чингизской зоне, условия осадконакопления были близкими. Они представлены карбонатно-терригенными и туфогенными породами.

В позднесилурийскую эпоху условия седиментации существенно не изменились. Осадконакопление продолжалось, как и в первой половине периода, в Чу-Балхашском и Заилийском районах. В Западном Прибалхашье после кратковременных регрессий моря, протекавших скорее всего не одновременно, а последовательно, на отдельных участках, вдоль береговой линии происходил рост барьерного рифа и одновременные накопления на прилегающих участках конгломератов и горизонтов известняков.

Об условиях осадконакопления в Чу-Илийских горах в позднесилурийское время существуют различные взгляды. М. А. Сенкевич, Т. Б. Рукавишникова и другие склонны считать, что в это время здесь находилась область размыва и осадконакопление началось лишь в девонское время. С. Г. Токмачева, Б. А. Салин и другие полагают, что позднесилурийская трансгрессия захватила и Чу-Илийские горы, где также формировались рифовые известняки и терригенные породы. Однако условия были очень неустойчивыми, и известняки подвергались почти синхронному перемыву. Продукты их разрушения переотлагались на месте, без существенного переноса.

В Заилийском районе позднесилурийская седиментация выразилась в образовании карбонатных и известково-кремнистых пород небольшой мощности, обнаженных на обособленных участках. Здесь также формировались рифы, но их структурная приуроченность и палеогеографическое положение не ясны. В Южной Джунгарии в настоящее время отложения верхнего силура не выделены; не исключено, что бассейн осадконакопления распространялся и на эту территорию, но породы верхнего силура были впоследствии денудированы.

Седиментация в Западном Прибалхашье, Южной Джунгарии и восточной части Заилийского района происходила в теплом море с нормальной соленостью, соединявшемся с океаническим бассейном широкими проливами и изобиловавшем небольшими островами, часто вулканического происхождения. Осадконакопление происходило в прибрежно-морских условиях, нередко на мелководье, а иногда и на прибрежных равнинах (венлок Чу-Балхашского водораздела).

В карбонатных и терригенных отложениях силура обильны органические остатки, из которых наиболее важными для стратиграфического расчленения являются колониальные кораллы, брахиоподы, трилобиты и граптолиты.

Родовой состав колониальных кораллов на границе ордовика и силура изменился, хотя ряд родов перешел и из ордовика. Среди силурийских организмов этой группы известно много видов с широким площадным распространением, что позволяет проводить корреляцию с эталонными разрезами и выделять ярусы; часто встречаются местные

виды. Особенно обильны находки кораллов в Западном Прибалхашье, где в венлокских породах содержатся: *Palaeofavosites finis, Multisolenia tortuosa, Favosites jaaniensis, Propora subdecipiens, Helioplasmolites antiquus*, а в лудловских *Heliolites bellus, H. lindströmi, H. bohemicus.*

Среди силурийских брахиопод самое важное значение имеют представители семейств Pentameridae, Atrypidae, Spiriferidae. Роды, относящиеся к этим семействам, имеют широкое площадное распространение, что позволяет по ним выделять ярусы силурийской системы и коррелировать разрезы с другими регионами. Для лландовери характерны роды *Holorhynchus, Eospirifer, Pentamerus.* Венлокские брахиоподы, как и в других регионах СССР, представлены или местными видами, или видами с широким вертикальным распространением. В отложениях лудлова наряду с эндемичными родами встречаются широко распространенные *Conchidium, Lissatrypa, Janius* и др. Южный Казахстан, как и весь Восточный Казахстан в целом, отличается от других регионов земного шара более ранним появлением отдельных родов брахиопод, в частности из семейств Pentameridae, Spiriferidae. Их первые представители в Южном Казахстане встречены еще в позднем ордовике, хотя в других регионах мира они известны только из лландовери. Род *Eospirifer,* известный из нижнего лландовери Южного Казахстана, в других частях СССР встречается только в верхнем лландовери. Вследствие этого, при установлении границ между ордовикской и силурийской системами в изучаемом регионе, брахиоподы не могут быть руководящей группой (Рукавишникова и др., 1968; Полтавцева, Рукавишникова, 1967 г.).

Граптолиты встречены только в терригенных отложениях нижнего силура, но для их стратификации имеют важное значение. Комплексы граптолитов верхнего ордовика и раннего лландовери резко различны; по их смене и проведена граница между системами. В лландовери Чу-Балхашского района четко обособлены два комплекса граптолитов. Первый с зональным видом *Akidograptus ascensus* отвечает нижнему лландовери, второй — с *Pristiograptus gregarius* — среднему лландовери. В верхах лландоверийского яруса граптолиты не обнаружены. Венлокский ярус Западного Прибалхашья также характеризуется определенным комплексом граптолитов, среди которых типичен *Retiolites genitzianus.*

Таким образом, выделение трех ярусов силурийской системы в Южном Казахстане достаточно обосновано важнейшими группами фауны. Лландоверийский ярус охарактеризован брахиоподами и граптолитами, причем по граптолитам выделены подъярусы. Венлокский ярус выделяется по колониальным кораллам и брахиоподам, а лудловский — по кораллам и брахиоподам. Нижняя граница системы довольно четко отбивается по граптолитам в Чу-Илийских горах и по брахиоподам в Южной Джунгарии. Верхняя граница сменой фауны не фиксируется.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения девона в Южном Казахстане широко распространены и участвуют в строении почти всех его основных структурных элементов. Они представлены морскими и континентальными осадками. Морские отложения всех отделов системы известны на северо-востоке региона, в северной части Джунгарского Алатау, в области, входящей в область герцинской консолидации и являющейся южной частью

Джунгаро-Балхашской складчатой системы. В области каледонид — в Восточной Бетпак-Дале, хр. Большом Каратау и западных отрогах Таласского Алатау морские осадки слагают только фаменский ярус. Наличие остатков фауны позволяет стратифицировать эти отложения с точностью до яруса, реже подъяруса.

Континентальные образования девона занимают обширные площади. В Чу-Балхашском районе они протягиваются полосой шириной до 25 *км* от юго-восточного окончания Чу-Илийских гор через горы Анрахай и Хантау на северо-запад за пределы Южного Казахстана. Восточнее гор Хантау они прослежены к оз. Балхаш. В Западном Прибалхашье континентальными образованиями девона сложены большие площади от зал. Аккерме на юге до зал. Сарышаган на севере и далее вне пределов Южного Казахстана. В Восточной Бетпак-Дале они образуют обширные поля, обрамляя выступы докембрийских и нижнепалеозойских пород. В Киргизском хребте, Заилийском Алатау, Кендыктасе, Южной Джунгарии отложения девона встречены на отдельных разрозненных участках в тектонических блоках.

Для континентальных образований девона характерны частая смена пород различного литологического состава в пределах одного возрастного интервала, сходство разновозрастных свит, недостаточная охарактеризованность органическими остатками, представленными в основном флорой, значительное развитие вулканитов. Все это не позволило выделить в девоне биостратиграфические горизонты, соответствующие подразделениям единой стратиграфической шкалы. Поэтому образования девона подразделены на отдельные свиты, возрастной диапазон которых соответствует отделам или разным частям смежных отделов и реже — ярусам. Возраст свит исследователями нередко толковался и в некоторых случаях, и в настоящее время, толкуется поразному.

Фаунистически охарактеризованные отложения девонской системы в Южном Казахстане впервые установлены в 1874 г. Г. Д. Романовским (1878) в Центральном Каратау и в бассейне р. Кокбулак в Южном Каратау. Их распространение показано на геологической карте Туркестанского края, составленной в 1885 г. Г. Д. Романовским и И. В. Мушкетовым. Дальнейшие исследования и расчленение девонских отложений этого района на ярусы провели М. М. Бронников (1905), В. Н. Вебер (1905, 1929) и Д. В. Наливкин (1924, 1930). Большое значение в исследованиях девона Каратау имели работы ЦНИГРИ (ВСЕГЕИ) и МГРИ. В 1932 г. были организованы экспедиция ЦНИГРИ и первая экспедиция МГРИ, работали также партии Казахского геологического треста. Стратиграфические схемы девона Центрального Каратау были составлены в эти годы Н. А. Брызгаловым (1933), Н. Л. Бубличенко и В. С. Малых (1933 г.), Л. Н. Балавинским, О. С. Френкель и П. В. Родионовым (1933 г.), К. Я. Спрингисом и Е. И. Преферансовой (1933 г.), М. С. Волковой (1936), И. И. Машкара (1939). Наиболее детальные схемы, составленные экспедицией ЦНИГРИ — Н. Л. Бубличенко и В. С. Малых для района Кантаги — Бересек и Л. Н. Балавинским, О. С. Френкель и П. В. Родионовым для Ачисайского района, с незначительными изменениями, сохраняют значение и до настоящего времени. По этой схеме наличие на большой площади двух сходных фаменских толщ, залегающих одна над другой без углового несогласия и разделенных широко развитым горизонтом брекчий, объяснялось тектонической сдвоенностью. Схема подтвердила представления В. В. Галицкого о надвигово-шарьяжном строении Каратау, полученные им при изучении Южного Каратау в 1932 г. (Галицкий, 1936, 1937, 1967).

В 1949 г. В. В. Бронгулеев (1957, 1961) пришел к выводу, что в Каратау региональные надвиги отсутствуют. Он предложил принципиально иную схему стратиграфии фаменских отложений Центрального Каратау, выделив несколько свит, по его представлениям отвечающих крупным ритмам осадконакопления, в основании которых залегают крупнообломочные породы — осадочные брекчии и конгломераты (см. табл. 6).

Девонскую фауну Каратау, в последние годы, изучали и описали А. И. Сидяченко и Р. Е. Алексеева (1958), Р. Е. Алексеева и А. И. Сидяченко(1959), А. И. Золкина (1954), А. И. Сидяченко (1962). В определении фауны участвовали О. И. Богуш, О. В. Юферев, Б. В. Поярков, Е. А. Рейтлингер, Л. Н. Куликова, М. А. Болховитинова, Н. А. Морозова, Т. А. Добролюбова, А. И. Сокольская, Х. С. Розман и Ф. А. Журавлева.

В 1927—1931 гг. строение территории Бетпак-Далы и Чу-Балхашского района изучала экспедиция ЦНИГРИ под руководством Д. И. Яковлева. В 1927 г. от отнес к девону основные эффузивы, к девону — карбону — красноцветные песчаники и сланцы. Позже Д. И. Яковлев (1938) свиту основных эффузивов считал верхнесилурийской-нижнедевонской; песчаники, на основании флоры, собранной на мысе Акшокы, — верхнедевонскими, а свиту кислых эффузивов — девоно-карбоновой. Ныне песчаники мыса Акшокы, на основании новых сборов и определений флоры, относят к нижнему карбону.

Нижняя граница девонской системы определяется на том основании, что в 1952 г. в Чу-Илийских горах И. В. Хохлов и Т. Б. Рукавишникова в гальке базальных конгломератов толщи, относимой ранее к силуру (в горах Сериктас, в 2 *км* юго-западнее кол. Кашамбайкудук) собрали остатки фауны лудловского возраста. Характерно, что в Чу-Балхашском и Чуйском районах отложения лудлова отсутствуют. Породы основания девонского разреза залегают несогласно на разновозрастных отложениях — на андеркенском (урочище Ащису) и доланкаринском (р. Копалысай, горы Анрахай) горизонтах ордовика или с несогласием на койчинской свите венлока (горы Койжарылган), что свидетельствует о восходящих движениях различной интенсивности, предшествовавших накоплению осадков девона.

Исследования 1953—1968 гг. (К. И. Дворцова, Л. П. Зоненшайн, Н. Г. Маркова, А. А. Недовизин, Л. М. Палец, И. И. Парецкий, Б. А. Салин, М. А. Сенкевич, С. Г. Токмачева, И. В. Хохлов, С. Я. Шувалов) неоднократно изменяли представления о последовательности осадконакопления, но несмотря на находки остатков флоры не смогли выработать единых взглядов. В настоящее время существует 3 основных мнения *.

После тематических исследований — дополнительных сборов остатков флоры, составления детальных разрезов, анализа растительных комплексов и обобщения имеющихся материалов М. А. Сенкевич (1963 г., 1964) пришла к выводу, что в Южном и Западном Прибалхашье — в различных структурно-формационных зонах существуют две разновозрастные свиты кислых эффузивов. Накопление одной из них — кайдаульской свиты Западного Прибалхашья происходило в раннедевонскую эпоху (эйфельский ярус), а второй, карасайской, локально развитой в Южном Прибалхашье, — в живетско-франское время. Возрастным аналогом кайдаульской свиты является коктасская свита основных эффузивов и осадочных пород Южного Прибалхашья. Здесь же распространена кияктинская свита кислых эффузивов фаменского

* По этим причинам на карте, в ряде случаев, индексы даны со знаком вопроса.

возраста, являющаяся возрастным аналогом жингильдинской свиты. Позднее М. А. Сенкевич (1967 г.), сохранив основные положения стратиграфической схемы, подчеркнула резко выраженную зональность в распределении девонских образований и выделила в Южном Казахстане 4 структурно-формационные зоны. Дальнейшие исследования привели ее к выводу о том, что верхняя возрастная граница кайдаульской и коктасской свит проходит внутри эйфельского яруса, так как именно к этому времени в Казахстане приурочена заключительная фаза позднекаледонского тектогенеза.

С. Г. Токмачева (1964—1966 гг.), проводившая обобщающие работы по стратиграфии силурийских и девонских отложений в Западном Прибалхашье и Бетпак-Дале, дала единую стратиграфическую схему для района, не выделяя структурно-формационных зон. Коктасскую свиту она отнесла к лудловскому ярусу силура — жединскому ярусу девона, карасайскую — к нижнему — среднему девону, выделила живетский ярус, установила для жингильдинской свиты франский возраст (для Чу-Балхашского водораздела и Бетпак-Далы) и обособила отложения фаменского яруса.

Группа геологов ВСЕГЕИ, руководимая К. И. Дворцовой и занимавшаяся изучением Чу-Илийских гор и Юго-Западного Прибалхашья с 1959 г., среди отложений девона выделяет свиту нижнего — среднего девона, алакольскую свиту живетского возраста, карасайскую свиту среднего — верхнего девона и жингильдинскую свиту верхнего девона — нижнего карбона.

В Джунгарском Алатау впервые расчленение отложений девона было произведено в 30-х годах на основании сборов фауны. Первыми исследователями, выделившими образования девона были Б. К. Терлецкий (1931 г.), Н. В. Дорофеев (1933 г.), Б. К. Чухин (1933 г.), М. М. Юдичев (1936 г.) и др. Существующая схема стратиграфии девона этого района была разработана в 50-е годы геологами ВСЕГЕИ, ЮКГУ и ВАГТ (Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева, В. А. Буш, Н. И. Филатова, А. М. Жмырев и др.).

Таким образом, во взглядах на стратиграфию девонских отложений существуют разногласия по ряду принципиальных вопросов. Одним из наиболее спорных для Каратау является вопрос о строении фаменского разреза. Одни считают, что отложения этого яруса характеризуются непрерывным разрезом; по мнению других, здесь наблюдается тектоническое сдваивание пачек в результате надвиго-шарьяжных движений.

Противоречивы взгляды на стратиграфию континентальных девонских отложений Чу-Илийских гор. Одни исследователи коктасскую свиту относят к нижнему девону — эйфельскому ярусу среднего девона, считая кайдаульскую свиту ее возрастным аналогом; возраст вышележащей карасайской свиты определяют как верхи эйфельского яруса — франский ярус верхнего девона, а жингильдинской — как фаменский ярус верхнего девона. Другие исследователи возраст коктасской свиты определяют как лудловский ярус верхнего силура — нижнюю часть нижнего девона, карасайскую свиту считают нижним — средним девоном и кайдаульскую свиту параллелизуют с ней; жингильдинскую свиту относят к франскому ярусу; третьи — коктасскую свиту рассматривают как лудловскую.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

Девонские отложения, начинающие среднепалеозойский разрез, широко распространены в Большом Каратау и известны на отдельных небольших участках в отрогах Таласского Алатау (горы Джабаглы,

Каржантау, северо-западные склоны Угамского хребта). Они относятся к верхнему отделу — франскому и фаменскому ярусам. Существование более древних девонских отложений на этой территории считалось не доказанным.

В Северо-Западном Каратау в горах Чаулинчи и Баргана в 1963 г. Н. М. Салов нашел среди кристаллических сланцев и песчаников мраморы и мраморизованные известняки, содержащие в большом количестве цилиндрические образования перекристаллизованного кальцита, напоминающие колонии амфипор. В 1970 г. В. В. Галицким среди них найден одиночный коралл. Мраморизованные известняки подстилают франскую тюлькубашскую свиту и на этом основании отнесены к живету.

Метаморфизм пород объясняется контактовым воздействием гранитов, обнаруженных здесь в нескольких буровых скважинах. Абсолютный возраст гранитов 280—290 млн. лет (Ибрагимов, Богатырев, 1969 г.).

Г. И. Макарычев (1957) и Н. И. Николаев (1968) ошибочно относили метаморфизованные породы гор Чаулинчи к бессаузской серии протерозоя, а В. Ф. Беспалов (1965) — даже к нижнему протерозою.

Стратиграфическое расчленение девонских отложений хр. Каратау разными авторами понимается неодинаково (табл. 6). В данной работе принята схема стратиграфического деления, разработанная Л. Н. Балавинским и Н. А. Бубличенко, широко используемая в настоящее время работниками территориальных геологических организаций.

Франский ярус

На поверхности эпикаледонского пенеплена, выработанного на всех породах от нижнего протерозоя до бешарыкской свиты верхнего ордовика включительно, в Каратау и отрогах Таласского Алатау, резко несогласно залегает красноцветная молассоидная толща конгломератов, аркозовых и полимиктовых песчаников и алевролитов — тюлькубашская свита. Она перекрывала зону Главного Каратауского разлома, находившегося в состоянии тектонического покоя и не выражавшегося в рельефе.

Тюлькубашская свита, впервые выделенная В. Н. Вебером (1929), широко распространена на юго-западном склоне Большого Каратау. От гор Даут на северо-западном окончании хребта она обнажена значительными участками в предгорьях Северо-Западного Каратау. В Центральном и Юго-Восточном Каратау она слагает ядра крупных антиклиналей, занимая площадь до 150 *км*^{2} в Бессазской брахиантиклинали. В отрогах Таласского Алатау, горах Джабаглы, в пределах Южного Казахстана, площадь выходов тюлькубашской свиты составляет 90 *км*^{2}; четыре небольших (4—5 *км*^{2}) участка ее распространения находятся в Угамском хребте в бассейне р. Сайрам и один, площадью около 10 *км*^{2}, на правобережье р. Майдантал.

На небольших участках свита сохранилась и на северо-восточном склоне хр. Каратау, в северо-восточном крыле Главного Каратауского разлома, где она лежит непосредственно на породах бессазской серии нижнего — среднего (?) протерозоя и на древних интрузиях. В Северо-Западном Каратау небольшие ее выходы известны в бассейне р. Бугы и горах Аиртау. В водораздельной части хребта значительные (до 300 *км*^{2}) выходы свиты закартированы только в Ушбасской брахисинклинали, которая лежит несогласно на кокджотской серии протерозоя. Это крайний северо-восточный выход тюлькубашской свиты; в Малом Каратау она неизвестна.

Почти на всей площади распространения тюлькубашская свита представлена континентальными красноцветными пролювиально-аллювиальными и дельтовыми отложениями. Морские фации известны только в нижней половине разреза свиты в бассейнах рек Шолак, Алачапан и горах Карамурун на юго-западном склоне Северо-Западного Каратау.

Основная масса обломочного материала поступала с северо-востока суши, в настоящее время скрытой кайнозойскими отложениями Моюнкумов. Малый Каратау также был областью сноса, валуны и галька пород каройской и тамдинской серий в изобилии присутствуют в базальных слоях тюлькубашской свиты в Ушбасской брахисинклинали, причем в северо-восточном ее крыле обломки этих пород представлены крупными валунами, а в юго-западном — галечниками, что указывает на направление сноса с северо-востока на юго-запад. Киргизский хребет и северные склоны Таласского Алатау также, по-видимому, были областью сноса материала (Галицкий, 1967).

Е. А. Похвиснева (1958) считает, что в Каратау обломочный материал был, главным образом, местного происхождения — сносился с Жамантасского и Мынжилкинского поднятий, а также с поднятий, предполагаемых ею на территории, занятой в настоящее время Восточно-Кызылкумской депрессией.

По представлениям В. В. Эза (1954), Е. А. Похвисневой (1958, 1959, 1961), Е. Е. Захарова (1960), Н. И. Николаева (1961) формирование тюлькубашской свиты происходило в условиях разнонаправленных блоковых конседиментационных движений большой интенсивности и амплитуды по разрывам, оперяющим Главный Каратауский разлом. Но этот разлом находился в состоянии покоя и перекрыт отложениями тюлькубашской свиты. Все оперяющие разломы эпигенетичны по отношению к породам свиты и нет оснований для предположения об их активности при отсутствии смещений по Главному разлому. Движения вдоль последнего носили плавный эпейрогенический характер. Поднималось и подвергалось размыву северо-восточное крыло разлома, прогибалось с разной скоростью юго-западное крыло, образуя приразломный прогиб, выполнявшийся пролювиально-делювиальными отложениями. В начальную стадию прогибания формировались разобщенные конусы выноса; затем они сомкнулись, образуя пологий удаленный предгорный шлейф и в конечную стадию возникла плоская аллювиально-пролювиальная равнина.

Е. А. Похвиснева (1959) подразделила тюлькубашскую свиту на нижнюю, среднюю и верхнюю подсвиты. Нижняя, песчано-алевролитовая, имеющая локальное распространение, сложена плохо сортированными алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями темно-зеленых и темно-серых основных эффузивов; она обнаружена в ядре Бессазской антиклинали, в зоне Карагур-Ачисайского глубинного разлома. Эффузивы, по данным Е. А. Похвисневой, являются сильно измененными диабазовыми или андезитовыми порфиритами. Мощность подсвиты не превышает нескольких десятков метров, но близ Карагур-Ачисайского разлома местами возрастает до 400 *м*. Л. В. Беляков (1966, 1968 гг.) указал для того же района мощность 750 *м*. В 1968 г. он определяет мощность подсвиты до 300 *м* и относит ее к нижнему и среднему девону, выделяя ее из тюлькубашской свиты, так как последняя лежит на песчаниках с эффузивами несогласно. В других районах Каратау эффузивы в тюлькубашской свите не встречены, нет их и в смежных районах Западного Тянь-Шаня (Стратиграфия УзбССР, 1965). В то же время в Большекаратауской (Улутау-Каратауской) структурно-формационной зоне в Улутау и Северном Тянь-Шане сход-

ные эффузивы имеются в верхнем ордовике. Таким образом, не исключен верхнеордовикский возраст нижней подсвиты.

Средняя, конгломератовая подсвита широко распространена. Конгломераты темно-красные, темно-серые, темно-зеленые с линзами песчаников, алевролитов, аргиллитов. Размеры гальки 3—5 до 8 *см* диаметром, местами валуны до 30—50 *см*. Окатанность обломочного материала различна. Конгломераты слабо сортированы, местами в них выражена грубая слоистость; по составу они аркозовые и полимиктовые.

Е. А. Похвиснева (1959) и В. В. Бронгулеев (1961) отметили, что среди обломков преобладают породы местных подстилающих древних отложений. О. С. Грум-Гржимайло (1958 г.) указал, что в северо-восточном крыле Майдантальской синклинали в составе конгломератов почти вся галька состоит из песчаников ордовика, подстилающих подсвиту, но есть обнажения, в которых присутствуют (до 15%) плохоокатанные обломки серых и розовых полосчатых известняков, весьма сходных с верхнекембрийскими известняками, известными на северо-восточном склоне Северо-Западного Каратау. Западнее поднятия нижняя песчано-алевролитовая подсвита, выделенная Е. А. Похвисневой, не распространена. О. С. Грум-Гржимайло (1966 г.) называет в этом районе нижней подсвитой среднюю и верхнюю подсвиты по номенклатуре Е. А. Похвисневой, именуя их пачками — конгломератовой и песчаниковой.

Средняя, конгломератовая подсвита обнажена в ядрах Бессазской, Кызылатинской и Карабулакской брахиантиклиналей и на северо-восточном крыле Майдантальской синклинали. По мнению Е. А. Похвисневой, ее мощность нарастает с северо-запада на юго-восток от 50—80 до 200—300 *м*. В. В. Бронгулеев (1961) указал для верховий р. Баялдыр мощность до 400 *м* *.

Верхняя, песчаниковая подсвита связана с конгломератовой постепенными переходами. Она довольно однообразна по составу и строению. Преобладают среднезернистые песчаники (с зернами 0,3—0,5 *мм*), полимиктовые и аркозовые, розовые, красные, красновато- и зеленовато-серые. Присутствуют прослои алевролитов и аргиллитов. Мощность их обычно несколько десятков сантиметров. Местами хорошо выражена косая слоистость с падением, направленным на юг и юго-восток. На поверхностях напластования встречается волновая рябь и трещины усыхания.

Очень интересно строение этой подсвиты в Карабулакской брахиантиклинали. По оси выходов с север-северо-запада на юг-юго-восток пласты аркозовых красных песчаников, замеренная общая мощность которых составляет 3700 *м*, падают моноклинально на протяжении около 9 *км*. Выходы пластов образуют в плане концентрические дуги (рис. 22). На южном крыле брахиантиклинали верхняя часть подсвиты лежит несогласно на фаунистически охарактеризованном верхнем ордовике. Мощность этой части подсвиты менее 1000 *м*. Судя по общей конфигурации пластов песчаников в плане и взаимоотношениям с подстилающим ордовиком, тело песчаников представляет мощную двояковыпуклую линзу. Его истинная наибольшая мощность значительно меньше 3700 — порядка 1500—2000 *м*. Для Каратау и отрогов Таласского Алатау это тело представляется наиболее четко выраженной дельтой реки франского века.

---

* Детальные стратиграфические схемы разделения тюлькубашской свиты, составленные геологами МГРИ, остались несогласованными между ними (см. табл. 6).

Разделение тюлькубашской свиты на подсвиты (или пачки) по литологическим признакам имеет местное значение, так как по условиям образования они сильно изменяются по составу пород, размеру обломков, мощности пачек и цветовым оттенкам. Детальное сопоставление стратиграфических разрезов отдельных изолированных выходов по этой причине затруднено.

До недавнего времени свиту относили к среднему девону и франскому ярусу верхнего девона. Новые находки фауны позволили уточнить возраст. В Северо-Западном Каратау, в бассейнах рек Алачапан и Шолак в нижней трети разреза Н. Л. Бубличенко (1932 г.) собрал мелких пелеципод рода *Leptodesma*. По заключению определявшего их Б. В. Наливкина они распространены в верхнем девоне. Найденные там же *Tabulata* возраст отложений не уточнили. Позднее В. А. Запорожец (1963 г.) и Н. М. Салов (1964 г.) нашли в долинах тех же речек прослои известняков и зеленых алевролитов с морской фауной.

Тюлькубашская свита на правобережье р. Алчапан, согласно Н. М. Салову, в основании образована мощными красноцветными валунно-галечными конгломератами с пропластками песчаников. Более высокие части свиты образованы голубовато-серыми, бурыми и красновато-бурыми мелко- и среднезернистыми песчаниками. Выше располагаются зеленые глинистые и алевритистые сланцы с тонкими прослоями песчанистых известняков, содержащих остатки криноидей, пелеципод, кораллов и брахиопод. Мощность свиты 980 *м*.

Среди ископаемых органических остатков этого разреза М. С. Быкова определила *Magtea* sp., указывающую на эйфельско-франский возраст пород, *Tabulophyllum* sp. — на девон и *Chaetetes* sp., — распространенный в девоне и карбоне. Л. И. Каплун, определившая брахиопод *Leptaena* sp. и *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., по последней форме считает, что возраст свиты не моложе франского яруса.

В 1953 г. Г. И. Макарычев в верхней части свиты в междуречье Бакай-Тегистык обнаружил слепок внутренней полости членистостебельного растения, позволяющий предположить франский возраст пород; другая находка сделана М. С. Потаповой в разрезе р. Тюетас, где в нижней части свиты найдены отпечатки псилофитов плохой сохранности, имеющие, по мнению М. Ф. Нейбург, древний облик, не моложе среднего девона (Грум-Гржимайло, 1966 г.).

В Байджансайском районе в серых песчаниках, лежащих в верхах свиты, А. И. Золкина собрала пресноводных франских филлопод, определенных Н. И. Новожиловым (1961): *Cyclestheria kazachorum* (Novoj.), *Lioestheria asiatica* Novoj., *L. pseudolallyensis* Novoj., *Pseudestheria (Spheropsis) minima* Novoj., *P. (Dolichostheria) zolkinae* Novoj., *P. (Pseudestheria) satpaevi* Novoj., *Cousherisma tjanshanense* (Novoj.).

В Приташкентском районе, в нижнем течении р. Коксу (правого притока р. Чаткал) А. С. Аделунг (1940 г.) нашел в красных песчаниках тюлькубашской свиты остатки рыбы *Botriolepis* sp. Они обычно встречаются в отложениях франского возраста и указывают на пресноводно-солоноватоводный тип бассейна. Южнее красноцветные песчаники тюлькубашской свиты подстилаются толщей зеленоцветных песчаников живетского возраста.

Фаменский ярус

В хр. Каратау и западных отрогах Таласского Алатау фаменские отложения широко распространены от гор Карамурун на юго-западном склоне Северо-Западного Каратау до северных склонов Угамского

хребта и юго-восточнее, в пределах Узбекской ССР. По-видимому, они также широко развиты под покровом более молодых отложений к западу и юго-западу от хр. Каратау на территории Кызылкумов. Выходы фаменских морских отложений известны на останцовых возвышенностях Центральных Кызылкумов в Узбекистане, где они содержат комплекс фауны, сходной с каратауской. С северо-востока площадь распространения фамена отчетливо ограничена Главным Каратауским и оперяющим Больше-Каройским разломами. В зоне последнего в бассейне р. Ушбас тектонически зажаты линзы известняков фамена. Других выходов фаменских отложений в Малом Каратау неизвестно.

На подстилающей франской тюлькубашской свите фаменские отложения лежат согласно на большей части площади. Признаки скрытого несогласия выражены на крыльях Карабулакской брахиантиклинали в Центральном Каратау, где на разных пластах тюлькубашской свиты лежит корпешская пачка зеленых аргиллитов и алевролитов основания фаменского разреза. Это несогласие по-видимому связано со сменой континентальных дельтовых фаций тюлькубашских песчаников фациями морских береговых илов, трансгрессировавшего с юго-запада фаменского моря.

Выше указано, что в Центральном Каратау были составлены две принципиально различные стратиграфические схемы фамена (см. табл. 6). В первой схеме Л. Н. Балавинского, Н. Л. Бубличенко, В. В. Галицкого (1933—1934 гг.) выделено 8—10 литологически различных пачек, лежащих согласно между собою, на франских отложениях и по верхней пачке перекрытых этренскими слоями нижнего турне.

В схеме В. В. Бронгулеева (1957—1962 гг.) фаменские отложения Центрального Каратау разделяются на четыре свиты и 19 пачек. Свиты разделены крупными несогласиями со складчатостью и размывами и несогласно перекрыты этренскими слоями нижнего турне. А. И. Сидяченко (1962) несколько упростил схему В. В. Бронгулеева, сократив число пачек до 14. Авторы второй схемы, отрицая покровную структуру Каратау, чрезвычайно усложнили историю геологического развития района и стратиграфический разрез.

А. И. Сидяченко и Р. Е. Алексеева и экспедиция МГРИ в целом дали палеонтологическую характеристику разреза фаменских отложений: «В составе фаменской фауны Центрального и Юго-Восточного Каратау отчетливо обособляются четыре палеонтологических комплекса, последовательно сменяющих друг друга во времени, в связи с чем в разрезе было выделено четыре биостратиграфических горизонта. Сходные фаунистические комплексы прослеживаются и в разрезах близлежащих районов — западных отрогах Тянь-Шаня и западной части Центрального Казахстана. Последнее позволяет выделить для всех этих районов четыре общих зоны (снизу вверх): группа Cyrtospirifer archiaci, Camarotoechia turanica, Camarotoechia baitalensis kazastanica, Adolfia taiassica» (Сидяченко, 1962).

Фаменский возраст карбонатной толщи не вызывает сомнений, но сопоставление ее разрезов, описанных на различных участках, в деталях еще недостаточно обосновано. Л. Н. Балавинский в 1933 г. выделил в Центральном Каратау в фаменских отложениях турланскую фацию чередующихся известняковых и мергелистых пачек и бересекскую фацию известняков и доломитизированных известняков. И. И. Машкара (1939) установил третью — келенчикскую фацию прибрежно-морских отложений на северо-восточном склоне Каратау. Геологи экспедиции МГРИ выделили четвертую фацию — кызылатинскую, которая отличается от бересекской преобладанием доломитов. На более широкой пло-

щади фациальные особенности толщи фамена осветил И. И. Князев (1960).

В Центральном Каратау в разрезе фаменских отложений выделены девять литологических пачек, особенно отчетливо различающихся восточнее долины р. Баялдыр.

Корпешская пачка. В корпешской пачке преобладают аргиллиты. Алевролиты, тонкозернистые песчаники, конгломераты из мелкой гальки аргиллитов, мергели и редкие слои комковатых известняков (мощностью 2—3 *м*) имеют подчиненное значение, они распространены на локальных участках. Господствующий цвет пород пачки зеленый; буровато-зеленые и красновато-бурые оттенки распространены участками, незакономерно в разрезе и по площади. Однако в верховьях р. Икансу на южном крыле Ушайрыкской брахиантиклинали отчетливо видно, что первично пачка была красной и малиново-красной. Изменение цвета объясняется глубокой гидротермальной переработкой. Зеленая окраска распространяется в стороны от секущих эпигенетических трещин, выполненных тонкими жилками кварца с железной слюдкой. Характернейшей особенностью пачки является повсеместное распространение эпигенетических тектонических брекчий, состоящих из обломков ее пород. Пачка и ее тектонические брекчии распространены небольшими участками и узкими полосами в крыльях почти всех синклиналей фаменских отложений по всему Каратау. Крайний выход брекчий вскрыт буровой скважиной в 20 *км* северо-западнее горы Даут, а на юго-востоке Каратау они известны по долинам р. Боролдай и правых притоков р. Арыси. Первичная мощность корпешской пачки до ее дислоцирования, по-видимому, была в пределах 30—50 *м*.

В прослоях темно-серых комковатых известняков на восточном окончании Кызылатинский брахиантиклинали О. С. Грум-Гржимайло нашел в 1955 г. остатки брахиопод плохой сохранности, определенных А. И. Золкиной как *Cyrtospirifer*. Точный возраст пачки эти находки не устанавливают. Поскольку прослои известняков корпешской пачки очень сходны с вышележащими известняковыми пачками с фаменской фауной, Л. Н. Балавинский, Н. Л. Бубличенко, В. В. Галицкий, а также В. В. Бронгулеев, отнесли пачку к фаменскому ярусу. О. С. Грум-Гржимайло, Л. В. Беляков, Е. П. Успенский и А. И. Сидяченко считают корпешскую пачку франской. Все исследователи, кроме В. В. Бронгулеева, утверждают согласное залегание корпешской пачки на тюлькубашской свите.

В покровных структурах восточнее долины р. Икансу, в которых нормальный стратиграфический разрез тектонически сдвоен, В. В. Бронгулеев (1961) и А. И. Сидяченко (1962), отрицающие наличие покрова, называют корпешскую пачку, обнаженную в основании верхней чешуи, шукурбулакской пачкой.

Шушаковская пачка (нижние комковатые известняки) лежит согласно на корпешской; смена литологического состава резкая. Пачка распространена в Центральном Каратау восточнее долины р. Баялдыр и на небольших площадях подразделена более дробно. В бересекской фации Н. Л. Бубличенко выделил три пачки (снизу вверх): 1) «переходную» пачку известняков и мергелей (65—80 *м*); 2) «нижнюю» пачку доломитов и доломитизированных известняков (60—80 *м*); 3) пачку «нижних» комковатых известняков (70—90 *м*).

Л. Н. Балавинский на небольшой площади между ст. Серго и пос. Акжар обособлял в турланской фации: нижние известняки (30—50 *м*), балачские мергели (80 *м*) и шушаковские известняки (220—300 *м*). Между указанными районами шушаковская пачка однороднее и по литологии и по комковатой текстуре известняков. При детальном

картировании дробное подразделение не прослеживается. Западнее долины р. Баялдыр в кызылатинской фации известняки замещаются доломитами, мергели выклиниваются и прослеживание пачек предыдущих фаций затруднено.

В этой части Центрального и Северо-Западном Каратау В. В. Эзом (1954) разделил толщу карбонатных пород фамена на два горизонта — джилаганатинский, представленный переслаивающимися светлыми алевритистыми доломитами и известняками (70—100 *м*) и жанкурганский — черных толстоплитчатых доломитов и известняков (300—400 *м*). Позднее Л. В. Беляков и О. С. Грум-Гржимайло почти всю толщу фамена назвали амансайской (аманской) свитой, а горизонты переименовали в пачки. Джилаганатинская пачка по своему стратиграфическому положению и объему, по-видимому, полностью соответствует шушаковской пачке.

В. В. Бронгулеев (1961) и А. И. Сидяченко (1962) сохранили название шушаковской пачки в верхней чешуе тектонически сдвоенного разреза; нижнюю пачку назвали курсайской пачкой. Списки микро- и макрофауны, собранной в шушаковской (и курсайской) пачке, приведенные В. В. Бронгулеевым и А. И. Сидяченко заключают десятки видов *. А. И. Сидяченко считает характерными для шушаковской пачки брахиоподы: *Yunnanellina triaequalis* (Goss.), *Y. kasakhstanica* Rosman, *Cyrtospirifer (Cyrtosp.)* ex gr. *sulcifer* H.C., *C. (Platysp.) multicoststus* Sid., *C. (Dmitria) romanovskii* Nal. (forma intervalis), *Athyris bayeti* Rig. Для курсайской пачки он считает характерными виды: *Yunnanellina triaequalis* (Goss.), *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) kursaensis* Sid., *C. (Cyrtosp.) abai* Sid., *C. (Dmitria) romanovskii* Nal. (forma brevis), *C. (Dm.) ellipticus* Sid. В каждой из пачек из 21 перечисленного вида брахиопод, 13 видов — общие. Для большинства остальных указывается, что они встречены в малых и очень малых количествах или только в одном обнажении. По-видимому, сборы фауны являются недостаточно представительными, что и вызывает различия фауны в единой пачке, находящейся в разных чешуях покрова.

Курусайская пачка (первые ленточные известняки). В турланской фации курусайская пачка представлена темно-серыми мергелями и глинистыми известняками. Мощность пачки в районе Ачисая колеблется от 150 до 250 *м*; западнее мощности уменьшаются и резко падают в бересекской фации. Последнюю пачку слагают тонкослоистые ленточные и глинистые известняки. Мощность пачки в районе Миргалимсая 13—20 *м*, а западнее р. Кызылата она уже плохо выделяется в разрезе. Везде курусайская пачка согласно лежит на шушаковской. В турланской фации смена пород постепенная (на 3—5 *м* по мощности), в бересекской — более резкая, на коротком интервале.

В Кызылатинской фации в западной части Миргалимсайского рудного поля породы курусайской пачки (первые ленточные известняки) довольно сильно баритизированы.

В схеме В. В. Бронгулеева эта пачка числится в хантагинской свите (нижней) под названием торкорской, а в верхней тектонической чешуе за ней сохранено название курусайской. А. И. Сидяченко указывает для курусайской пачки 15 видов брахиопод, из которых 12 общие с видами торкорской пачки (в последней 24 вида). В торкорской

* Из-за недостатка места нет возможности поместить полные списки фауны ни для шушаковской, ни для остальных, вышележащих пачек фамена. Критический анализ списков, приведенных Р. Е. Алексеевой, А. И. Сидяченко (1959), В. В. Бронгулеевым (1961), произведен В. В. Эзом (1961), О. С. Грум-Гржимайло (1968), Л. В. Беляковым (1968), убедительно доказавшими сходство фаун в тектонически сдвоенном разрезе.

пачке в руководящем комплексе брахиопод числятся обильные: *Plicatifera meisteri* (Peetz), *Cyrtospirifer (Cyrtospirifer) rhomboformis* Sid., *C. (Platysp.) paronai* (Martelli), *C. (Cyrtosp.) subextensis* (Martelli), единичные *Yunnanellina triaqualis* (Goss.). Три первых вида и пятый собраны и в курусайской пачке в единичных обнажениях в малом количестве.

Акжарская пачка (ячеистых известняков) согласно лежит на курусайской. В пределах Центрального Каратау она очень изменчива по литологическим особенностям известняков, их текстуре и мощности. Н. Л. Бубличенко выделил ее в разрезе Карагаштыканской брахиантиклинали на левом склоне долины р. Бересек по характерной ячеистой поверхности известняков. В бересекской и кызылатинской фациях наряду с известняками пачка содержит доломитизированные известняки и доломиты. Западнее доломиты преобладают. Известняки темно-серые, мелкокомковатые, плитняковые. Мощность пачки по р. Бересек и в Миргалимсайском рудном поле 6—20 *м*. Восточнее р. Кантаги в пачке наблюдается чередование тонкослоистых ленточных плитчатых известняков с хорошо выраженными ячеистыми и мощность всей пачки возрастает. Мергелистые прослои редки.

В районе рудника Ачисай пачка сохраняет общий облик, при увеличении мергелистости; мощность достигает 120 *м*. Северо-восточнее и восточнее мощность уменьшается до 40—12 *м*. Слои с ячеистой поверхностью отсутствуют, и пачка представлена тонкослоистыми тонкоплитчатыми известняками, хорошо выделяющимися в разрезе, так как подстилающая и покрывающая пачки сложены зеленовато-серыми мергелями. Органических остатков в акжарской пачке в ячеистых известняках много; в ленточных — очень мало.

В. В. Бронгулеев сохранил название пачки в верхней тектонической чешуе, в хатынкамальской свите (верхней по его номенклатуре); в Кантагинском районе он назвал ее аккузской. А. И. Сидяченко для акжарской пачки перечисляет 27 видов брахиопод, из которых характерными считает: *Schuchertella* ex gr. *chemungenesis* (Conr.), *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) semisbugensis sphaeroidea* Nal., *C. (Cyrtosp.) pamiricus* (Reed), *C. (Cyrtosp.) pamiricus parilis* (Reed). Из них 11 видов встречаются в малых или очень малых количествах, в редких обнажениях и 9 видов — уникальны. В аккузской пачке названо 23 вида (и 2 вида sp. indet), 7 видов признаны характерными (по количеству), 10 единичны и 7 уникальны. В выделенных В. В. Бронгулеевым, А. И. Сидяченко и Р. Е. Алексеевой пачках общих видов 12, причем 5 из них входят в «руководящие комплексы» обеих пачек. Прямое прослеживание пачек указывает на их тождество, а органические остатки не опровергают его.

Уртандинская пачка мергелей постепенными переходами связана с нижележащей. Она выделена Л. Н. Балавинским в турланской фации около пос. Ачисай и соответствует трем пачкам фамена Н. Л. Бубличенко в бересекской фации (вторым ленточным известнякам, средним комковатым известнякам и плитчатым известнякам и доломитам). С запада на восток, от р. Кантаги к пос. Ачисай, в разрезе этих пачек резко возрастает количество терригенного материала. Быстрее это происходит в верхних и нижних частях пачки, которые уже по левобережью р. Кантаги представлены темно-серыми глинистыми известняками и мергелями. Средние, комковатые известняки также становятся более глинистыми, но хорошо выделяются до р. Икансу. Восточнее они замещены мергелями, такими же как в выше- и нижележащих слоях. Мощности вторых ленточных известняков составляют 15—35 *м*, сред-

них комковатых известняков 30—40 *м*, плитчатых известняков 30—50 *м*; общая мощность пачки в бересекской фации колеблется от 75 до 125 *м*. Наименьшие мощности наблюдаются в Миргалимсайском рудном поле, к северо-востоку они растут. В турланской фации мощности растут с запада на восток от 100—150 до 250—400 *м*.

К вторым ленточным известнякам в основном приурочено баритосеребро-свинцовое оруденение Миргалимсая*. Мергели уртандинской пачки, судя по пробам, взятым на руднике Ачисай, являются цементным сырьем.

В схеме В. В. Бронгулеева название уртандинской пачки сохранено для верхней тектонической чешуи; в нижней она именуется табакбулакской и на вторые ленточные, средние комковатые и плитчатые известняки не разделена. Уртандинская пачка по А. И. Сидяченко содержит 21 вид брахиопод, из них 1 в единственном экземпляре и 14 уникальных; характерными считаются виды: *Camarotoechia baitalensis kasakhstanica* Rozman, *C. gosseleti* (Mourl.), *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) communis* Sid., *C. (Cyrtosp.) avis* Sid., *C. (Cyrtops.) baisanensis* Nal. Для табакбулакской пачки указано 15 видов брахиопод, из них 4 единично встречающихся и 5 уникальных. Характерными названы 6 видов, из них *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) communis* Sid. и *C. (Cyrtosp.) avis* Sid. характерны и для уртандинской пачки.

В Акчечикской шарьированной ложной синклинали В. В. Бронгулеев (1961) выделил акчечикскую пачку (300 *м*), которая по принятой схеме состоит из курусайской, акжарской и уртандинской пачек, находящихся в опрокинутом залегании. Над нею гипсометрически выше лежит шушаковская пачка D_3fm_1, признанная В. В. Бронгулеевым. В акчечикской пачке глинистых известняков и мергелей описаны черные тонкослоистые известняки (до 4—5 *м*), содержащие: *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. verneuili gosseleti* (Grab.), *C. romboformis* Sid., *Cyrtiopsis senseliae* Sart., *Platyspirifer paronai* (Martelli), *P. subparonai* Grab., которые, по А. И. Сидяченко, характеризуют акжарскую и аккузскую пачки его стратиграфической схемы.

Ачисайская пачка (верхних комковатых известняков) сложена в турланской фации черными и темно-серыми крупнокомковатыми известняками с хорошо выраженной плитняковой отдельностью; на уртандинской пачке лежит согласно. В бересекской фации в пачке широко развиты доломитизированные известняки и доломиты. В Миргалимсайском рудном поле доломитизация пачки отчетливо контролируется трещинной тектоникой, что указывает на ее эпигенетичность и вероятное гидротермальное происхождение. В разрезе фаменских отложений Центрального Каратау ачисайская пачка мало изменяется и сохраняет постоянный облик, более устойчивый, чем у шушаковской и других пачек. Она является маркирующей. В ачисайской пачке много разнообразной фауны, особенно в верхней ее части.

В схеме В. В. Бронгулеева и других название «ачисайская» сохранено для пачки в верхней покровной чешуе, в нижней она названа рабатской, а в опрокинутой Акчечикской шарьированной складке — божбамбулакской. Фауна брахиопод (Бронгулеев, 1961) божбамбулакской пачки тождественна указанной для ачисайской и рабатской пачек и также приурочена к верхней части пачки, если считать ее опрокинутой.

А. И. Сидяченко для ачисайской пачки указал 22 вида брахиопод, из них 9 единичных и 8 уникальных. Характерными он считает: *Chone-*

* Оруденение распространяется в ячеистые известняки лежачего бока и налегающие средние комковатые известняки с уменьшением содержания полезных компонентов.

tes turlanicus Nal., *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Camarotoechia baitalensis kasakhstanica* Rozman, *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) limatus* Solkina, *C. (Cyrtosp.) aquilinus* (Rom.), а также редкие *Plicatifera menneri* Sid. и *Adolfia talassica* (Vas.) Первый и два последние вида являются, по оценке А. И. Сидяченко, уникальными. Для рабатской пачки нижней покровной чешуи перечислено 23 вида, из них единичны 5 и уникальны 10. Характерными названы: *Plicochonetes nanus* (Vern.), *Plicatifera meisteri* (Peetz), *Camarotoechia turanica* (Rom.), *C. hoboniensis* (Orb.), *Yunnanellina nalivkini* Rozman, *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) mirandus* Solkina, *C. (Cyrtosp.) limatus* Solkina, *C. (Cyrtosp.) aquilinus* (Rom.). Божбамбулакскую и акчечикскую пачки А. И. Сидяченко в свою стратиграфическую схему не включил, так как эти пачки, по его мнению, имеют «локальное распространение». Мощность этих пачек 400 *м*, а изменения состава фауны обратны установленным в нормальном разрезе, что противоречит схеме А. И. Сидяченко и подтверждает Акчечикский тектонический покров, непризнанный ни В. В. Бронгулеевым, ни А. И. Сидяченко.

Акбулакская пачка (верхних ленточных известняков) согласно лежит на ачисайской. Переход от известняков комковатой текстуры к тонкослоистым ленточным мергелистым известнякам и мергелям с тонкоплитчатой отдельностью отчетливый в турланской фации. Цвет пород черный у известняков и темно-серый у тонких прослоев мергелей. Довольно широко по слоистости распространен мелкозернистый пирит. От пос. Ачисай на запад к пос. Кантаги мергелистость уменьшается. В бересекской фации пачку слагают тонкоплитчатые ленточные известняки, местами доломитизированные. В кызылатинской фации, еще западнее, доломиты преобладают. Мощность пачки наибольшая в восточной части Центрального Каратау: около 60 в районе р. Джаманктай и 20—30 *м* в районе Ачисая. На запад мощность постепенно уменьшается до 20—16 *м* в бересекской фации, а в кызылатинской фации пачка практически не выделена.

По пластичным породам акбулакской пачки происходило смещение тектонических покровов, сложенных более жесткими (компетентными) породами и поэтому верхние слои пачки, как правило, плойчато смяты. В то же время плойчатость увеличивает ширину выходов акбулакской пачки и способствует завышению мощности при замерах.

Органические остатки в этой пачке редки. На левом склоне долины р. Алмалы в урочище Ташсарай в нижней части пачки распространены конические и цилиндрические наутилоидеи (5 новых родов и видов по Ф. А. Журавлевой), губки; те же формы встречаются на выходах пачки западнее, в южном крыле Бельмазарской синклинали. А. И. Сидяченко (1962) указывает на присутствие фораминифер: *Archaesphera minima* Sul., *Parathurammina* sp. indet. О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) отмечают единичных архесфер и паратураммин.

В стратиграфических схемах В. В. Бронгулеева (1961) и А. И. Сидяченко (1962) название акбулакская сохранено только для верхней покровной чешуи. В нижней чешуе пачка названа баялдырской. В. В. Бронгулеев отмечает в ней мелкие членики криноидей, а А. И. Сидяченко — мелкие пелециподы (в долине р. Аккуз).

Акбулакской пачкой заканчивается разрез фаменских отложений Центрального Каратау по общепринятой стратиграфической схеме. На ней согласно располагается базальная пачка этренских слоев турнейского яруса.

По представлениям Т. М. Дембо, Л. В. Белякова, О. С. Грум-Гржимайло, В. В. Эза, А. И. Сидяченко (1962) и В. В. Бронгулеева (1961) между акбулакской пачкой и этренскими слоями имеется еще

несколько пачек также фаменского возраста. Первые четыре геолога считают, что на акбулакской пачке согласно лежит ташсарайская, а над ней согласно же базальная пачка этренских слоев. А. И. Сидяченко над акбулакской пачкой помещает ташсарайскую и над нею амансайскую толщу.

В. В. Бронгулеев (1961) считает, что после отложения акбулакской пачки наступил перерыв в осадконакоплении. После фазы складчатости, второй в фаменском веке по его представлениям, фаменская толща мощностью более 3000 *м*, местами была полностью денудирована и отложилась куркебайская и амансайская свиты *. В урочище Ушайрык они показаны лежащими несогласно непосредственно на песчаниках тюлькубашской свиты. В куркебайской свите выделены тарсайская пачка карбонатных брекчий и кулжобайская пачка черных и темно-серых тонкослоистых и комковатых известняков и доломитов. Местоположения стратотипов свит и пачек точно не указаны. Судя по описаниям тарсайские брекчии и кулжобайская пачка соответствуют ташсарайской пачке. Севернее Бельмазарской брахисинклинали в контуре «куркебайской свиты» по долинам рек Икансу и Курусай есть выходы ачисайской и акбулакской пачек фаменского яруса и базальной и искристой пачек этренских слоев нижнего турне. Ташсарайская пачка, названная Т. М. Дембо по урочищу Ташсарай, расположенному южнее пос. Ачисай, представлена тектоническими блоками, лежащими на тектонитах и перекрытых тектонитами. «Стратотип» пачки не соответствует правилам Межведомственного стратиграфического комитета.

Западнее р. Кызылата в Центральном Каратау и примыкающей части Северо-Западного Каратау разрез фаменских отложений более однороден по литологическим особенностям; мергелей и выдержанных слоев глинистых известняков нет, широко распространены доломитизированные известняки и доломиты.

В Майдантальской, Джертансайской и Акуюкской синклиналях фаменские отложения разделены В. В. Эзом (1954) на джилаганатинский и жанкурганский горизонты и далее — на пачки. В западной части Акуюкской синклинали в разрезе фаменских отложений, по данным А. В. Агасяна, Е. Г. Воронина и В. П. Сапожникова (1966 г.), на тектонических брекчиях, состоящих из обломков аргиллитов корпешской пачки залегает толща серых и темно-серых известняков и доломитов. По особенностям литологического состава в ней выделяются 9 пачек. Мощность пяти нижних пачек от 400 до 510 *м*, они относятся к джилаганатинскому горизонту; четыре верхних пачки относятся к жанкурганскому горизонту (500—650 *м*). Пачки выдержаны по простиранию и, вероятно, в дальнейшем их можно будет точно сопоставить с пачками разреза Центрального Каратау, хорошо охарактеризованными фауной.

В Северо-Западном Каратау фаменские отложения известны только на юго-западном склоне в Алтуайтской, Алачапанской, Мынбулакской и Карамурунской брахисинклиналях. В пределах Алтуайтской брахисинклинали аргиллиты, соответствующие корпешской пачке фаменского разреза Центрального Каратау, везде лежат на тектонической брекчии, состоящей из обломков тех же аргиллитов. Эта пологая тектоническая зона отделяет фаменские отложения от песчаников тюлькубашской свиты. Н. М. Салов (1964 г.) описал разрез фамена Алтуайтской брахисинклинали по долине р. Арыстанды (снизу вверх):

* Все пачки фамена между корпешской и ташсарайской Л. В. Беляков (1959 г.) называет амансайской свитой, а О. С. Грум-Гржимайло (1959 г.) — аманской. В. В. Бронгулеев (1961) и А. И. Сидяченко (1962) называют амансайской свитой отложения, лежащие выше ташсарайской пачки, заканчивает ими разрез фамена; в общей принятой схеме они относятся к турне.

1. Голубовато-серые и розовые известковистые аргиллиты . . . 5 *м*
2. Светло-серые мелкозернистые известняки . . . . . 80 „
3. Темно-серые массивные окремненные песчанистые комковатые известняки с остатками *Productus* sp., *Camarotoechia* sp., *Spirifer* ex gr. *verneuili* Murch., *S. romanovski* Nal., *S. conoideus* Rom. (сборы Н. Л. Бубличенко, 1932 г.) . . . . . 130 „
4. Темно-серые крупнозернистые доломиты . . . . . 50 „
5. Черные мелкозернистые доломиты . . . . . 40 „
6. Темно-серые доломитизированные известняки с фауной *Plicatifera* cf. *simplicior* (Whidb.), *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *C. aquilinus* Rom., *Athyris* sp., Crinoidea, Gastropoda (сборы В. А. Запорожца, 1961 г., определения Л. И. Каплун) . . . . . 25 „
7. Серые и темно-серые криноидные известняки . . . . . 75 „
8. Черные мелкозернистые известняки и комковатые доломиты с обломками раковин брахиопод . . . . . 80 „
9. Черные массивные органогенные обломочные известняки . . . . 40 „
10. Голубовато-серые мраморизованные известняки . . . . . 35 „
11. Карбонатная брекчия, состоящая из обломков черных кремней и кремнистых известняков . . . . . 70 „
12. Темно-серые мелкозернистые доломитизированные известняки . . 15 „
13. Серые до темно-серых тонкоплитчатые известняки . . . . . 85 „
14. Черные массивные доломитизированные известняки . . . 15 „

Общая мощность разреза 745 *м*.

Выше без перерыва согласно лежат породы нижнего турне.

В Алачапанской и Мынбулакской брахисинклиналях в низах разреза Н. М. Салов выделяет темно-серые известняки с шаровыми водорослями, ракушняковые известняки, состоящие из раковин брахиопод рода *Camarotoechia* и окремненные криноидные известняки с *Platycrinus* sp. Разрез фамена в Мынбулакской и Карамурунской брахисинклиналях заканчивается неизвестными в других районах хр. Каратау черными и пестроцветными полосчатыми кремнистыми и кремнисто-глинистыми сланцами с иглами ежей. Внешне они очень похожи на кремнисто-глинистые сланцы кокбулакской свиты кембрия. Мощность сланцев более 90 *м*.

В темно-серых известняках у род. Мынбулак Н. А. Козлов (1940 г.) обнаружил остатки брахиопод: *Chonetes turlanica* Nal., *Productus praelongus* var. *simplicior* Whidb., *P. vlangali* Rom., *Camarotoechia karatauensis* Nal., *C. boloniensis* d'Orb., *C. turanica* (Rom.), *Cyrtospirifer aquilinus* (Rom.), *Spirifer verneuili* (Murch.).

В северном крыле Карамурунской брахисинклинали, по Н. Е. Ережепову, Н. М. Салову и другим (1966 г.) нижние горизонты (50—55 *м*) образованы серыми и голубыми аргиллитами, слоями глинистых песчаников, глинистых и кремнистых известняков. Средние части разреза слагают черные доломиты и доломитизированные известняки (80—100 *м*), а верхние — серые разных оттенков плотные и зернистые, массивные и слоистые известняки и доломиты с остатками брахиопод, кораллов и криноидей (600—700 *м*). Общая мощность толщи 730—860 *м*. Нижние существенно терригенные слои соответствуют корпешской пачке фамена Центрального Каратау.

В Юго-Восточном Каратау фаменские отложения распространены на небольших разрозненных участках и степень их изученности меньше, чем в Центральном Каратау. Е. П. Успенский (1959 г.) указывает на распространение чередующихся пачек известняков и мергелей турланской фации вдоль юго-западного склона хребта в урочище Батпаксуузень и в небольших тектонических окнах по долинам рек Чаян, Сасык, Большая Бугунь. На южном склоне горы Тюлькубас в основании разреза обнажена пачка мергелей с прослоями известняков и массивных темно-серых известняков с брахиоподами *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.), *Camarotoechia* cf. *turanica* (Rom.); мощность пачки 130 *м*. На ней лежат темно-серые мергели (до 150 *м*). Разрез заканчи-

вает пачка серых, черных, слоистых и массивных известняков (около 500 *м*), содержащих *Cyrtospirifer aquilinus* (Rom.), *Plicatifera praelonga* (Sow.), *P. simplicior* (Whidb.). Общая видимая мощность фамена до 800 *м*.

В Байджансайском районе М. В. Гзовский (1954 г., 1959) выделил байджансайскую фацию и описал в ней кызылсайский, аксуранский, родничковый и дарбазинский типы разрезов фаменских отложений, расположенные в разных тектонических блоках.

В урочище Кызылсай (бассейн р. Чаян) на гравелитах тюлькубашской свиты согласно залегают желтые и желто-серые тонкослоистые доломиты, а также известняки с прослоями доломитов. Общая мощность их около 400 *м*. В нижней части разреза по р. Аксуран распространены преимущественно известняки, содержащие в средней части разреза прослои конгломерато-брекчий, мелко- и крупногалечных конгломератов. В верхней части разреза развиты серые известковистые песчаники, а в верхней — массивные доломитистые и песчанистые известняки с остатками брахиопод: *Chonetes (Rugosochonetes)* sp., *Plicatifera* aff. *praelonga* (Sow.), *P.* ex gr. *praelonga* var. *simplicior* (Whidb.), *Leiorynchus* aff. *cracowiensis* Gurich., *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *Adolfia* sp., *Athyris* sp., а также фораминифер и сифонниковых водорослей.

Разрез по р. Аксуран имеет следующий вид (снизу вверх):

1. Тонкослоистые, тонкозернистые и афанитовые известняки с подчиненными прослоями и линзами органогенно-обломочных известняков, конгломерато-брекчий и песчаников	320 *м*
2. Переслаивающиеся светло- и темно-серые органогенно-обломочные известняки; в основании мелко- и крупногалечные известняковые конгломераты	120 „
3. Известковистые песчаники с прослоями конгломератов и песчанистых известняков	130 „
4. Серые и светло-серые массивные известняки, тонко- и мелкозернистые, местами доломитистые и песчанистые, мелкообломочные и псевдоолитовые, с остатками *Camarotoechia* cf. *turanica* (Rom.), *C. hanburii* (Dav.), *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* (Murch.)	106 „

В разрезе по саю Дарбаза также преобладают карбонатные породы (30 *м*). В основании лежат доломиты и обломочные органогенные известняки с брахиоподами: *Plicatifera vlangali* (Rom.), *Productus (Waagenoconcha)* sp., *Cyrtospirifer aperturatus* (Schl.), *Athyris* sp., *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Rhynchonella (Hipothyridina)* sp., *Heloceras umbiliatum* Sandb. и водорослями. Выше идет чередование черных, темно-серых и серых известняков с прослоями конгломератов с галькой известняков, мощностью около 200 *м*. Еще выше по разрезу появляются конгломераты с галькой полимиктовых песчаников и диабазовых порфиритов (110—190 *м*), красноцветные песчаники и алевролиты с прослоями известняков (75—100 *м*); разрез заканчивается известняками, конгломератами и черными доломитами. Общая мощность разреза 200—300 *м*.

Родничковый (по разведочному участку «Роднички») тип разреза распространен на участке малых размеров (1—1,5 *км*^{2}) и представлен, по М. В. Гзовскому (1959), серыми и черными органогенно-обломочными известняками, пахнущими сероводородом. В них найдены А. И. Золкиной и определены: *Praewaagenoconcha* sp. *Spirifer (Cyrtosp.)* cf. *aquilinus* Rom., *S. (Cyrtosp.)* ex gr. *verneuili* (Murch.), *S. (Cyrtosp.)* cf. *verneuili* (Murch.); мшанки — *Amplexopora* aff. *devonica* Nekhor., *A. nana* Bolch., *Pachypora* sp., определенные М. А. Болховитиновой.

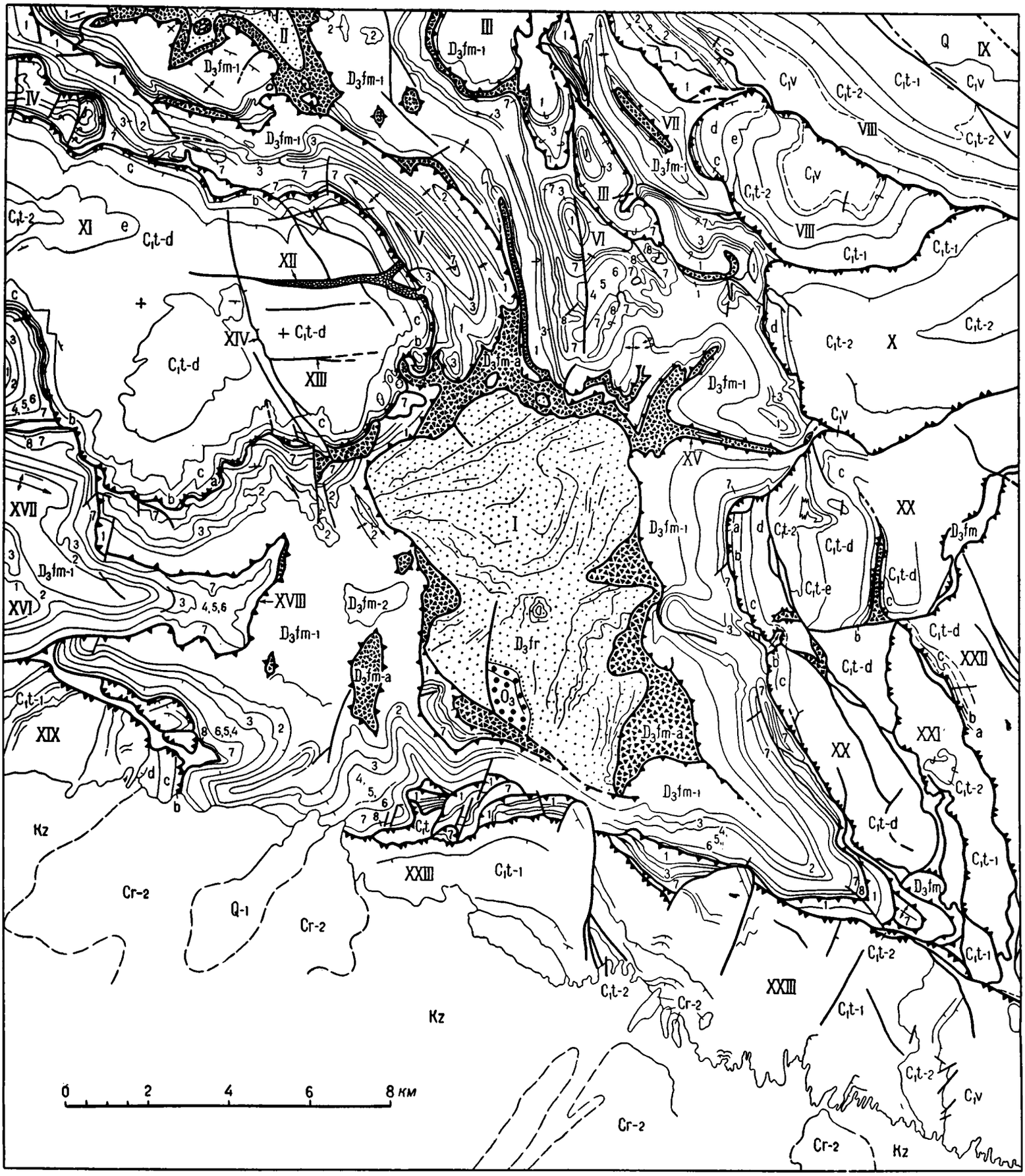


Рис. 22. Схема геологического строения Карабулакской брахиантиклинали, Центральный Каратау (по В. В. Галицкому)

1 — четвертичные отложения; *2* — кайнозой; *3* — верхний мел; *4—7* — пачки нижнекаменноугольных отложений; *8—10* — пачки фаменских отложений; *8* — нерасчлененные фаменские отложения; *9* — фаменские отложения расчлененные на 8 пачек; *10* — корпешская пачка и тектониты; *11* — тюлькубашская свита; *12* — бешарыкская свита; *13—14* — покровные надвиги (*13* — верхняя зона, *14* — нижняя зона); *15* — крутые внутриэтажные разрывы; *16* — выходы отдельных пластов песчаников тюлькубашской свиты; *17* — элементы залегания и несогласия; *18* — цифры на карте: I — Карабулакская брахиантиклиналь; II — Учайрыкская брахиантиклиналь; III — Акчечикская шарьированная складка; IV — Кенкурукская петлеобразная складка; V — Уртандинские антиклиналь и синклиналь; VI — Рабатская брахиантиклиналь (купол); VII — Турланская антиклиналь; VIII — Турланская синклиналь; IX — Главный Каратауский разлом; X — Притурланская синклиналь; XI — Бельмазарская синклиналь; XII — Большой Бельмазарский разлом; XIII — Малый Бельмазарский разлом; XIV — Бельдургенский разлом; XV — Рангсайская антиклиналь; XVI — Восточный конец Уйменской антиклинали; XVII — Чимырайская антиклиналь; XVIII — Хатынкамальский поддвиг; XIX — Восточный конец Иканской синклинали; XX — Складки Джаманктайского тектонического покрова; XXI — Талдыбулакская ложная антиклиналь; XXII — Акташская мульда, западное крыло; XXIII — Ктайская синклиналь.

В горах Боролдайтау М. И. Арсовски (1957 г.) в основании фамена выделил текшенскую пачку и вышележащую бугуньскую свиту, разделяя ее на нижнюю и верхнюю пачки. Текшенская пачка темно-серых известняков и глинистых известняков с тонкими прослойками алевритистых мергелей лежит согласно на корпешских аргиллитах. Мощность пачки 240—400 *м*. А. И. Сидяченко (1962) указывает на присутствие в ней фораминифер: *Archaesphaera minima* Sul., *Capidoides bykovae* Reit.; редких брахиопод — *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) cuboides* Paeck., *C. (Cyrtosp.) verneuili* (Murch.), *C. (Cyrtosp.) pentagonalis* Solk., *C. (Cyrtosp.) helenae* Sid., а также водорослей и онколитов.

Текшенские известняки постепенно переходят в нижнебугуньские темно-серые и (реже) желтовато-зеленые алевритистые мергели с прослоями темно-серых глинистых известняков. Мощность пачки от 150 до 400 *м*. А. И. Сидяченко относит пачку к зоне Camarotoechia turanica (Rom.). Он отмечает резкое преобладание среди спириферид *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) verneuili* (Murch.), *C. (Cyrtosp.) verneuili gosseleti* (Drab.), значительное количество ринхонеллид, в числе которых присутствуют *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Yunnanella nalivkini* Rozman и большие количества *Plicatifera tas-adyrica* Nal.

По р. Боролдай можно наблюдать хорошо обособленную от нижней верхнебугуньскую пачку (150—420 *м*), сложенную темно-серыми, иногда комковатыми, средне- и толстослоистыми глинистыми известняками с тонкими прослоями мергелей. В других разрезах она сложена такими же мергелями, как и нижняя пачка. А. И. Сидяченко относит ее к зоне Camarotoechia baitalensis kasakhstanica Rozman и считает для нее характерным наличие среди спириферид большого количества *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) semisbugensis sphaeroidea* Nal., *C. (Cyrtosp.) pamiricus parilis* (Reed), *C. (Cyrtosp.) aquilinus* (Rom.), *C. (Cyrtosp.) helenae* Sid., *C. (Cyrtosp.) tenticulum quadrangulare* (Grab.), а также и присутствие *Yunnanella karatauensis* Rozman. По его же данным в большом количестве встречается *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) calcaratus* (Sow.). Самые верхние слои бугуньской свиты А. И. Сидяченко относит к зоне Adolfia talassica (Vas) с *Cyrtospirifer (Cyrtosp.) kurhan* Nal., *Schuchertella* sp. indet., *Chonetes* sp. indet., *Plicatifera praelonga* (Sow.) и *Adolfia nuraensis* (Simor.). Бугуньская свита перекрыта серыми, часто брекчированными известняками базальной пачки нижнего турне.

Изолированный выход фаменских отложений среди мезозойских и кайнозойских пород платформенного чехла известен в горах Уртабас на левобережье р. Бадам. Они представлены по данным Ю. А. Столярова и Е. А. Никитина (1960 г.), темно-серыми известняками, местами брекчированными и мраморизованными под воздействием граносиенитов. Близ род. Котырбулак в известняках собраны *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer* ex gr. *archiaci* (Murch.), *C.* cf. *calcaratus* (Sow.).

Стратиграфия фамена западных отрогов Таласского Алатау изучалась О. И. Сергуньковой (1933) с начала тридцатых годов. Позднее в пятидесятых годах стратиграфические исследования продолжали Н. П. Васильева (1957), Б. В. Поярков (1957).

Разрез фамена начинается зелеными глинистыми сланцами и аргиллитами корпешской пачки, которая протягивается из хр. Каратау. Выше лежит карбонатная толща, состоящая из переслаивающихся пачек серых и темно-серых известково-песчанистых сланцев, тонкослоистых глинистых известняков, мергелей и более чистых темно-серых и черных известняков. Содержание органического вещества в толще фамена высокое, характерны углистые примазки, битуминозность. Фации и мощности этой толщи изменчивы. Для разрезов гор Джабаглы, Дау-

баба, Койкебильтау характерно переслаивание пачек и общая мощность до 1000—1300 *м*. Разрезы фаменских отложений бассейнов рек Балдыбрек, Бадам, Майдантал и склонов Угамского хребта представлены более чистыми известняками с мощностями, меняющимися в пределах 300—670, по О. И. Сергуньковой (Стратиграфия УзбССР, 1965) и 560—1320 *м*, по Б. В. Пояркову (1960а, 1963).

В Таласском Алатау Б. В. Поярков выделил в фаменских отложениях четыре свиты (см. табл. 6). Нижняя, коголысайская свита (горизонт) темно-серых алевритистых глинистых органогенных известняков лежит согласно на красноцветных песчаниках тюлькубашской франской свиты. Мощность ее колеблется от 21 до 140 *м*. О. И. Сергунькова (Стратиграфия УзбССР, 1965) для нижней свиты указывает мощность 20—100 *м*. Характерны брахиоподы: *Cyrtospirifer archiaci* (Murch.), *C. verneuili* (Murch.), *C. senceliae* Sart., *Plicatifera meisteri* (Peetz).

Выше согласно лежат известняки и алевритистые известняки донгузтауской свиты, содержащие обильные *Camarotoechia turanica* (Rom.) и совместно с ними *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. aquilinus* (Rom.), *C. sulcifer* (H. et C.), *C. senceliae* Sart., *Plicatifera meisteri* Peetz и *Yunnanella nalivkini* Rozman. Мощность свиты 70—95 *м*.

На донгузтауской согласно лежит сайрамская свита. Ее основание сложено темными слоистыми пелитоморфными и органогенно-пелитоморфными известняками с многочисленными онколитами и брахиоподами. Выше по разрезу залегают чередующиеся между собой скрытокристаллические, глинистые, алевритистые, слабо доломитизированные, местами ленточные, с пластами внутриформационных брекчий известняки. Мощность свиты от 60—130 до 314—535 *м*. Для нее характерны *Cyrtospirifer romanovskii* Nal., *C. pamiricus* Reed, *C. semisbugensis* Nal.

Лежащую выше согласно коктерекскую свиту темно-серых тонкослоистых глинистых известняков неоднократно считали то фаменской, то турнейской (Сергунькова, 1937, Стратиграфия СССР, 1965). Положение границы между девонской и каменноугольной системами в Западном Тянь-Шане рассмотрено Б. В. Поярковым (1963, 1966). Он убедительно доказал, что коктерекская свита заканчивает разрез фамена, а на ней в отрогах Таласского Алатау обычно согласно, с постепенными переходами лежит балдыбрекская (майликентская) свита нижнего турне. Местами О. И. Сергунькова (1957 г.) и Б. В. Поярков (1963, 1966) отмечают между коктерекской и балдыбрекской свитами размыв, параллельное несогласие и выпадение коктерекской свиты.

Б. В. Поярков (1966) отмечает, что «граница между девоном и карбоном повсеместно прослеживается на контакте двух литологически разнородных толщ. Верхи фаменского яруса (коктерекский горизонт) слагаются темно-серыми тонкослоистыми глинистыми и алевритистыми известняками с прослоями черных слоистых известняков с многочисленными *Adolfia talassica* (Vas.). Низы турнейского яруса (балдабрекский горизонт) везде представлены среднеслоистыми серыми и темно-серыми доломитистыми известняками мозаичной структуры. Нередко среди нижнетурнейских пород встречаются прослои микрослоистых известняков и внутриформационных брекчий». Эта смена литологии тождественна с описанной для хр. Каратау.

Мощность коктерекской свиты очень изменчива. Для бассейна р. Балдыбрек Б. В. Поярков (1963, 1966) считает мощность свиты 240 и 580 *м*; для верховий р. Бадам 160, для Пскемского хребта 100 *м*. Возможно, что изменения мощности связаны с конседиментационными про-

гибаниями и локальными размывами, на которые указывают внутриформационные брекчии; возможны и эпигенетические тектонические изменения мощностей.

КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ

Киргизский хр. на территории Казахстана в пределах крупной Аральской мульды сложен полого залегающими вулканогенно-осадочными образованиями условно девонского возраста, резко несогласно перекрывающими интенсивно дислоцированные геосинклинальные отложения нижнего палеозоя и подстилающими послеорогенный комплекс терригенно-карбонатных пород карбона и перми. Наиболее детально их расчленили В. В. Киселев и В. Г. Королев (1964). Стратиграфическая схема, предложенная ими, в последующем подверглась лишь незначительным уточнениям. В. В. Киселев и В. Г. Королев полагали, что нижние части толщи могут быть силурийскими. Л. Н. Белькова, В. Н. Огнев (1964), В. С. Буртман, В. Я. Медведев (1959) считали толщу верхнеордовикской. Т. А. Додонова (1964 г.) нижние свиты относит к девону, а верхнюю — к карбону.

Возраст вулканогенно-осадочной толщи определяется на основании следующих данных: 1) толща резко несогласно перекрывает среднеордовикские и более древние образования, а на ней с угловым азимутальным несогласием лежат турнейские отложения; 2) все свиты дислоцированы в едином структурном плане и слагают наложенную Аральскую мульду; 3) в образцах, взятых Т. А. Додоновой из каракольской свиты, Л. Г. Раскатова определила споры: *Leiotriletes devonicus* Naum., *Acanthotriletes perpusillus* Naum., *Retusotriletes laevis* Tschibr. var. *minor* Rask., *Archaezonotriletes variabilis* Naum., *Camarozonotriletes pusillus* Naum., *Diatomozonotriletes devonicus* Naum. var. *contractus* Tschibr., *D. devonicus* Naum. и др. По ее мнению комплекс позволяет отнести вмещающие породы к девонской системе. Из отложений, сопоставляемых с этой свитой, В. С. Буртман и В. Я. Медведев за пределами Аральской мульды собрали беззамковые брахиоподы *Lingula* aff. *suborassa* Eichw. и *Philhedrella laelia* Hal. По заключению Э. Н. Янова, эти формы характеризуют вмещающие их породы как верхнеордовикские. По-видимому, эти формы еще недостаточно изучены и не могут служить основанием для вывода о возрасте. Не исключено также, что толщи, в которых собраны органические остатки, не являются возрастными аналогами каракольской свиты. Заключение о нижне-среднедевонском возрасте толщи напрашивается при их сопоставлении с девонскими образованиями сопредельных Чу-Балхашского и Заилийского районов, где аналогом баркольской и шунгурской свит может быть коктасская, а каракольской, талдыбулакской и талдысуйской — карасайская, сугандинская и кастекская свиты. За неимением надежных данных полого залегающая вулканогенно-осадочная толща отнесена к нижнему — среднему девону, хотя не исключено, что ее нижняя часть может быть силурийской.

Толщи разделены на несколько свит, не имеющих точной возрастной привязки. В основании толщи находится баркольская свита. На ней последовательно залегают шунгурская *, каракольская, талдыбулакская и талдысуйская.

Баркольская свита впервые выделена В. С. Буртманом, В. Я. Медведевым (1959). Она с резким угловым и азимутальным несо-

* Шунгурская свита по аналогии с Заилийским Алатау, Т. А. Додоновой была названа кастекской; отдаленность района распространения и условность сопоставления заставляют дать ей самостоятельное наименование.

гласием лежит на породах кембрия, нижнего и среднего ордовика. В бассейне р. Шунгур в ее основании залегают темно-серые крупногалечные конгломераты, из галек гранитоидов, реже вулканитов основного состава, алевролитов и кремней (от 2 до 30 *м*). На них последовательно налегают зеленовато-серые андезитовые и базальтовые порфириты с прослоями туфов основного и среднего состава (500 *м*) и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые вулканомиктовые песчаники с прослоями гравелитов и конгломератов (150 *м*). Верхи разреза слагает пачка (400 *м*) темно-зеленых андезитовых и базальтовых порфиритов. Общая мощность свиты около 1080 *м*.

Шунгурская свита, впервые обособленная Т. А. Додоновой (Афоничев, Белькова, Додонова и др., 1964 г.) на южном склоне Киргизского хребта под названием кастекской, на территории Южного Казахстана закартирована Х. Д. Лемом, М. А. Алехиной и др. Она залегает с некоторым несогласием на баркольской свите и резко несогласно на древних отложениях. В верховьях р. Шунгур у водораздела Киргизского хребта в основании свиты лежат темно-зеленые мелко- и среднегалечные конгломераты (80 *м*), состоящие из галек порфиритов и гранитоидов по простиранию переходящие в грубозернистые песчаники. Их перекрывают желтовато-серые мелко- и среднезернистые вулканомиктовые песчаники (7 *м*), на которые налегает покров темно-зеленых миндалекаменных базальтовых порфиритов (70 *м*). Верхнюю часть разреза образуют тонко чередующиеся серые и темно-серые мелкозернистые песчаники и алевролиты (50 *м*) и розовые дацитовые порфиры (10 *м*). Суммарная мощность свиты 217 *м*.

Каракольская свита, выделенная В. В. Киселевым и В. Г. Королевым (1964), залегает с резким угловым и азимутальным несогласием на нижнепалеозойских отложениях, разрез ее изменчив. В верховье р. Шунгур она представлена чередующимися красноцветными гравелитами, песчаниками и алевролитами с базальным горизонтом средне- и грубогалечных конгломератов мощностью 30 *м*. В гальках конгломератов присутствуют каледонские гранитоиды, серые и шоколадные алевролиты кембрия и ордовика, порфириты основного состава нижнего кембрия. Мощность свиты по р. Каракистак около 470 *м*.

Талдыбулакская свита с размывом и небольшим азимутальным несогласием налегает на каракольскую и с резким угловым и азимутальным несогласием — на нижнепалеозойские отложения. В районе р. Каракистак она состоит из двух подсвит. Разрез нижней подсвиты начинается темно-бурыми крупногалечными конгломератами из галек кислых эффузивов, реже кварца и порфиритов (5 *м*). Выше последовательно расположены бурые базальтовые порфириты (22 *м*), серые крупнозернистые туфопесчаники (16 *м*), тонко переслаивающиеся серые мергелистые известняки и зеленовато-серые алевролиты (9 *м*). Разрез подсвиты венчают бурые миндалекаменные крупнолейстовые базальтовые порфириты (380 *м*). В бассейне р. Шунгур в нижней части разреза есть прослои розовых фельзит-порфиритов.

Верхняя подсвита начинается пачкой туфоконгломератов и туфопесчаников с прослоями базальтовых порфиритов (40—70 *м*). Выше залегают темно-серые и темно-зеленые миндалекаменные базальтовые порфириты (260—530 *м*). Общая мощность талдыбулакской свиты 732—1032 *м*.

Талдысуйская свита залегает на талдыбулакской с размывом и небольшим угловым несогласием. На северном склоне Киргизского хребта, на правом склоне долины р. Кызылкия свиту слагают розовые флюидальные фельзитовые порфиры, розовые, розовато-желтые и розовато-фиолетовые туфы трахитовых и липаритовых порфиров,

в меньшей степени розовые трахитовые порфиры, бурые, буровато-желтые и буровато-фиолетовые туфы смешанного состава. Лавы и туфы имеют примерно равное значение. Мощность свиты около 400 *м*.

ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА

Девонские отложения, вскрытые буровыми скважинами в северной части Чуйской впадины относятся к верхнему отделу. Представления о их стратиграфии и литологии получены при нефтепоисковых работах. В Тесбулакском прогибе, на куполе Бестобе, верхнедевонские отложения вскрыты скважиной на глубине 1069 *м* и представлены следующими породами (снизу вверх):

1. Пестроцветные полимиктовые мелкозернистые песчаники на крепком карбонатно-кремнистом цементе (инт. 1875—2502 *м*) . . . . . более 627 *м*
2. Буровато-красная, серая и голубовато-серая крупнокристаллическая соль с прослоями серых аргиллитов, мергелей, белых и розоватых ангидритов и гипсов; в верхней части — прослои серых среднезернистых известковистых песчаников и оолитовых известняков . . . . . 806 „
3. Переслаивающиеся темные известняки, зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты на гипсово-доломитовом цементе (возможно, турнейские ?) . . . . . 60 „

Сходные разрезы вскрыты скважинами на куполах Тантай и Казангап. Мощность верхнего девона обычно не превышает 400—500, однако в ядрах куполов она увеличивается до 1500 *м*. Распространение сульфатно-галогенных образований верхнего девона ограничено зоной соляно-купольных структур Тесбулакского прогиба, расположенного в северо-западной части Чуйской впадины.

Возраст отложений установлен на основе анализа спорово-пыльцевого комплекса, выполненного Л. Н. Ржаниковой. Из разных горизонтов ею выделены: *Acanthotriletes* cf. *hirtus* Naum., *A. similis* Naum., *Archaeozonotriletes nalivkini* Naum., *A.* cf. *timanicus* Naum., *Stenozonotriletes manifestus* Naum., *S. simpilicissimus* Naum., *Hymenozonotriletes* Naum., *H. praetervisus* Naum. и другие, позволяющие считать вмещающие отложения верхним девоном.

М. И. Александрова в 1963 г. взяла пробу каменной соли из того же интервала (1620,4—1624,4 *м*). Е. М. Андреева (ВСЕГЕИ) установила в ней значительный смешанный комплекс спор позднего девона и раннего карбона. В этом комплексе наряду с характерными для верхнего девона спорами *Acanthotriletes hirtus* Naum., *Archaeozonotriletes notatus* Naum., *A. devonicus* Naum. и другими, находятся формы, известные и описанные, по указанию Е. М. Андреевой, из отложений нижнего карбона различных районов СССР, а именно: *Leiotriletes vetustus* Ysch., *Lophotriletes* aff. *gromosus* Naum., *Anisonotriletes fabus* Ysch., *Hymenozonotriletes auranthiacus* Naum., *H. biolatus* Waltz., comb. nov. Ysch., *H. rugosiusculus* Naum., *Stenozonotriletes bisilaris* Ysch., *S. scabelus* Naum., *Euryzonotriletes astrictus* Ysch., *E. gibberosus* Naum., *Azonotriletes inermis* Waltz., *Zonotriletes tonuiculcatus* Waltz., *Z. crassipterus* Waltz., *Z. gibberosus* Naum., *Tetraporina antiqua* Naum. var. *betulina* v. n. Ysch. По мнению М. И. Александровой, каменная соль скорее имеет нижнетурнейский возраст. Сопоставление вскрытых скважинами пород с образованиями, развитыми на северном обрамлении впадины, позволяет параллелизовать нижнюю терригенную пачку с подобными отложениями Восточной Бетпак-Далы, в которых С. Я. Шувалов обнаружил отпечатки рыб верхнедевонского возраста. Формирование терригенно-галогенных образований в северо-восточной части Чуйской впадины происходило в условиях солеродной лагуны, питаемой морским бассейном, акватория которого простиралась на северо-северо-запад.

ВОСТОЧНАЯ БЕТПАК-ДАЛА

Отложения девонской системы в Восточной Бетпак-Дале занимают обширные площади, перекрывая и обрамляя выходы кембрийских и докембрийских отложений, каледонских и более древних интрузий «Чуйской глыбы». Известны все отделы девона. Нижне-, среднедевонские и возможно отложения франского яруса — континентальные, вулканотерригенные; морские терригенные отложения фаменского яруса тесно связаны с нижнекаменноугольными, образуя с ними единую толщу.

Девонские отложения Бетпак-Далы изучали Д. И. Яковлев (1940), А. И. Александрова и Б. И. Борсук (1955), И. В. Хохлов, С. Г. Токмачева, И. И. Парецкий (1954 г.), выделившие нижне-среднедевонские и фаменские образования. В 1960 г. Н. Г. Маркова подразделила отложения нижнего — среднего девона на две толщи, указав на наличие между ними незначительных несогласий. В 1964 г. С. Г. Токмачева и Л. М. Палец в юго-восточной части района (Кишкенесорском прогибе) выделили аналог коктасской свиты Чу-Балхашского района, собрали в толще нижнего — среднего девона остатки флоры и на основании обнаруженных растительных остатков установили присутствие живетских отложений. В 1964 г. они в пределах собственно «Чуйской глыбы» расчленили девонские отложения на нижний — средний девон и живетский ярус. С. Я. Шувалов (1963—1968 гг.) на Чуйском поднятии детально изучил разрезы нижне-среднедевонской толщи, разделив ее на нижнедевонскую-эйфельскую и эйфельскую, собрал обильные остатки флоры и впервые условно выделил франские отложения. В 1964 г. он совместно с М. М. Марфенковой обнаружил остатки рыб в красноцветах фаменского яруса. В 1964 г. А. П. Коробкин и И. Ж. Мухамедгалиева в Кишкенесорском прогибе в верхах свиты, рассматриваемой С. Г. Токмачевой в качестве возрастного аналога коктасской, обнаружили флору нижнего девона.

Нижний отдел

В основании девона в Бетпак-Дале залегают отложения, параллелизуемые с коктасской свитой Чу-Балхашского района. Они залегают на досилурийских образованиях, положение их нижней возрастной границы спорное; вероятно толща имеет верхнесилурийский — нижнедевонский возраст. Отложения протягиваются полосой северо-западного направления, тяготея к зоне разломов, отделяющих «Чуйскую глыбу» от Чу-Балхашского района. На юго-востоке они развиты в Кишкенесорском прогибе. Описываемые отложения представлены буроцветными конгломератами, песчаниками и редкими горизонтами порфиритов. В низах преобладают конгломераты, их мощность по простиранию изменяется. Галька конгломератов и зерна песчаников хорошо сортированы и окатаны. В верхах отмечены голубовато-серые пепловые туфы.

В 8 *км* юго-восточнее оз. Касым, по данным С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец (1961 г.), верхнесилурийский (?) — нижнедевонский комплекс лежит на отложениях кембрия с резким структурным несогласием. В основании расположена мощная (370 *м*) пачка средне- и мелкогалечных конгломератов, конгломерато-песчаников, грубо-, крупно- и среднезернистых существенно кварцевых песчаников с неокатанными плитками вишневых алевролитов и редкой галькой. Галька конгломератов состоит из гранито-гнейсов, гранит-аплитов, порфиритов. Внутри пачки — прослои бурых флюидальных фельзитов и голубовато-серых пепловых туфов. Пачка перекрыта буровато-серыми миндалекаменными андезитовыми порфиритами (56 *м*). Выше залегают грубо- и крупно-

зернистые песчаники с линзами средне- и мелкогалечных конгломератов, сменяющиеся средне- и мелкозернистыми песчаниками с редкой галькой и обломками вишневых алевролитов (300 *м*). Переслаивающиеся мелко-, средне- и крупнозернистые песчаники и бурые конгломерато-песчаники с редкими линзами средне- и мелкогалечных конгломератов имеют мощность 560 *м*. Выше лежат мелко- и среднезернистые песчаники, содержащие линзы мелкогалечных конгломератов и неокатанные обломки вишневых алевролитов (810 *м*). Их перекрывает слой голубоватых пепловых туфов (3 *м*), выше которого вновь идут бурые и серовато-розовые средне- и мелкозернистые песчаники с маломощными и редкими горизонтами алевролитов (600 *м*). Мощность верхнесилурийских (?) — нижнедевонских отложений здесь составляет 2680—2690 *м*. В районе лога Каратал мощность их несколько меньше; сокращается количество конгломератов и объем нижней грубообломочной пачки, но увеличивается содержание эффузивно-туфогенного материала. Мощность свиты здесь 2000—2100 *м*.

Отложения верхнего силура (?) — нижнего девона Бетпак-Далы отличаются от типичных разрезов коктасской свиты резко подчиненным количеством вулканитов; они близки отложениям свиты, выполняющим внутренние прогибы Чу-Балхашского района по рекам Тесик, Жингильды, Сарыбулак и т. д. Палеофитологическая характеристика описываемой толщи недостаточная; только в ее верхах А. П. Коробкин и И. Ж. Мухамедгалиева нашли остатки нижнедевонского растения — *Parca decipiens* Fl e m. (определение М. А. Сенкевич). Толща перекрыта терригенно-туфогенными и вулканогенными образованиями нижнего — среднего девона, что и определяет ее нижнедевонскую верхнюю возрастную границу.

Нижний и средний отделы

Нерасчлененные отложения нижнего—среднего девона

Существенно вулканогенные и туфогенно-осадочные отложения, занимающие обширные территории, протягиваясь широкой полосой от род. Коктал на северо-западе к оз. Касым (Кишкенесорский прогиб), слагают также площади в районе родников Торткудук и Шенгельды и горы Курманшите. Наиболее полный разрез нижне-среднедевонских отложений туфогенно-осадочного типа известен в 5 *км* юго-восточнее оз. Касым. Здесь по данным Н. Г. Марковой, С. Г. Токмачевой и Л. М. Палец отложения этого возраста лежат с небольшим несогласием на отложениях верхнего силура (?) — нижнего девона.

Основание разреза образовано крупногалечными конгломератами с окатанной галькой порфироидов. Выше расположены зеленовато-серые и розовые порфиры, полосчатые пепловые туфы местами с прослоями бурых мелкозернистых песчаников, в которых встречены растительные остатки типа *Psilopsida*. В верхней части разреза вновь появляются конгломераты с галькой кислых эффузивов. Главная часть толщи сложена серыми туфами и желтовато-серыми мелкозернистыми песчаниками, среди которых встречен тонкий пропласток серых песчанистых доломитов. Общая мощность около 1600 *м*.

В районе род. Коктал отложения нижнего — среднего девона слагают широкую полосу северо-западного простирания и подразделены С. Я. Шуваловым на 5 литологических пачек: конгломератовую, вулканогенную, терригенную, вулканогенно-осадочную и песчаниковую. Конгломератовая пачка сложена крупногалечными конгломератами, которые выше сменяются полимиктовыми песчаниками и алевролитами.

В верхней части разреза встречаются флюидальные лавы липаритового состава и андезитовые порфириты. Вулканогенная пачка состоит из переслаивающихся туффитов, туфобрекчий, туфоконгломератов, лавобрекчий липаритового состава и мелкозернистых песчаников. Терригенная пачка представлена конгломератами, песчаниками различной зернистости и алевролитами. В ее составе отмечено значительное количество известковистых песчаников и алевролитов, мелкие прослои и линзы известняков. Следующая пачка также состоит преимущественно из песчаников и алевролитов, но содержит прослои фельзитов, туфогенных пород, миндалекаменных порфиритов. Разрез завершается пачкой преимущественно среднезернистых песчаников различной окраски. Мощность 4400—4600 *м*.

В районе горы Курманшите и родников Шенгельды и Торткудук поля нижне-среднедевонских отложений эффузивно-туфогенного типа, которые С. Я. Шувалов разделил на две толщи, сохранились между крупными субвулканическими телами кварцевых порфиров. В нижней толще у род. Шенгельды преобладают шаровые, пузыристые лавы и игнимбриты липаритового состава, кристаллокластические туфы, флюидальные туфолавы, кластолавы липаритовых порфиров; широко развиты фельзиты, плагиопорфириты, реже встречаются дацитовые афиры и туфы. В разрезе мощностью 750 *м* прослои конгломератов и песчаников составляют не более 50 *м*. Для кислых лав и кластолав базальных горизонтов характерны включения метаморфических сланцев. Более высокие слои наблюдаются в 2 *км* южнее высоты Торткудук, где в основании лежат шаровые пузыристые лавы и игнимбриты (150 *м*) и порфиры, фельзиты и плагиопорфиры (100 *м*), сопоставляющиеся с верхними слоями разреза у род. Шенгельды. На плагиопорфирах лежат кластолавы липаритового состава и фельзит-порфиры, перекрытые темно-коричневыми слюдистыми песчаниками с *Algae* sp. indet, трахитовыми порфирами, затем красноцветными песчаниками с флорой типа *Psilopsida* и фрагментами стеблей *Licopsida* sp. indet. Мощность пачки 44 *м*. Разрез венчается темно-серыми гиалобазальтами с пластом трахидацитовых порфиров (125 *м*).

Нижняя часть верхней толщи слагает площади севернее горы Курманшите. Здесь в основании лежат розовато-серые флюидальные лавы и туфолавы липаритового состава. Выше породы разнообразны: зеленосерые миндалекаменные андезито-базальтовые порфириты, лавы андезито-дацитового, туфы липаритового состава. Верхи разреза образуют бурые мелко- и среднегалечные конгломераты, вишнево-красные слюдистые алевролиты, серые плотные мелкозернистые полимиктовые песчаники. Алевролиты содержат остатки *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. nov., Drepanophycaceae, *Betpakphyton rhombicum* Senk. gen. et sp. nov., *Pteropsida* sp., *Articulatae insertae* sedis. Верхние горизонты верхней толщи (300 *м*) хорошо обнажены в 5 *км* западнее род. Шенгельды. Почти две трети разреза образуют дацитовые порфиры, гиалоандезитовые и реже гиалобазальтовые порфириты, туфолавы и туфобрекчии умеренно-кислого и среднего состава. Вулканиты чередуются с терригенными породами — зеленовато-серыми, розовато-серыми, бурыми, кирпично-красными мелко- и среднезернистыми песчаниками, полимиктовыми, иногда слюдистыми. В зеленых песчаниках собрана флора *Taeniocrada* cf. *dubia* Kr. et W., фрагменты стеблей из семейства Drepanophycaceae, *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Betpakphyton rombicum* Senk. gen. et sp. nov.

Юго-восточнее горы Курманшите верхняя толща более однородная, вулканогенная. Бурые средне-, мелко- и разногалечные туфогенные конгломераты с хорошо окатанной галькой липаритовых вулка-

нитов, гранитов и кристаллических сланцев слагают около 20% разреза, достигающего 1500 *м*. Преобладают бурые, зеленовато-бурые, серо-бурые и темно-серые андезитовые порфириты (50% мощности); широко распространены темно-фиолетовые, бурые и буро-серые туфы липаритового состава, возможно частью игнимбриты.

Разнообразие состава верхней толщи позволяет С. Я. Шувалову предполагать разновозрастность отдельных разрезов; вулканиты, развитые юго-восточнее горы Курманшите, он считает верхнеэйфельскими. По его мнению они лежат на нижнедевонской-нижнеэйфельской свите с несогласием.

Стратиграфическое положение, палеофитологическая характеристика и сходство литологии позволяют параллелизовать толщи нижнего — среднего девона с карасайской свитой Чу-Балхашского района.

Живетский ярус

Широко распространенные отложения живетского яруса слагают несколько мульд, вытянутых в северо-восточном направлении. В Кишкенесорском прогибе они образуют ядра брахиантиклиналей северо-западной ориентировки. По литологическому составу они однообразны и представлены зеленоцветно-сероцветными до вишневых песчаниками, алевролитами, реже конгломерато-песчаниками, обычно хорошо сортированными. Их кластический материал возник при разрушении нижне-среднедевонских вулканических и субвулканических сооружений и более древних пород. В низах преобладает грубообломочный материал, выше располагаются песчаники, местами с прослоями голубовато-серых известняков и конгломератов. Верхи толщи образует пестроцветная пачка зеленых и бурых песчаников, алевролитов и комковатых известняков.

Общая мощность толщи 1765 *м*. Она перекрыта породами верхнего девона.

В Кишкенесорском прогибе отложения живета с резким угловым несогласием лежат на нижне-среднедевонском комплексе и с резким угловым несогласием перекрыты красноцветами фамена.

Мощность живетской толщи в Кишкенесорском прогибе достигает 4500—4700 *м*. В нижней пачке описанного разреза Л. М. Палец и С. Г. Токмачева в 1962 г. обнаружили *Psilopsida, Protolepidodendron* cf. *scharianum* Kr., *Pteropsida,* а юго-западнее оз. Касым в 1960 г. — *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur.

В 2-х *км* восточнее топознака Сарыкамыс, по данным С. Я. Шувалова (1966 г.), в верхней части живетского яруса прослежена туфогенная пачка, состоящая из светло-серых, серовато-красных слюдистых полимиктовых, вулканомиктовых и туфогенных песчаников, туфогенных конгломератов, гравелитов: в песчаниках найдена флора *Taeniocrada decheniana* Goepp., *Protolepidodendron* (?) sp., *Archaeosigillaria* sp., *Lepidodendropsis* sp. и *Barrandeina* sp., свидетельствующие о живетском возрасте отложений.

Отложения живетского яруса хорошо охарактеризованы растительными остатками, причем флора собрана на разных стратиграфических уровнях. Кроме отмеченных форм, обнаружены: *Hostimella* sp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Lepidodendropsis* (?) sp. cf., *Betpakphyton rhombicum* Senk. gen. et sp. nov., *Barrandeina dusliana* (Kr.) Stur. cf., *B. agadirica* Senk. Богатый флористический комплекс и стратиграфическое положение толщи уверенно позволяют считать описанные отложения живетскими.

Верхний отдел

Верхний девон Восточной Бетпак-Далы представлен условно выделяемыми отложениями франского яруса и широко распространенными осадками фамена, тесно связанными с нижнекаменноугольным отделом.

Франский ярус

Конгломерато-песчаниковую толщу, развитую в районе род. Шенгельды и к северу от него, с несогласием лежащую на породах живетского яруса и перекрываемую также с несогласием красноцветами фамена, С. Я. Шувалов (1966 г.) условно относит к франскому ярусу. Определимые растительные остатки в ней не обнаружены и ее возраст установлен по стратиграфическому положению. Отложения яруса слагают крупную брахисинклиналь северо-восточной ориентировки. Толща имеет двухчленное строение. Нижняя пачка (680—720 *м*) состоит из бурых конгломератов, крупно- и средне-галечниковых, переслаивающихся с подчиненным количеством грубо- и крупнозернистых песчаников, содержащих хорошо окатанную гальку кислых эффузивов, сланцев, гранитов. Верхняя пачка сложена розовыми и серовато-розовыми монотонными, преимущественно мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. В песчаниках нижней части встречаются отдельные гальки; в верхней части они полностью отсутствуют. Мощность верхней пачки 135 *м*. Общая мощность яруса 800—850 *м*.

Фаменский ярус

Широкоразвитые в Восточной Бетпак-Дале отложения яруса тесно связаны с нижнекаменноугольными и слагают основания брахиструктур, имеющих в Кишкенесорском прогибе северо-западные, а на «Чуйской глыбе» — северо-восточные простирания. В их основании повсеместно прослежены среднегалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой вулканитов нижнего — среднего девона, кварцитов, яшм, кварца и гранитов. Выше лежит монотонная пачка средне- и крупнозернистых, а в верхах — мелкозернистых красноцветных полимиктовых песчаников, нередко косослоистых. Для отложений фамена характерны изменения мощности отдельных горизонтов и толщи в целом; в Касымской мульде она составляет 200—220 *м*, в Кишкенесорском прогибе превышает 1000 *м*.

Возраст фаменских отложений недостаточно обоснован и определяется несогласным налеганием на породы франского яруса и согласным перекрытием турнейскими образованиями. Поскольку описываемый район является юго-восточной окраиной Джезказганской палеогеографической провинции, в которой наблюдается непрерывный разрез фамено-каменноугольных отложений, то красноцветная пачка, лежащая ниже известняков с фауной кассинских слоев, считается возрастным аналогом фамена Джезказганского района.

М. М. Марфенкова и С. Я. Шувалов в 1964 г. обнаружили ископаемые остатки рыб, по определению Д. В. Обручева, принадлежащих классу Placodermi, подклассам Antiarchi и Artrodira. Оба подкласса вымерли в конце девона. Представитель антиарх похож на *Asterolepis*, обычно не поднимающийся выше нижнего франа и только недавно найденный в США в средней части франского яруса. Остаток артродир также более похож на раннефранских коккостеид, особенно из рода *Plourdosteus*.

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН

Отложения девонской системы в Чу-Балхашском районе занимают значительные площади. Они протягиваются широкими полосами северо-западного простирания в Западном Прибалхашье, вдоль юго-западного и северо-восточного склонов Чу-Балхашского водораздела и слагают центральную часть Чу-Балхашского района восточнее урочища Куланкетпес и западнее русла Жингильды, перекрывая отложения ордовика и силура. Представлены они всеми отделами и сложены континентальными и прибрежно-континентальными терригенно-вулканогенными образованиями.

Нижний отдел

Положение нижней границы девонской системы спорное. В Западном Прибалхашье, на Чу-Балхашском водоразделе и в Чу-Илийских горах распространены эффузивно-осадочные отложения, перекрывающие отложения венлока. В Западном Прибалхашье нижние осадочные конгломератовые пачки этих отложений содержат линзы известняков с остатками фауны нижнелудловского яруса. Аналогичная фауна встречается в известняковой гальке конгломератов, доказывая синхронность образования линз карбонатных пород и конгломератов. Конгломератовые пачки Западного Прибалхашья бесспорно считаются верхнесилурийскими. В Чу-Илийских горах в нижней осадочной пачке коктасской свиты также встречается известняковая галька с остатками лудловской фауны. Хотя линзы синхронных известняков здесь не обнаружены, Б. А. Салин, С. Г. Токмачева и другие полагают, что эта галька тоже возникла при местном синхронном перемыве карбонатных пород и нижние горизонты коктасской свиты имеют верхнесилурийский возраст. Строение верхнесилурийской — нижнедевонской толщи признается идентичным для Западного Прибалхашья, Чу-Балхашского водораздела и Чу-Илийских гор. Эту точку зрения подтверждают особенности распространения гальки известняков в конгломератах. Местами отмечены значительные скопления обломков размером в диаметре до 30—40 *см* и более. По простиранию горизонта их количество быстро уменьшается, а на некотором удалении галька вновь образует скопления. В отличие от известняковой галька устойчивых к разрушению пород (гранитов, кварцитов, гнейсов) имеет постоянные размеры (от 8 до 20 *см* в диаметре) и распределена более равномерно. Подобное распространение гальки известняков легко объясняется при возникновении обломков на месте за счет разрушения рифовых построек и противоречит гипотезе о их переносе на значительное расстояние *.

По мнению М. А. Сенкевич, И. В. Хохлова и Т. Б. Рукавишниковой Чу-Илийские горы и Западное Прибалхашье относятся к разным структурно-формационным зонам, развивавшимся в силурийском периоде неодинаково. В Чу-Илийских горах венлокский век характеризовался регрессивным осадконакоплением; отложения верхнего лудлова ныне отсутствуют, так как отложению коктасской свиты, залегающей на различных горизонтах ордовика и силура, предшествовали интенсивные восходящие движения и размыв. Формирование коктасской свиты началось в нижнем девоне, а материалом для образования в ней известняковой гальки служили местные известняки лудлова. В Западном Прибалхашье нормальный морской бассейн продолжал развиваться в лудловском веке; для него характерны рифогенные известняки и

* Рифы здесь до сих пор не обнаружены. *Прим. ред.*

синхронные с ними конгломераты. По мнению М. А. Сенкевич и других нижнедевонские отложения, залегающие в Западном Прибалхашье, представлены осадочной сероцветной толщей, охарактеризованной остатками флоры нижнего и низов среднего девона (урочище Каракамыс), и локально развитыми синхронными кислыми вулканитами.

Верхнесилурийские конгломераты Западного Прибалхашья описаны в соответствующем разделе, однако коктасская свита Чу-Илийских гор ниже характеризуется полностью, так как положение стратиграфической границы между силуром и девоном внутри свиты не определено.

В Западном Прибалхашье нижнедевонские отложения (верхняя часть коктасской свиты, по С. Г. Токмачевой) слагают значительные площади к юго-западу от ст. Мынарал, в районе русла Шакшагайлы и к северу от оз. Кашкантениз (см. рис. 22, рис. 23). Верхняя, эффузивная пачка, залегающая согласно на верхнесилурийской конгломератовой и наращивающая ее разрез, сложена преимущественно вулканитами андезитового ряда, к которым вблизи разломов присоединяются базальтовые порфириты, а в удалении от них — дацитовые лавы.

Юго-западнее ст. Мынарал, по данным С. Г. Токмачевой, О. В. Малицкого и И. И. Парецкого, на толще среднегалечных краснобурых конгломератов, бурых и вишневых грубозернистых полимиктовых песчаников и гравелитов мощностью 100 *м* лежат зеленовато-серые андезито-дацитовые лавы, сменяющиеся выше бурыми андезито-базальтовыми, а затем базальтовыми, часто миндалекаменными порфиритами, содержащими горизонт бурых мелкозернистых песчаников. Мощность вулканогенной пачки 940 *м*. Выше расположены желтовато-бурые катаклазированные известняки с реликтами, напоминающими створки брахиопод, а затем — часто переслаивающиеся базальтовые порфириты, песчаники и катаклазированные доломиты, перекрываемые горизонтом кислых сферолитовых лав. Мощность всей пачки 335 *м*. Разрез завершается переслаивающимися бурыми туфопесчаниками, серовато-бурыми агломератами, мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, андезитовыми порфиритами. В верхней части разреза встречена *Psilopsida* sp. Мощность верхней пачки составляет 539, а всей толщи — около 2000 *м*.

Подобные образования протягиваются вдоль юго-западного крыла Западно-Прибалхашского синклинория. Они известны у северо-восточного контакта Каракамысской интрузии гранитов, на северных окраинах урочища Каракамыс. Разрез верхнесилурийской — нижнедевонской толщи, хорошо сопоставляющийся с вышеприведенным, изучен по руслу Шакшагайлы. Здесь, по данным С. Г. Токмачевой, на базальной пачке крупно- и мелкогалечных конгломератов (870 *м*) залегают андезитовые порфириты (31 *м*), сменяющиеся светло-сиреневыми туфами кварцевых порфиритов (62 *м*). Выше них лежат коричневые дацитовые порфиры и темно-вишневые миндалекаменные андезитовые порфириты (240 *м*), а затем пачка темноокрашенных и зеленовато-серых андезитовых порфиритов (до 350 *м*). Видимый разрез завершается чередованием коричневых дацитовых порфиров и зеленовато-серых андезитовых порфиритов (180 *м*). Общая мощность отложений верхнего силура — нижнего девона здесь 1733 *м*.

В Джельтауском прогибе коктасская свита развита широко. На севере она слагает разобщенные небольшие участки к югу от Майкольского гранитного массива, в урочище Бурултас, на востоке — в урочище Ботаборым и значительную площадь к югу от п-ова Чимпек. На его северо-западном обрамлении ее отложения занимают значительные участки в районе горы Байгара и урочища Андасай. К юго-востоку (вдоль

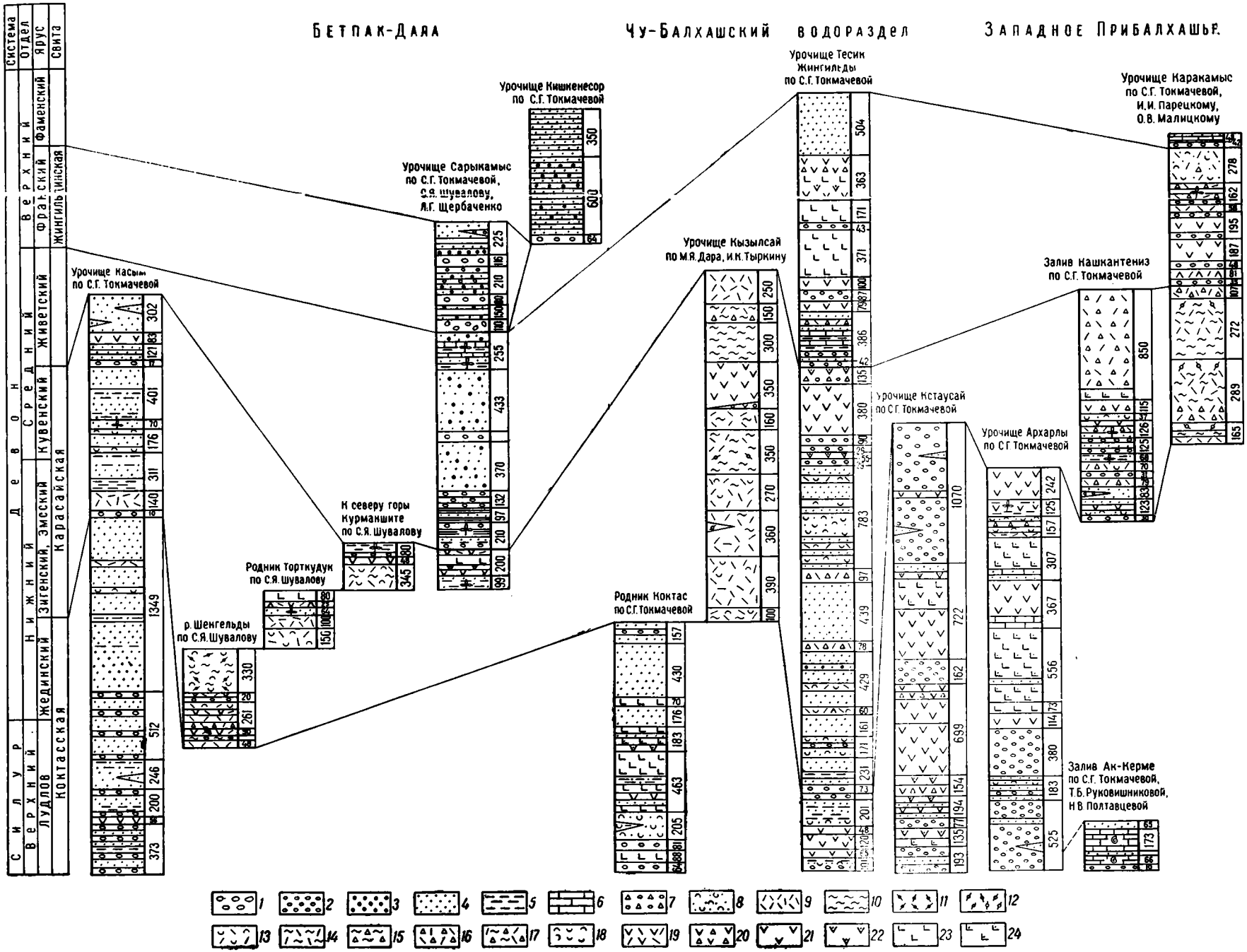


Рис. 23. Схема сопоставления разрезов девонских отложений Чу-Балхашского района (по С. Г. Токмачевой)

1 — конгломераты; *2* — мелкогалечные конгломераты; *3* — гравелиты; *4* — песчаники; *5* — алевролиты *6* — известняки; *7* — вулканомиктовые конгломераты; *8* — туфопесчаники; *9* — липаритовые порфиры, фельзиты; *10* — флюидальные порфиры; *11* — сферолитовые липаритовые порфиры; *12* — шаровые пузыристые игнимбриты; *13* — игнимбриты липаритовых порфиров; *14* — кислые лавобрекчии; *15* — кислые туфолавы; *16* — кислые туфоагломераты; *17* — флюидальные туфоагломераты; *18* — пепловые туфы; *19* — туфы дацитовых порфиров; *20* — агломератовые туфы дацитовых порфиров; *21* — андезитовые порфириты; *22* — миндалекаменные порфириты; *23* — базальтовые и диабазовые порфириты *24* — туфы основного состава

Джалаир-Найманского разлома) отмечено несколько разобщенных небольших брахисинклиналей, сложенных образованиями коктасской свиты. Вдоль северных склонов гор Койжарылган от род. Коктас отложения коктасской свиты протягиваются непрерывной полосой через район Кызылсая к рекам Тесик и Жингильды. Они вновь появляются в горах Анрахай, откуда непрерывно прослеживаются к руслу Кстаусай и далее на юго-восток. В восточной части Джельтауского прогиба они также слагают ряд брахиантиклиналей в поле развития карасайской свиты в районах рек Карасай, Куеликара и урочища Бетпакколь.

Коктасская свита в Джельтауском прогибе имеет трехчленное строение. Нижняя часть сложена преимущественно конгломератами, средняя — андезитовыми и базальтовыми лавами и их производными, верхняя — песчаниками и конгломератами. Базальная пачка в отдельных структурах имеет незначительную мощность, иногда в ней есть горизонты песчаников и порфиритов. В средней пачке, наряду с андезитовыми лавами, значительное место занимают дацитовые или базальтовые лавы; иногда их почти полностью заменяют вулканомиктовые конгломераты и песчаники, содержащие горизонты андезитовых порфиритов и их туфов. Верхняя пачка наиболее неустойчива: она или отсутствует, или представлена красноцветными песчаниками, или — вулканомиктовыми конгломератами.

В районе горы Байгара переслаивающиеся крупно- и мелкогалечные конгломераты и буровато-серые и серые грубо- и среднезернистые песчаники основания коктасской свиты лежат резко несогласно на породах ордовика. Галька конгломератов хорошо окатана и состоит из кварцитов, песчаников, кремнистых пород, гранитов и порфиритов. Мощность конгломератов 240—260 *м*. По логу Андассай мощность конгломератовой пачки составляет 130—135 *м*. В составе галек отмечены известняки. Конгломераты вверх по разрезу замещаются бурыми разнозернистыми туфопесчаниками, содержащими редкие уплощенные гальки алевролитов и песчаников. Верхняя часть толщи сложена серовато-зелеными, зелеными и бурыми базальтовыми порфиритами, их туфами, бурыми дацитовыми и андезитоидными дацитовыми порфирами и пирокластолитами, прослоями туфоконгломератов, туфопесчаников, красноватых и серых песчаников, алевролитов, отдельными горизонтами туфов, туфолав кислого состава и светло-серых пузырчатых лав. Несколько преобладают умеренно-кислые вулканиты. Мощность толщи около 2000 *м*.

На северных склонах гор Койжарылган, в районе род. Коктас, отложения коктасской свиты слагают брахисинклинальную складку, повторяющую очертания структур ордовика, на которых она лежит без видимого структурного несогласия. Северо-восточное крыло этой структуры перекрыто отложениями карасайской свиты. Разрез коктасской свиты, составленный к югу от род. Коктас, может быть принят за стратотип свиты. В основании залегают среднегалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой кварцитов, песчаников, яшм, известняков, реже гранитов с прослоями бурых известковистых песчаников; в гальке известняков содержатся *Favosites* aff. *jermolaevi* Tchern., *Heliolites interstinctus* Linn. Затем следуют переслаивающиеся средне-мелкогалечные конгломераты и бурые и красно-бурые песчаники, коричневато-серые базальтовые порфириты и снова валунно-галечные бурые конгломераты, в известняковой гальке которых найдены: *Favosites forbesi* M.E. et H., *Squameofavosites* sp., *Heliolites* aff. *interstinctus* Linn., *H.* aff. *tarbagataica* Barsk., *H.* aff. *javorski* Tchern., *Fletcheria* sp., *Stelliporella* sp., *Helioplasmolites* sp., *Penramerus* sp., *Conchidium* sp. В верхней части разреза распространены туфопесчаники и

аркозовые песчаники, андезитовые, базальтовые и диабазовые порфириты. Самая верхняя часть свиты сложена красноцветными мелко- и крупнозернистыми песчаниками, алевролитами, гравелитами и песчанистыми конгломератами.

Мощность свиты свыше 2000 *м*.

Юго-восточнее в коктасской свите, слагающей протяженный синклинальный прогиб, почти полностью исчезают эффузивы, образующие единичные горизонты в туфогенно-осадочной толще. В районе р. Тесик в основании разреза лежит маломощный горизонт мелкогалечных конгломератов с галькой кварцитов, песчаников, гранитов и известняков. Галька последних распределена неравномерно, образует скопления. В гальке содержатся остатки фауны: *Dolerorthis* cf. *rustica* (Sow.), *Gypidula* sp., *Anastrophia* sp., *Pentamerus* aff. *oblongiformis* Nikif., *Conchidium triangulum* Chod., *Atrypa* ex gr. *granulifera* Linn., *Lissatrypa linguata* Buch., *Spirigerina* ex gr. *marginalis* (Dalm.), *Spirifer* sp., *Proreticularis carens* (Barr.).

Основную часть свиты слагают вулканомиктовые песчаники с редкими прослоями лав.

Далее к юго-востоку в коктасской свите вновь появляются туфы и лавы андезитового и базальтового состава. В 7 *км* западнее р. Жингильды они составляют не менее половины мощности разреза. Остальную часть его слагают зеленовато-серые и бурые грубо-, средне- и мелкозернистые туфопесчаники и туфогенные песчаники. Верхи свиты слагают среднегалечные вулканомиктовые песчаники, перекрываемые базальными слоями карасайской свиты.

В 4 *км* юго-восточнее р. Жингильды выше вулканомиктовых конгломератов лежат сероцветные и буроцветные песчаники, в которых в 1965 г. С. Г. Токмачева обнаружила остатки флоры, представленной, по определению М. А. Сенкевич *Parca* cf. *decipiens* Flem. и *Lycopsida* sp. indet. В этом же местонахождении встречены споры. Подгруппа Leiotriletes Naum. представлена: *Leiotriletes simplicissimus* Naum., *L. pullatus* Naum., *L. microrugosus* (Jber.) Naum., *L. triviales* Naum., *L. atratus* Naum., *L. plicatus* (Waltz.) Naum. var. *major* Nadler (M.S.), подгруппа Retusotriletes Naum.— *R. translaticius* Tschibz. var *major* Nadler (M. S.). По определению Ю. С. Надлера этот комплекс сходен с комплексами нижнего девона окраин Кузбасса. Для него, как и для них, характерно преобладание гладких спор (подгруппа Leiotriletes). По окраинам Кузбасса комплексы спор ассоциируются с остатками макрофлоры: *Psilophiton princeps* Daws., *P. goldschmidti* Halle, *Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Zosterophyllum* sp., *Cooksonia* sp. и др. Мощность песчаников превышает 200 *м*. Видимая мощность коктасской свиты в районе р. Жингильды 900—1050 *м*.

К юго-востоку от этого района количество вулканогенного материала в составе коктасской свиты возрастает и в горах Анрахай она в значительной части сложена вулканитами. Восточнее гор Анрахай, по р. Кстаусай, базальная пачка бурых среднегалечных конгломератов с редкой крупной галькой песчаников, кварцитов, часто гнейсов, гранито-гнейсов, известняков с остатками фауны и грубозернистых песчаников налегает на отложения ордовика. Мощность базальной пачки около 200 *м*. Выше залегают два горизонта бурых, иногда миндалекаменных андезитовых порфиритов, содержащих прослои красноцветных песчаников, разделенных бурыми среднегалечными конгломератами, их общая мощность 350 *м*. Налегающая на порфириты пачка (300 *м*) представлена преимущественно туфами андезитовых порфиритов, иногда крупнообломочными или агломератовыми. Туфы перекрыты мощным

(560 *м*) покровом кремовых флюидальных андезитоидных дацитовых порфиров. Выше, вновь средние и основные порфириты и реже их туфы переслаиваются с бурыми конгломератами с вулканомиктовым цементом и гальками вулканитов. Верхние горизонты эффузивов имеют повышенную щелочность (трахиандезиты). Мощность пачки 950 *м*. Разрез венчается мощной (1000 *м*) пачкой средне- и крупногалечных конгломератов с линзами неравномернозернистых песчаников и гравелитов. Галька преимущественно вулканомиктовая. Полная мощность коктасской свиты в этом районе около 3400 *м*.

Отложения свиты, развитые по северному крылу Джельтауского прогиба, менее подвержены фациальным изменениям и представлены в основном разрезами вулканогенного типа, но они в значительной части перекрыты эффузивами карасайской свиты. В районе р. Карагуз в ядре антиклинальной складки обнажены средние и верхние части коктасской свиты, представленные лавами и туфами андезитового, реже базальтового состава, переслаивающимися с туфоконгломератами, вулканомиктовыми конгломератами и песчаниками. Обнаженная часть разреза хорошо сопоставляется с верхней частью коктасской свиты, развитой по р. Кстаусай. Юго-восточнее р. Карагуз, в районе железной дороги и в урочище Бетпакколь, состав и строение коктасской свиты остается постоянным; ее мощность составляет 1500—1600 *м*.

По руслу р. Куеликара в основании свиты отмечен горизонт (12 *м*) мелкогалечных конгломератов, с хорошо окатанной галькой базальтовых порфиритов, гранодиорит-порфиров и кварцитов. Выше залегает пестрая пачка (615 *м*) чередующихся андезитовых порфиритов (часто миндалекаменных), их туфов, вулканомиктовых конгломератов с плохо сортированной галькой и редких горизонтов тонкозернистых песчаников и базальтовых порфиритов. Разрез завершается мощной (610 *м*) пачкой туфов андезитовых порфиритов, содержащей многочисленные, довольно крупные тела базальтовых порфиритов. В целом мощность свиты 1200—1300 *м*.

Отложения коктасской свиты на северо-востоке Джельтауского поля занимают ограниченную территорию, слагая ряд разобщенных мелких брахисинклиналей. К югу от п-ова Чимпек ими образован северо-западный замок брахисинклинали, выполненной породами карасайской свиты. Здесь в основании разреза лежат крупногалечные базальные конгломераты (до 100 *м*). Галька хорошо окатана и состоит преимущественно из песчаников ордовика, гранитов и кварцитов; галька известняков отсутствует. Конгломераты перекрывают базальтовые порфириты, переслаивающиеся с красноцветными песчаниками. Юго-восточнее, в низовьях р. Ботаборым, отложения свиты представлены красноцветными песчаниками и порфиритами.

Сравнивая приведенные разрезы, можно отметить, что несмотря на отклонения в литолого-петрографическом составе они отчетливо сопоставляются. Увеличение или уменьшение количества эффузивного материала обусловливается близостью участков развития свиты к вулканическим центрам. Этим же определяются размеры обломков, степень сортировки и значение кластического и вулканокластического материала, который по мере удаления от центров вулканизма становится мелкообломочным, более сортированным и даже полимиктовым.

Верхняя стратиграфическая граница коктасской свиты определяется налеганием на нее карасайской свиты с резким структурным несогласием в областях активного вулканизма и с небольшим, иногда даже со скрытым несогласием в смежных с поднятиями прогибах. Коктасская свита, если не считать фауны в гальках базальных конгломератов, о сингенетичности которой ведутся споры, бедна органиче-

скими остатками. В ее верхней части обнаружены *Parca* cf. *decipiens* Flem. и *Licopsida* sp. indet по определению М. А. Сенкевич, нижнедевонского возраста и нижнедевонские споры, определенные Ю. С. Надлером. Если учесть мнение А. Р. Ананьева (1960) о том, что низы нижнего девона бедны видами и в них преобладают остатки *Parca* и др., а с середины нижнего девона господствуют псилофиты и встречаются более высокоорганизованные растения, верхнюю возрастную границу коктасской свиты, видимо, следует ограничить нижней половиной нижнего отдела. По мнению М. А. Сенкевич, верхняя возрастная граница коктасской свиты может и должна располагаться выше, внутри эйфельского яруса, поскольку отмеченные споры в Кузбассе встречаются вместе с псилофитами.

Нижний и средний отделы

В Джельтауском девонском прогибе отложения нижнего — среднего отделов представлены карасайской свитой, для которой типичны вулканогенные и туфогенно-осадочные разрезы. Первые приурочены к зонам активного вулканизма, вторые — к внутренним прогибам. Для первых характерна перемежаемость кислых лав и их туфов в нижней части свиты и андезито-дацитовых с горизонтами игнимбритов и вулканомиктовых конгломератов — в верхней. Так как потоки кислых вязких лав были короткими и тяготели к центрам извержений, то на современном эрозионном срезе, как правило, вскрыты жерловые фации и субвулканические интрузии; покровы сохранились на незначительных участках. Разрезам второго типа свойственны терригенные осадки, горизонты лав и туфов кислого состава в нижней части и горизонты андезитовых лав и туфов в верхней.

Карасайская свита широко развита в центральной части Чу-Балхашского водораздела; она широкой полосой протягивается от урочища Кызылкемер и кол. Коктас по периферии Джельтауского гранитного массива к руслу Кызылсай. Далее на юго-восток она прослежена на отдельных небольших участках. В урочище Куеликара и в районе горы Кызылсок она вновь слагает значительные площади; отложения карасайской свиты участвуют в строении брахисинклинали у оз. Алаколь, где прослежены от оз. Алаколь к р. Ботаборым.

Последовательность накопления вулканитов в Кызылсайском районе хорошо изучили М. Я. Дара *, И. К. Тыркин и др. Ими составлен наиболее полный разрез карасайской свиты по р. Карасай, характеризующий северное крыло Кызылсайской брахисинклинали. На туфоконгломераты коктасской свиты с несогласием налегает толща красновато-бурых и серовато-бурых лавобрекчий, в которых встречаются обломки гранитов, сероватых, лиловых и яркокрасных фельзитовых и кварцевых порфиров, их туфов и туфолав. Этим кислым эффузивам подчинена мощная пачка серо-зеленых андезитовых порфиритов.

Мощность карасайской свиты около 3000 *м*. Местами в основании пачки порфиритов (слой 8) залегают конгломераты с хорошо окатанной галькой подстилающих кислых эффузивов.

Юго-западнее по простиранию в свите увеличивается количество туфов, появляются вулканомиктовые песчаники, уменьшается мощность лав. На юго-западном крыле той же Кызылсайской структуры, по С. Г. Токмачевой, почти половину разреза (1200 *м*) слагают серовато-бурые, бурые, серовато-красные, иногда вишневые туфопесчаники и

* М. Я. Дара, И. К. Тыркин слои 9—11 относят к кияктинской свите. *Прим. ред.*

вулканомиктовые песчаники, средне-зернистые, крупнозернистые, изредка гравелиты и конгломераты. Буровато-серые, серые и зеленовато-серые трахиандезитовые и андезитовые порфириты приурочены к средней части разреза. Верхи разреза (345 *м*) сложены буро-красными и розовыми туфолавами и лавами кварцевых и липаритовых порфиров. Туфы тех же пород, но меньшей (70 *м*) мощности известны в основании разреза. Общая мощность разреза около 2550 *м*. Верхняя часть карасайской свиты (с горизонта 8 в первом разрезе), сложенная порфиритами и туфолавами липаритового состава, местами отделенная от нижележащих слоев среднегалечными конгломератами, в случае палеонтологических находок может быть выделена в самостоятельную свиту эйфельского или раннеживетского возраста.

Далее на юго-восток при удалении от центров вулканической деятельности туфо-терригенный материал начинает преобладать, а лавы появляются спорадически. В Куеликаринском районе разрез толщи похож на приведенный выше по юго-западному крылу Кзылсайской брахисинклинали, отличаясь большим объемом грубообломочных вулканомиктовых пород.

Разрез карасайской свиты в Кызылсокском районе, имея трехчленное строение, отличается присутствием значительного количества осадочного материала. Вулканогенные образования представлены, в основном, туфами и игнимбритами. В нижней части выделяется осадочно-или осадочно-туфогенная, в средней — осадочно-эффузивно-туфогенная и в верхней — пачка (подсвита) средних эффузивов.

В 4 *км* восточнее р. Тесик, на южном крыле Кызылсокской структуры, по С. Г. Токмачевой, на коктасскую свиту несогласно налегает базальная осадочная подсвита мощностью около 680 *м* (крупногалечные конгломераты, преобладающие в нижней части, полимиктовые песчаники, изменяющиеся по крупности зерна от гравелитов до мелкозернистых, и туфопесчаники). В конгломератах преобладают гальки (до 8 *см*) липаритов, трахилипаритов, фельзитов, дацитов, их туфолав, реже андезитоидных дацитовых порфиров, игнимбритов липаритового и трахилипаритового состава, брекчий андезитовых порфиритов, песчаников и кварцитов; цемент туфогенный. Среднюю подсвиту (мощность около 1900 *м*) образуют преимущественно песчаники и туфопесчаники (1600 *м*), большей частью средне- и мелкозернистые серые, буровато-серые и зеленовато-серые. Для них характерны прослои розовато-бурых, сиреневых и фиолетовых игнимбритов мощностью от 24 до 35 *м*. Игнимбриты составляют около одной десятой мощности разреза подсвиты, еще меньшее значение имеют туфы липаритового и липарито-дацитовых порфиров. В верхней подсвите (мощность свыше 660 *м*) преобладают темно-серые и серовато-бурые андезитовые порфириты, иногда темно-зеленые и темно-коричневые андезито-базальтовые порфириты (свыше 500 *м*). Остальную часть разреза подсвиты образуют конгломераты и туфоконгломераты, переслаивающиеся с порфиритами. Общая мощность карасайской свиты восточнее р. Тесик более 3500 *м* (возможно она завышена). Присутствие верхней порфиритовой подсвиты позволяет сопоставить строение свиты с туфо-терригенным разрезом Кызылсайского района. Отложения свиты в Кызылсокском районе хорошо охарактеризованы флорой. В песчаниках из различных пунктов А. А. Недовизин, Т. А. Румянцева, М. А. Сенкевич, Р. С. Качурин и С. Г. Токмачева собрали *Psilopsida* sp. indet., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., *Protolepidodendron scharianum* Goepp.

В Алакольском районе, в северо-восточной части Чу-Илийских гор, на северном обрамлении Джельтауского прогиба, видны фациальные изменения карасайской свиты вкрест простирания пологих бра-

хискладчатых структур. По фациальным особенностям здесь выделены три зоны северо-западного направления. Юго-западная зона сложена преимущественно эффузивными образованиями с редкими горизонтами и линзами грубообломочных вулканомиктовых пород. Она насыщена большим количеством субвулканических интрузий, жерловыми телами, экструзиями. Средняя зона, расположенная северо-восточнее, сложена вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами и песчаниками и подчиненными туфами и игнимбритами. В северо-восточной зоне преобладают вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники, с редкими горизонтами тонкообломочных туфов. Зональность отражает особенности седиментации при удалении от вулканических центров. В северо-восточной фациальной зоне, где видимая мощность осадков составляет 1530 *м*, в средней части толщи обнаружен *Lidasimophyton akkermensis* S e n k.

В Алакольском районе карасайская свита лежит с резким несогласием на отложениях ордовика и с небольшим — на породах коктасской свиты. Она перекрыта жингильдинской свитой условно франского возраста. Взаимоотношения с жингильдинской свитой не совсем ясны; на крыльях структуры свиты залегают параллельно, а замок складки не виден. Единичные находки флоры плохой сохранности не противоречат нижне- среднедевонскому возрасту толщи.

В Западном Прибалхашье отложения нижнего — среднего отдела (карасайской свиты, С. Г. Токмачевой или кайдаульской, по М. А. Сенкевич) протягиваются от побережья оз. Балхаш в северо-западном направлении к логу Қызылэспе, где изменяют простирание на северо-восточное. К северу от урочища Қаракамыс, у южной оконечности п-ова Қаратюбек полоса выходов свиты вытянута в меридиональном, а у зал. Қашкантениз — в северо-восточном направлении, откуда она, расширяясь, протягивается к кол. Қаргабулак, где распространена весьма ограниченно. При прослеживании выходов с северо-запада на юго-восток неоднократно отмечается смена вулканогенных отложений туфо-терригенными. В районе род. Қаргабулак толща сложена однообразными альбитофирами и липаритовыми порфирами, иногда сферолитовыми, а также их туфами, пепловыми и грубозернистыми; встречаются единичные горизонты аркозовых песчаников. Ее мощность не превышает, по данным Н. Г. Марковой, 500—600 *м*.

Юго-восточнее зал. Қашкантениз площади развития описываемых отложений значительно увеличиваются и отчетливо наблюдается замещение вулканогенных разрезов туфо-терригенными. Западнее зал. Қашкантениз они с маломощным горизонтом конгломератов ложатся на конгломераты основания коктасской свиты с несогласием. В основании толщи лежат темно-серые туфоконгломераты, сменяющиеся выше вишневыми конгломерато-песчаниками, мелкозернистыми туфопесчаниками и мелкозернистыми полевошпатово-кварцевыми песчаниками (мощность осадочной пачки около 90 *м*). Их перекрывают темно-серые туфы порфиритов (13 *м*), прорванные силлами микродиабазов и диабазовых порфиритов. На туфах лежит пачка мелкозернистых преимущественно вишневых вулканомиктовых и полимиктовых песчаников (109 *м*), а выше — переслаивающиеся туфы кварцевых порфиров, серых и буровато-серых туфопесчаников (178 *м*) и серые среднезернистые вулканомиктовые и полимиктовые песчаники (27 *м*), содержащие *Drepanophycus spinaeformis* G o e p p. и многочисленные растительные остатки плохой сохранности. Еще выше залегает маломощный (4 *м*) горизонт серых туфов и далее вновь идут многократно переслаивающиеся серые, зеленовато-серые, розовые и коричневые мелко-, средне-, крупнозернистые и конгломератовидные полимиктовые песчаники и туфопесчаники мощностью 183 *м* с многочисленными растительными остатками, по опре-

делению М. А. Сенкевич, нижнедевонского облика. Разрез венчается чередующимися светло-серыми туфами кварцевых порфиров, порфиритов и серыми, буровато-серыми мелко-, средне- и крупнозернистыми туфопесчаниками (265 *м*) и перекрывающими их монотонными светло-бурыми и коричневыми кварцевыми дацитовыми порфирами и их туфами с крупными и обильными вкрапленниками кварца (850 *м*). Общая мощность 1720 *м*. Подобное строение толщи отмечено к северу от зал. Кашкантениз.

Южнее в составе карасайской свиты вновь значительно увеличивается объем туфогенного материала и появляются лавы. В урочище Каракамыс свита представлена вулканогенным разрезом, выдерживающимся до ст. Мынарал. По В. Б. Мещеряковой и Б. М. Сельцову, в районе ст. Мынарал нижняя часть свиты (790 *м*) сложена чередующимися розовато-серыми и серыми кварцевыми порфирами, их туфами, нередко игнимбритоподобными, лавобрекчиями (лавы преобладают). По-видимому, более высокие горизонты видны на южных окраинах урочища Каракамыс, где нижние срезаны разломом. По данным И. И. Парецкого и О. В. Малицкого, они представлены светло-коричневыми, серыми, светло-сиреневыми, зеленовато-серыми кварцевыми и фельзитовыми порфирами, нередко сферолитовыми и флюидальными, в меньшей степени грубообломочными туфами и лавобрекчиями фельзитовых порфиров, мощностью 900 *м*. Общая мощность свиты в районе ст. Мынарал — урочище Каракамыс оценивается в 1700—1900 *м*.

Западнее зал. Аккерме, протягиваясь узкой полосой от побережья оз. Балхаш к урочищу Архарлы, обнажаются красноцветно-сероцветные терригенные породы карасайской свиты. Они лежат на отложениях венлока, имея с другими комплексами тектонические контакты. По данным И. И. Парецкого и О. В. Малицкого, свита сложена полимиктовыми песчаниками, внизу — серыми и буровато-серыми мелкозернистыми, в верхних частях — светло-бурыми среднезернистыми. Мощность свиты составляет 320 *м*. В этом районе С. Г. Токмачева, Л. М. Палец и И. И. Парецкий в 1957 г. в песчаниках обнаружили *Lidasimophyton akkermensis* Senk., а в 1958 г. М. А. Сенкевич был найден *Drepanophycus spinaeformis* Goepp. Эта флора позволяет указанные отложения параллелизовать в возрастном отношении с карасайской свитой.

Анализируя разрезы карасайской свиты Западного Прибалхашья и Чу-Балхашского водораздела, нетрудно их сопоставить по стратиграфическому положению, комплексу палеофлористических остатков, литологии и изменению состава вулканического материала. Сходство подчеркивается присутствием верхней порфиритовой подсвиты, находящейся повсеместно в однотипных взаимоотношениях с нижележащей. Стратиграфическое положение карасайской свиты отчетливо. Она несогласно перекрывает отложения коктасской свиты и ее аналогов (район зал. Кашкантениз, районы севернее урочища Акжар-Сарытума и северо-западнее ст. Мынарал, к югу от горы Кызылсок); на нее с небольшим несогласием налегают отложения живетского яруса, охарактеризованные флорой. На различных стратиграфических уровнях С. Г. Токмачева, Л. М. Палец, М. А. Сенкевич, И. И. Парецкий и другие собрали многочисленные остатки флоры (по определению М. А. Сенкевич): *Zosterophyllum* sp., *Taeniocrada decheniana* Kr. et W., *Dawsonites arcuatus* Halle, *Psilopsida, Drepanophycus spinaeformis* Goepp., *Lidasimophyton akkermensis* Senk., встречающейся в отложениях нижнего и среднего девона. По заключению М. А. Сенкевич, нахождение *Drepanophycus spinaeformis* убедительно говорит о нижнедевонском возрасте вмещающих пород.

Средний отдел

Отложения эйфельского яруса в Чу-Балхашском районе не выделены и рассмотрены в составе карасайской свиты.

Живетский ярус

В Чу-Илийских горах флористически охарактеризованные отложения живета встречены восточнее горы Қызылсок; по положению в разрезе они выделены в урочище Қызылкемер. В этих районах видно несогласное перекрытие живетскими базальными конгломератами порфиритовой подсвиты карасайской свиты. В Западном Прибалхашье отложения живетского яруса распространены ограниченно: ими сложена узкая полоса, протягивающаяся от ст. Мынарал к урочищу Қаракамыс.

Живетские отложения Чу-Илийских гор имеют характерный разрез: в низах лежит пачка терригенных пород с маломощными горизонтами известняков; средняя часть сложена средними и основными эффузивами, верхняя — красноцветными песчаниками. В Западном Прибалхашье прослежен базальный горизонт конгломератов, выше которого переслаиваются андезитовые порфириты и конгломераты. Разрез венчают туфы липаритового состава. Однако в районе гор Қызылсок выше базальных крупногалечных конгломератов со слабоокатанной галькой порфиритов и дацитовых порфиров залегают полимиктовые песчаники иногда с прослоями светло-серых песчанистых известняков. В верхней части свиты распространены покровы андезитовых и базальтовых порфиритов, перемежающихся с песчаниками, туфогравелитами и конгломератами.

Общая мощность около 2200 *м*. В нижней части разреза Т. А. Румянцева, А. А. Недовизин, Р. С. Қачурин, М. А. Сенкевич и С. Г. Токмачева обнаружили остатки *Protolepidodendron scharianum* Kr., *Lepidodendropsis* cf. *theodory* (Zal.) *Yongm.*, *Barrandeina* cf. *agadirica* Senk., характерные, по заключению М. А. Сенкевич, для живетского яруса.

В урочище Қызылкемер живет сложен, в основном, андезитовыми порфиритами, содержащими маломощные прослои красноцветных песчаников. В основании толщи прослежены два горизонта конгломератов с галькой кварцитов и гранитов. Описываемые отложения в Қызылсокском районе и урочище Қызылкемер несогласно перекрыты красноцветами фаменского яруса.

В Западном Прибалхашье отложения живетского яруса хорошо представлены на южной окраине урочище Қаракамыс, где они налегают с азимутальным несогласием на различные горизонты карасайской свиты. Основание разреза сложено конгломератами с галькой кислых эффузивов. Выше залегает толща дацитовых, фельзитовых и кварцевых порфиров, которым подчинены пачки игнимбритов, дацитовых и липаритовых туфов, туфопесчаников и песчанистых конгломератов, обычно окрашенных в красный цвет. Галька этих конгломератов частью образована известняками, содержащими девонскую фауну.

Мощность живетских отложений здесь составляет 1045 *м*.

Отложения живета с несогласием лежат на карасайской свите и перекрыты красноцветами верхнего девона. С. Г. Токмачева, Л. М. Палец и М. А. Сенкевич в различных частях разреза обнаружили *Calamophyton primaevum* Kr. et W., *Artschaliphyton unicum* Senk. gen. et sp. nov., *Protolepidodendron* sp., *Protolepidodendropsis* (?) sp., определяющие в комплексе живетский возраст (по М. А. Сенкевич). Юго-за-

паднее ст. Мынарал И. И. Парецкий и О. В. Малицкий нашли остатки растений, напоминающие, по мнению А. Р. Ананьева, *Askisiela ramosa* Chach., известные из среднего девона Южно-Минусинской котловины.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона в Чу-Балхашском районе представлены жингильдинской свитой франского яруса (?) и отложениями фаменского яруса, слагающими основания каменноугольных структур.

Франский ярус (?)

Жингильдинская свита развита на двух разобщенных участках — по р. Жингильды, к югу от оз. Алаколь и на южных склонах Чу-Илийских гор. Она сложена монотонной толщей (200—500 *м*) светло-бурых хорошо сортированных средне- и мелкозернистых песчаников. В основании ее находится маломощный горизонт грубых гравелитов, состоящих исключительно из подстилающих пород карасайской свиты. В районе р. Жингильды А. А. Недовизин и Т. А. Румянцева в ней обнаружили растительные остатки, представленные, по определению М. А. Сенкевич *Leptophloeum australe* (M'Coy) Neub., *L. rhombicum* Daws.

Южнее оз. Алаколь аналогичная толща (300 *м*) сложена однообразными розовыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками (Дворцова, 1965 г.). В основании прослежен маломощный линзующийся горизонт мелкогалечных конгломератов с галькой пород карасайской свиты. Здесь К. И. Дворцова, а позже М. А. Сенкевич и С. Г. Токмачева собрали растительные остатки: *Leptophloeum nothum* (Ung.), *L. rhombicum* Daws., *Knorria* sp., *Archaepteris* (?) sp., *Sphenopteridium* sp., *Cephalopteris* sp. и *Pteridorachis* sp. Комплекс флоры, по мнению М. А. Сенкевич, характерен для фаменского яруса.

Жингильдинская свита лежит на карасайской свите, содержит флору верхнего девона и поэтому ее возраст условно считается франским (?). М. А. Сенкевич считает свиту фаменской и параллелизует ее с отложениями, залегающими в основании каменноугольных структур, однако тонкие различия литологического состава этих толщ и положение в самостоятельных складчатых структурах противоречат этому выводу.

Фаменский ярус

Отложения яруса слагают основания небольших каменноугольных брахисинклиналей: Акжар-Сарытумской, Кашкентенизской, Каракамысской в Западном Прибалхашье и Кызылкемерской, Куланской и Алакольской на Чу-Балхашском водоразделе. Отложения представлены красноцветными песчаниками различной зернистости. В основании свиты залегают или среднегалечные конгломераты невыдержанной мощности, или седиментационная брекчия, или кирпично-красные грубозернистые песчаники.

На южном крыле Акжар-Сарытумской мульды, где отложения фаменского яруса несогласно налегают на коктасскую свиту, в толще красноцветов обнаружены кавернозные известняки, параллелизуемые с кассинскими слоями, по подошве которых проводится граница между девоном и карбоном. Здесь, по данным С. Г. Токмачевой, в основании толщи залегают кирпично-красные грубозернистые полимиктовые песчаники (33 *м*), перекрытые мелкогалечными бурыми конгломератами с хорошо окатанной галькой кислых эффузивов, бурых песчаников,

порфиритов, гранитов и кварцитов (34 *м*) и кирпично-красными тонкозернистыми песчаниками (14 *м*). Мощность разреза 81 *м*. В 1963 г. И. И. Парецкий и О. В. Малицкий в Каракамысской мульде обнаружили *Sphenophyllum* sp., *Pteridorachis* sp., по определению М. А. Сенкевич, верхнедевонского-нижнекаменноугольного возраста. На Чу-Балхашском водоразделе фаменские отложения аналогичны описанным, их мощность составляет 80—120 *м*.

КЕНДЫКТАС

Девонские отложения в Кендыктасе занимают небольшие площади, расположенные резко несогласно на размытой поверхности досилурийских толщ. Образования нижнего — среднего девона известны на разобщенных участках — в районе р. Алтыайгыр, по р. Ргайты и у пос. Жанатурмыс, а живетские — в верховьях р. Суганды и по р. Жаланашсай. Верхнедевонские образования, тесно связанные с нижнекаменноугольными, занимают значительные участки на северо-восточном склоне Кендыктаса, по правобережью р. Кербулак и юго-восточнее, до р. Узунсу и пос. Ешкили-Курдай.

Нижний и средний отделы

Нижне-среднедевонские эффузивно-осадочные отложения Кендыктаса делятся на две части: туфогенно-терригенную — нижнюю и вулканогенную — верхнюю. В районе р. Ргайты, Б. А. Салин толщу осадочных пород и кислых эффузивов назвал суттыбайской свитой. И. А. Аниятов в горах Алтыайгыр у пос. Жанатурмыс толщу разделил на две части и только верхнюю параллелизовал с суттыбайской свитой.

В горах Алтыайгыр отложения нижнего — среднего девона налегают на фаунистически охарактеризованный средний ордовик. Разрез нижней части толщи, по данным И. А. Аниятова, образован кварцевыми порфирами, перемежающимися с туфами дацитовых и кварцевых порфиров, с пачками конгломератов и миндалекаменных порфиритов. Средняя часть толщи сложена алевролитами, грубозернистыми песчаниками с прослоями мелкогалечных конгломератов. Здесь же обнаружен тонкий пропласток известняка. Верхняя часть толщи представлена базальтовыми, частью миндалекаменными порфиритами и флюидальными фельзит-порфирами, среди которых заключена мощная пачка конгломератов с хорошо окатанной галькой кислых вулканитов, интрузивных и метаморфических пород. Видимая мощность верхней части толщи около 460 *м*.

Общая мощность нижне-среднедевонских отложений Западного Кендыктаса составляет 1000—1100 *м*.

Найденная флора — *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. nov. характерна для верхней части казахского горизонта нижнеэйфельского подъяруса и бесобинского горизонта верхнеэйфельского подъяруса среднего девона Северного Прибалхашья, а *Lidasimphyton akkermensis* Senk. встречается как в отложениях нижнего, так и среднего девона. Совместное нахождение этих форм позволяет, по мнению М. А. Сенкевич, определить эйфельский возраст отложений.

Участки развития суттыбайской свиты разобщены с площадями, сложенными нижне-среднедевонскими отложениями и сугандинской свитой живета. На суттыбайской свите с большим структурным несогласием лежит нижний карбон. Стратиграфическое положение и литологическое сходство позволяют параллелизовать суттыбайскую свиту с карасайской свитой Чу-Балхашского района.

Средний отдел

Отложения эйфельского яруса в Кендыктасе не выделены; они образуют единую толщу с нижнедевонскими и описаны выше.

Живетский ярус

Отложения данного яруса слагают площади, изолированные от выходов нижнего — среднего девона; к нему отнесена сугандинская свита, залегающая на размытой поверхности каледонских гранитсидов и метаморфических сланцев докембрия. По данным И. И. Радченко и Б. А. Салина свита состоит из четырех пачек. Нижняя, порфиритовая пачка (260 *м*) сложена однообразными серыми, темно-серыми или зеленовато-серыми, иногда красноватыми миндалекаменными базальтовыми порфиритами и микродиабазами. Нижняя осадочная пачка (230 *м*) в нижней части выражена красноцветными различной зернистости полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с зелеными песчано-сланцевыми породами. Иногда появляются редкие выклинивающиеся прослои миндалекаменных порфиритов и песчанистых известняков. В верхней части пачки развиты грубозернистые песчаники, близкие к аркозовым и конгломераты. Верхняя эффузивная пачка (600 *м*) представлена миндалекаменными базальтовыми порфиритами. В отличие от нижних порфиритов в ее основании отмечены прослои валунных конгломератов и аркозовых песчаников мощностью до 15 *м*, развитые только в южной части Сугандинской брахисинклинали. Изредка встречаются маломощные линзовидные прослои алевролитов и тонкозернистых песчаников мощностью 0,1—1,0 *м*. Верхняя осадочная пачка (451 *м*) развита в восточной части брахисинклинали. В ее нижней части преобладают зеленоцветные тонкозернистые песчаники и алевролиты, а в верхней — более грубозернистые красноцветные терригенные породы, появляются линзы и горизонты мелкогалечных конгломератов. Увеличение содержания грубообломочного материала наблюдается с юга на север. Общая мощность сугандинской свиты составляет 1280—1540 *м*.

В песчаниках нижней осадочной пачки обнаружены многочисленные остатки флоры: *Taeniocrada* sp. cf. *T. dechiniana* Kr. et W., *T.* aff. *langi* Stochm., *Lidasimophyton* (?), *Protolepidodendron scharianum* Kr., определяющие, по заключению М. А. Сенкевич, живетский возраст отложений.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона представлены красноцветным терригенным комплексом. Его выходы прослежены широкими полосами в северо-западном направлении по северо-восточному склону гор Кендыктас в долине р. Кербулак и по обрамлению Копинской впадины до р. Узунсу и пос. Ешкили-Курдай. Они, по данным Б. А. Салина, с размывом и несогласием лежат на нижнепалеозойских породах, а также на верхней части нижне-среднедевонских образований, однообразны по литологическому составу и делятся на три отчетливо выдерживающиеся пачки.

Нижняя пачка отличается грубозернистостью терригенного материала. В ее основании отмечены бурые базальные конгломераты, часто выклинивающиеся по простиранию. Мощность их колеблется от первых метров до 100 *м*. Галька (от 10 *см* до валунов) кварцевых песчаников, лейкократовых гранитов, гнейсов, порфиритов, кварцитов и кварца хо-

рошо окатана. На отдельных участках над конгломератами появляется горизонт алевролитов, а обычно они сменяются грубо- и крупнозернистыми косослоистыми песчаниками с прослоями гравелитов, конгломератов и красно-бурых мелкозернистых песчаников. Выше по разрезу начинают преобладать мелкозернистые разности красноцветных песчаников; они постепенно вытесняют средне- и крупнозернистые песчаники, которые образуют единичные прослои. В верхней части пачки отмечены прослои буровато-красных туффитов и алевролитов. Туффиты (65 *м*) внешне напоминают кремнистые алевролиты. Полная мощность пачки до 1600 *м*.

Средняя пачка характеризуется крайней изменчивостью мощности и сложена переслаивающимися массивными и тонкослоистыми алевролитами с многочисленными маломощными прослоями разнозернистых полимиктовых песчаников, туффитов и изредка линзами известняков, мощность которых не превышает 0,5 *м*. Суммарная мощность пачки 300—350 *м*.

Верхняя пачка сложена красно-бурыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с бурыми алевролитами. Песчаники, особенно в верхней части пачки, содержат гальку кислых эффузивов и прослои (до 250 *м*) конгломератов. Мощность верхней пачки достигает 1200—1300 *м*. Таким образом, общая мощность отложений верхнего девона составляет 3100—3300 *м*.

В 1960—1961 гг. Н. П. Выдрин и Т. А. Додонова к востоку от р. Манка собрали остатки флоры *Leptophloeum rhombicum* Dawes., *Archaeopteris* sp., *Pteridorachis* sp. М. А. Сенкевич исключает возможность параллелизации отложений с *Leptophloeum rhombicum* с красноцветными образованиями района р. Ргайты, в которой собрана флора турне-визейского возраста. Очевидно, существуют две толщи сходных красноцветных терригенных образований, формировавшихся в верхнем девоне турне и в турне-визейское время. Учитывая мнение М. А. Сенкевич, что вид *Leptophloeum rhombicum* характерен для фамена и может подниматься лишь до этрена, А. А. Мастрюкова считает возраст красноцветной толщи верхнедевонским и параллелизует описываемые отложения с жингильдинской свитой Чу-Балхашского района.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Девонские отложения известны в Кастекском хребте, центральной части Заилийского Алатау и на северном склоне Терской Алатау. Они развиты в отдельных тектонических блоках, нередко приуроченных к крупным разрывам и представлены терригенными и вулканогенными отложениями.

Впервые отложения девона выделил С. С. Шульц (1933) в восточной части района (хр. Кетмень).

Убедительно доказано наличие девона в центральной части Заилийского Алатау и на северном склоне Терской Алатау. Наличие девонских вулканитов в хр. Кетмень не доказано, хотя некоторые исследователи предполагают их широкое развитие. По мнению А. В. Леонова, кислые вулканогенные образования, залегающие на силурийских (горы Басулытау, Сарытау) и ордовикских отложениях (горы Ушхасан, Каратау и хр. Кетмень), следует относить к девону. Это вполне вероятно, поскольку в известняках, ранее относимых к визейскому ярусу, Ю. А. Симонова (1968) обнаружила фораминиферы турнейского возраста.

Нижний и средний отделы

Отложения нижнего — среднего девона сосредоточены главным образом в западной части района, граничащей с Кендыктасом. Наибольшие площади известны в Кастекском хребте; небольшие выходы отмечены в верховьях р. Тургень.

Альмерекская свита нижнего — среднего девона развита только в бассейне р. Каракастек, где она резко несогласно лежит на досилурийских образованиях. В ее основании залегают полимиктовые конгломераты, мощностью от 30 до 150 *м*. Выше следуют зеленовато-серые и буровато-серые андезитовые порфириты и туфы (100—250 *м*). Разрез заканчивается пачкой липаритовых («икряных», по Ю. В. Жукову) порфиров с горизонтом красноцветных туфопесчаников и конгломератов в нижней части (20—30 *м*). Мощность свиты от 260 до 800 *м*. Большие мощности характерны для верховьев р. Каракастек, где по Ю. В. Жукову и Р. И. Израилевой (1957 г.), свита имеет сложный состав. Здесь в основании лежат мелко-среднегалечные конгломераты. Выше развиты андезитовые порфириты и коричневато-серые песчаники, перекрытые темно-серыми дацитовыми порфирами и миндалекаменными андезитовыми порфиритами (около 200 *м*). В верхней части разреза развиты розовато-коричневые фельзитовые и липаритовые («икряные») порфиры (около 200 *м*), содержащие горизонт сургучно-красных мелкозернистых туфов. На водоразделе рек Алеяк и Узункаргалы среди липаритовых порфиров, наряду с туфами, появляются прослои песчаников, в которых сохранились отпечатки растений семейства Drepanophycaceae (возможно, *Lidasimophyton* sp.) по заключению М. А. Сенкевич, нижне-среднедевонского возраста. Не исключено, что начало формирования толщи относится к силуру.

Толща, сложенная порфиритами (ранее сопоставлявшаяся с сугандинской свитой гор Кендыктас) и также условно относимая к нижнему — среднему девону, развита шире; ее выходы отмечены, кроме бассейна р. Кастек, в верховьях р. Тургень, на северном склоне Заилийский Алатау. На широтном отрезке р. Каракастек она с размывом, но без несогласия налегает на альмерекскую свиту. Местами она несогласно с базальными конгломератами (45—50 *м*) налегает на породы ордовика. Галька конгломератов представлена порфиритами и реже сланцами, песчаниками и известняками. Выше следуют вулканомиктовые песчаники (до 150 *м*). Разрез венчают базальтовые и андезитовые порфириты, часто миндалекаменные (до 320 *м*). Среди порфиритов наблюдаются редкие прослои красноцветных песчаников. Мощность свиты 800—830 *м*; на широтном отрезке р. Каракастек и в верховьях р. Узункаргалы она не превышает 200—300 *м*.

В верховьях р. Тургень описываемая толща лежит на докембрийских породах. В ее основании залегают конгломераты с хорошо окатанной полимиктовой галькой (200—250 *м*). Среди них отмечены слои красных аркозовых и серых полимиктовых песчаников. Вверху развиты зелено-серые миндалекаменные андезито-базальтовые порфириты и туфы (около 100 *м*). Мощность толщи 300—400 *м*. На порфиритовую толщу через конгломераты налегают кислые вулканиты кастекской свиты или породы нижнего карбона. Возраст толщи определен по положению в разрезе.

Средний отдел

Кастекская свита среднего девона распространена сравнительно широко. Ее выходы известны в Кастекском хребте, центральной части Заилийского Алатау, на северном склоне Терскей Алатау. Свита

связана с нижележащей порфиритовой толщей и надстраивает разрез последней.

В бассейне р. Каракастек в основании свиты лежат розовато-серые брекчиевидные конгломераты (5—10 *м*) с карбонатным цементом, которые в верховьях реки сменяются известковистыми песчаниками. На них налегают выдержанные по простиранию и мощности (380—450 *м*) красно-бурые липаритовые порфиры. Разрез венчает пачка зеленовато-серых алевролитов и песчаников; в ее нижней части есть горизонт (4—8 *м*) миндалекаменных андезитовых порфиритов. Мощность пачки 20—30, а свиты 400—490 *м*. В алевролитах повсюду присутствуют растительные остатки.

В центральной части Заилийского Алатау разрезы свиты устойчивы и состоят из кислых лав и туфов; изменяется лишь количество прослоев игнимбритов и туфов. Среди отложений кастекской свиты нередки субвулканические тела липаритовых и фельзитовых порфиров. Мощность свиты 350—450 *м*. Восточнее, в верховьях р. Жинишке, она налегает на породы кембрия. В базальных конгломератах встречаются гальки диабазовых порфиритов, гранитов, гранодиоритов, габбро и сургучно-красных яшмокварцитов. Выше находится пачка красно-бурых дацитовых порфиров (150 *м*), сменяющаяся серыми туфами липаритовых порфиров (30—40 *м*) и бурыми липаритовыми порфирами (200 *м*).

Небольшие выходы флюидальных липаритовых порфиров и фельзитов кастекской свиты обнаружили И. Л. Захаров и Л. Н. Мозолев (1964 г.) в среднем течении р. Баянкол на северном склоне Терской Алатау. По правобережью реки они обнажены в узких тектонических клиньях, а на водоразделе несогласно налегают на докембрий и трансгрессивно перекрыты нижним карбоном. Мощность 400—450 *м*. Возраст свиты определен растительными остатками, встреченными в венчающей разрез пачке алевролитов и песчаников: *Taeniocrada decheniana* (Goepp.) Pr. et W., *Taeniocrada* sp. и *Protolepidodendron* sp., которые, по мнению М. А. Сенкевич, указывают на среднедевонский возраст.

Верхний отдел

Отложения верхнего девона, представленные тарсуйской свитой отмечены только на широтном участке р. Каракастек. Они налегают на кастекскую свиту с пачкой конгломератов в основании (35—60 *м*). Гальки состоят почти исключительно из липаритовых порфиров. Выше следуют переслаивающиеся темно-бордовые и зеленовато-серые алевролиты, песчаники, туфопесчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. Мощность прослоев от 0,1 до 1,5 *м*. В западной части площади развития свиты преобладают малиново-бурые мелкозернистые песчаники и алевролиты. Горизонты гравелитов и конгломератов крайне редки. Мощность свиты здесь 420—450 *м*. В восточной части много прослоев серых и зеленовато-серых грубозернистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Мощность возрастает до 600—670 *м*. Тарсуйская свита перекрыта нижним карбоном. Возраст тарсуйской свиты определен по положению в разрезе.

ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Девонские отложения в Южной Джунгарии установлены в горах Алтынэмель и Долантау в двух приподнятых тектонических блоках. Они представлены главным образом вулканитами. Их нижняя граница не установлена; непосредственные контакты с нижележащими комплексами отсутствуют. Девонские породы несогласно перекрыты нижним

карбоном и верхним палеозоем. По структурному положению и строению толщ девонские образования похожи на одновозрастные толщи Чу-Балхашского района, но развиты на несравненно меньших площадях. Они частично размыты или, возможно, перекрыты чехлом каменноугольных и пермских пород.

Впервые девонские отложения в Южной Джунгарии выделил В. В. Науменко (1960 г.) в хр. Алтынэмель на основании находки *Tamarella taeniata* Senk. gen. et sp. nov. и *Taeniocrada* sp. среднедевонского возраста (определенные М. А. Сенкевич). В. В. Науменко породы, содержащие флору, условно датировал средним девоном, а вулканиты, залегающие, по его мнению, ниже их, считал нижнедевонскими. Последнее не подтвердилось, так как В. Ф. Беспалов (1962—1964 гг.) в отложениях, считавшихся В. В. Науменко нижнедевонскими, собрал остатки флоры визе-намюрского возраста. Таким образом, на северо-западных склонах хр. Алтынэмель площадь развития девонских образований, вероятно, мала и ограничивается только выходами вулканитов, содержащих растительные остатки.

На левобережье р. Доналы, по В. В. Науменко, девонская толща образована туфо-конгломератобрекчиями, на которых лежат андезитовые порфириты, пепловые и кристаллокластические туфы. Среди туфов закончена пачка песчаников, алевропесчаников и туфо-песчаников и мелкогалечных конгломератов. В верхней части разреза встречаются прослои грубослоистых брекчий кварцевых порфиров.

Общая мощность девонской толщи 1120 *м*. Для нее характерно преобладание кислых туфов и подчиненное развитие андезитовых порфиритов и осадочных пород.

А. С. Каменский выделил девонские отложения в горах Долантау (северо-восток Южной Джунгарии) из состава нижнекаменноугольных вулканитов на основании сбросов остатков флоры типа *Psilopsida* или примитивных *Pteropsida*. По заключению М. А. Сенкевич, определявшей флору, возраст вмещающих отложений нижне-среднедевонский. В 1965 г. В. Ф. Беспалов описал девонские отложения гор Долантау, обнаженные по р. Борохудзир. Нижняя часть толщи сложена лилово- и желто-красными кристаллолитокластическими и пепловыми туфами липаритовых порфиров и подчиненными им кирпично-красными слоистыми грубозернистыми, иногда кварцевыми песчаниками и конгломератами (400 *м*). Выше залегают коричневые андезито-базальтовые порфириты (60 *м*). Верхнюю часть образуют красно-бурые песчаники с гальками, косослоистые конгломераты с хорошо окатанной галькой порфиритов, кварцевых песчаников, кварцитов, зелено-серых песчаников, порфиров и перекрывающих их туфоконгломератов липаритового состава с линзами туфопесчаников (230 *м*). Общая мощность 690 *м*. Остатки флоры встречены только в песчаниках нижней части. По мнению В. Ф. Беспалова, этот разрез отвечает верхам нижне-среднедевонской толщи, верхнеживетским — нижнефранским и фаменским — нижнетурнейским отложениям. Бедное палеофлористическое обоснование и малая мощность (около 700 *м*) не позволяют делать подобное расчленение.

СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Девонские отложения развиты на северных склонах Джунгарского Алатау. Они слагают полосу, вытянутую широтно на 450 *км* от Джунгарских ворот на востоке до северо-западных отрогов, уходящих под пески Прибалхашской равнины. Непрерывность их выходов нарушена гранитными интрузиями, приуроченными к водораздельной части Северного хребта и участками развития каменноугольных образований.

Органическими остатками толщи девона охарактеризованы неравномерно. Песчано-сланцевые отложения, слагающие саркандскую свиту и туфогенно-кремнистые породы тастауской свиты, их почти лишены. В карбонатно-терригенных отложениях органические остатки хорошей сохранности встречены в большом количестве и изучены многими палеонтологами.

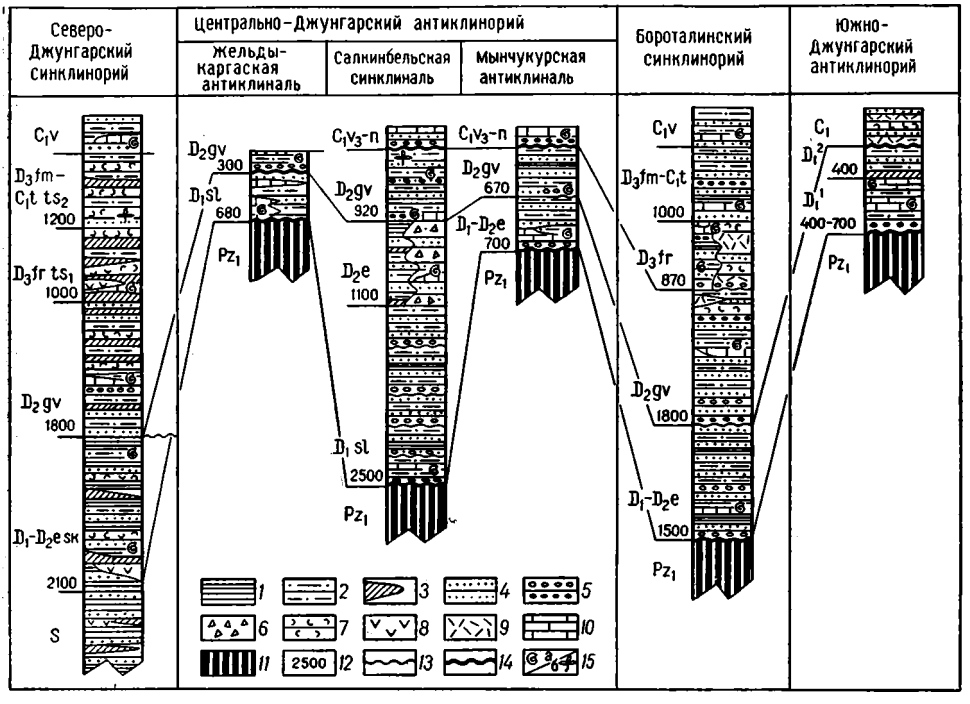


Рис. 24. Схема сопоставления разрезов девонских отложений Джунгарского Алатау (по Н. А. Афоничеву)

1 — глинистые и кремнисто-глинистые сланцы, филлиты; *2* — алевролиты; *3* — кремнистые породы, яшмы; *4* — песчаники; *5* — конгломераты; *6* — конгломерато-брекчии; *7* — пепловые туфы; *8* — эффузивы основного и среднего состава; *9* — эффузивы кислого состава; *10* — известняки; *11* — метаморфические породы (слюдистые сланцы, кварциты, гнейсы, мраморы); *12* — мощности отложений в *м*; *13* — поверхности размыва; *14* — угловые несогласия; *15* — ископаемые органические остатки: *а* — фауны, *б* — флоры

Среди крупных палеозойских структурных элементов в Джунгарском Алатау выделяются Северо-Джунгарский и Бороталинский синклинории, Центрально-Джунгарский и Южно-Джунгарский антиклинории (рис. 24), в которых разрезы девона отличаются литологическим составом, мощностями и периодами перерывов в осадконакоплении.

Северо-Джунгарский синклинорий в девоне представлял прогиб внутренней части Джунгаро-Балхашской геосинклинали, в котором осадконакопление продолжалось непрерывно в течение среднего палеозоя. В нижнем и среднем девоне здесь накопились мощные (до 3500 *м*) песчано-глинистые толщи с подчиненными кремнистыми образованиями и пепловыми туфами. В верхнем девоне в северо-восточной части прогиба местами изливались андезитовые порфириты, отлагались яшмы, кремнистые породы, туфы, туффиты, алевролиты и песчаники. Мощность толщи 2500 *м*.

На месте Центрально-Джунгарского антиклинория в раннедевонское время существовал Салкинбельский прогиб, отделенный от Севе-

ро-Джунгарского внутреннего прогиба Жельдыкарагайской кордильерой, а от Бороталинского прогиба — Мынчукурским внутригеосинклинальным поднятием. В прогибах накапливались флишевые толщи мощностью до 2500—4000 *м*, а на внутрисинклинальных поднятиях — маломощные (до 350—500 *м*) глинисто-песчаные осадки со значительной примесью карбонатного материала; широкое развитие на них имели рифы.

Южно-Джунгарский антиклинорий и располагающиеся к югу от него территории в девоне представляли массив, с которого в геосинклинальные прогибы поступал терригенный материал. Существенно карбонатные осадки и галечники накапливались только на границе с Бороталинским прогибом куда девонское море проникало по приразломным прогибам.

Нижний отдел

По новым представлениям граница силура и девона в Джунгарском Алатау проводится как и в Центральном Казахстане, по подошве айнасуйских слоев. К нижнему отделу отнесены отложения, выделявшиеся ранее как верхнелудловские, жединские, кобленцские и нерасчлененные верхнелудловские—нижнедевонские (салкинбельская свита). К верхам верхнего лудлова до 1968 г., на основании органических остатков, относилась пачка (до 200 *м*), лежащая несогласно на досилурийских породах и отделявшаяся от нижнего девона условно. Ее состав не отличается от состава перекрывающей нижнедевонской толщи и от отложений, считавшихся нижнедевонскими на севере — в верховьях рек Баскан и Лепсы. К верхнему лудлову относились и нижние горизонты салкинбельской свиты. Анализ органических остатков, собранных в этих отложениях, показывает, что фауна (большинство видов) имеет сходство с фауной караэспинских слоев Центрального Казахстана, отнесенных к девону.

Салкинбельская (флишевая) свита выделена Н. А. Афоничевым и А. Е. Савичевой в урочище Салкинбель, в горах Коктас, Ешкеульмес, хр. Жельды-Карагай и в бассейне р. Капал. В хр. Жельды-Карагай и горах Коктас она резко несогласно и трансгрессивно залегает на нижнепалеозойских породах и несогласно перекрыта живетскими отложениями (рис. 25, 26). В урочище Салкинбель и в горах Ешкиольмес флиш верхних частей разреза по простиранию переходит в конгломерато-брекчии (грубый флиш) эйфельского возраста.

В салкинбельскую свиту входят флишевая толща, переходящая местами в сланцы, и мощные горизонты конгломератов, разделяющие крупные серии флиша. Мощность ритмов флиша колеблется от 1 до 70 *см* (преобладает 2—7 *см*). В пределах ритма изменяется гранулометрический и литологический состав пород. Обычно ритм начинается крупнозернистыми песчаниками, а заканчивается пелитами. В урочище Салкинбель свита представлена снизу вверх пятью сериями флиша.

Общая мощность этого разреза салкинбельской свиты 1750 *м*. Очень близок разрез той же свиты в бассейне рек Капал и Чимбулак. В отличие от урочища Салкинбель в бассейне р. Капал выше мощной пачки конгломератов выделяется сланцевая пачка с прослоями кремнистых пород и мелкими линзочками рифогенных известняков с остатками кораллов: *Favosites tachlowitzensis* Barr., *F. weissermeli* Regn., *F. pactum* Chekh., *F. terra-novae* Tchern., *Squameofavosites bohemicus* Pocta, *S. incredibilis* Chekh., *Heliolites interstinctus* L., *H. kuznetskensis* Tchern., *Pseudoplasmopora karaespensis* Kov., *Helioplasmolites* sp. Из вмещающих рифы пород определены брахиоподы: *Del-*

thyris saffordi Hall, *Tastaria tasta* (Ruk.), *Maoristrophia* cf. *carinata* Bor., *Leptostrophia rotunda* Bubl., *Strophonella podolica* (Siem.), *Stropheodonta* ex gr. *corrugata* (Conr.), *S.* aff. *interstrialis* Phill., *Isorthis szainochai* Kozl., *Resserella* sp., *Gipidula* ex gr. *galeata* Dalm., *Eospirifer togatus togatus* (Barr.) и др.; ветвистые мшанки — *Lioclema* aff. *subramosus* Ulr. et Bass., *L. djungarensis* Modz. nom nud., *Eridotripa* (?) *koktasensis* Modz.; криноидеи — *Cyclocyclicus* cf. *echinatus* Jelt.

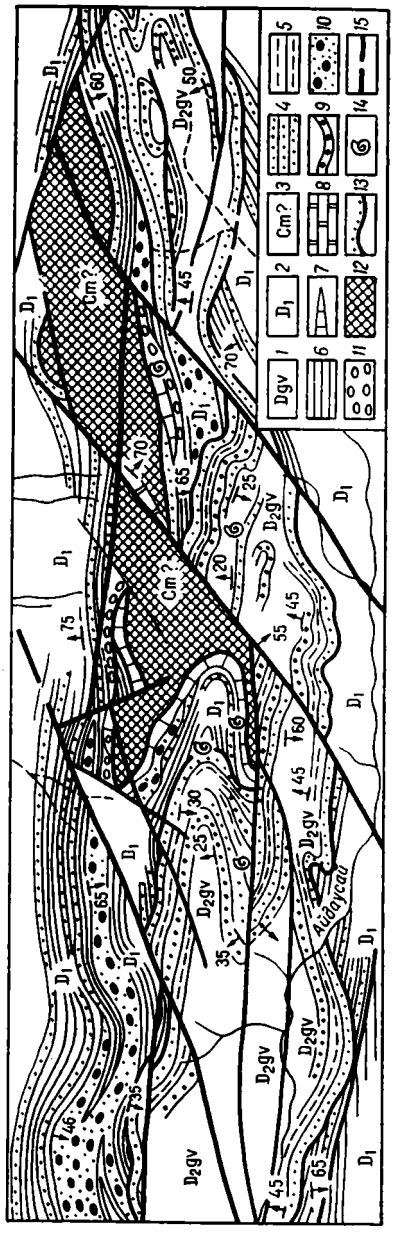


Рис. 25. Геологическая схема хр. Жельды-Карагай (по Н. А. Афоничеву и А. Е. Савичевой)
1 — живетский ярус; *2* — нижний девон; *3* — кембрий; *4* — песчаники; *5* — алевролиты; *6* — глинистые сланцы; *7* — рифовые известняки; *8* — мраморы; *9* — мелкогалечные «мозаичные» конгломераты; *10* — валунные конгломераты желькыкарагайского типа, состоящие из галек и валунов слюдистых сланцев, гнейсов, кварцитов, гранитоидов, реже мраморов и известняков; *11* — конгломераты пририфовых фаций, состоящие в основном из галек, валунов и крупных угловатых рифовых известняков; *12* — слюдистые сланцы; кварциты, гранито-гнейсы; *13* — границы разновозрастных стратиграфических подразделений; *14* — места сбора органических остатков; *15* — разрывные нарушения

В урочище Салкинбель в основании пачки двухчленного песчано-глинистого флиша прослежен прерывистый горизонт глинистых известняков, в разных участках которого встречены в большом количестве кораллы: *Axualites notabilis* Schark., *A. borissiakae* (Tchern.), *A. moribundius* Sok., реже — *Heliolites interstinctus* L., *Pseudoplasmopora* sp., *Taxopora* sp., *Favosites forbesi* M. Edw. et Heim., *F. nikiforovae* Chekh., *F. hyperboreus* var. *kunjakensis* Chekh. var. nov., *Squamoefavosites russanovi* Tchern.; мшанки — *Eridotrypa* sp., *Stromatotrypa biensis* Modz. sp. nov., *Anomalotaechus salkinbelensis* Modz. sp. nov.; криноидеи — *Kurbassokrinus* sp., *Cratalocrinus* sp. Также как и в рифовых известняках, но в единичных экземплярах встречены *Favosites pactum* Chekh. и *F. terra-novae* Tchern.

Большинство видов — общие с видами из караэспинских слоев Центрального Казахстана, другая группа видов — *Favosites nikiforovi, Gipidula galeata, Maoristrophia carinata* и другие существовала как в силуре, так и в нижнем девоне. Мшанки и криноидеи характерны для нижнего девона.

Мощность салкинбельской свиты увеличивается с востока на запад. В восточной части хр. Жельды-Карагай ее мощность около 680, в бассейне рек Капал и Чимбулак она увеличивается до 2500 *м*.

Нижний подотдел

Отложения отнесенные к нижнему подотделу слагают небольшие площади в Центрально-Джугарском антиклинории в Басканской и Мынчукурской антиклиналях, а также по периферии Южно-Джунгарского антиклинория — на его сочленении с Бороталинским синклинорием. Они лежат несогласно и трансгрессивно на породах нижнего палеозоя. Верхняя граница нижнего подотдела проведена условно по умень-

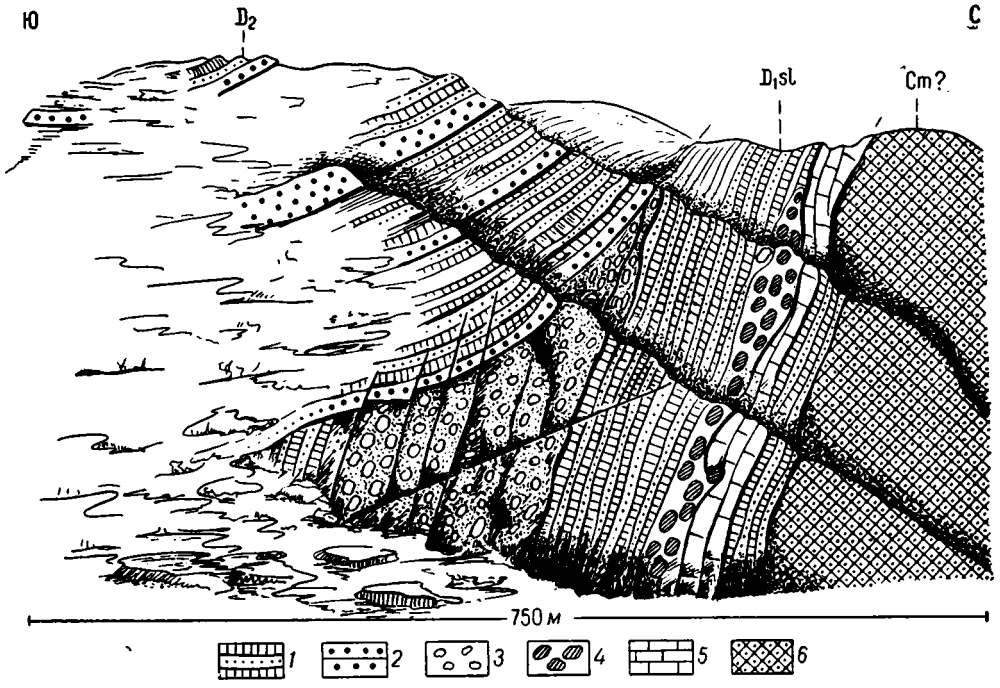


Рис. 26. Несогласное залегание живетских отложений на породах нижнего девона и нижнедевонских отложений на метаморфических породах кембрийского (?) возраста (сарычебынская свита). Водораздел хр. Жельды-Карагай. Рис. Н. А. Афоничева

1 — алевролиты, сланцы; *2* — песчаники; *3* — мелкогалечные «мозаичные» конгломераты с галькой черных кремнистых пород, кварцитов, кварца, песчаников; *4* — конгломераты жельдыкарагайского типа, состоящие из валунов и галек гнейсов, гранито-гнейсов, кристаллических сланцев, гранитоидов, известняков и углистых сланцев; *5* — известняковые конгломераты пририфовой фации; *6* — метаморфические породы кембрийского (?) возраста (гнейсы, слюдистые сланцы, кварциты, мраморы)

шению роли карбонатных пород и изменению комплекса органических остатков. Отложения представлены морскими и прибрежно-морскими фациями. В их основании залегает прерывистый горизонт конгломератов, достигающий в бассейне р. Куры (левый исток р. Лепсы) мощности 130 *м*. В гальках присутствуют породы нижнепалеозойских свит и древние гранодиориты. Характерна большая примесь карбонатного материала и широкое развитие рифовых известняков.

На водоразделе рек Большой и Малый Баскан в основании нижнего подотдела залегают среднегалечные конгломераты (до 7—9 *м*), состоящие из хорошо окатанных галек кварцитов, кварца, гнейсов, гнейсо-гранитов, серицито-кварцевых сланцев. По простиранию конгломераты переходят в гравелиты и крупнозернистые песчаники, а по разрезу — в темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с известковистым цементом, содержащие: *Crotalocephalus sternbergi*

(Boeck.), *Megalodon* sp., *Cimitaria* sp., *Triplasma* ex gr. *devoniana* Soshk., *Leptostrophia* aff. *rotunda* Bubl. Выше выделена пачка переслаивающихся темно-серых полимиктовых мелкозернистых песчаников, известковистых серых алевролитов с редкими прослоями глинистых сланцев. Встречаются линзы (до 20 *см*) ракушняка и песчанистых известняков с *Ortopaterophyllum* ex gr. *tschernyschevi* Spass., *Delthyris tetraplicatus* Kapl., *Resserella balaensis* (Kepl.), *Isorthis perelegans* (Hall). На простирании этого горизонта появляются линзы известняков с *Favosites* aff. *fungites* M. Edw. et Haime. Разрез заканчивается зеленовато-серыми массивными плотными пиритизированными алевролитами (около 140 *м*). Общая мощность отложений 187 *м*.

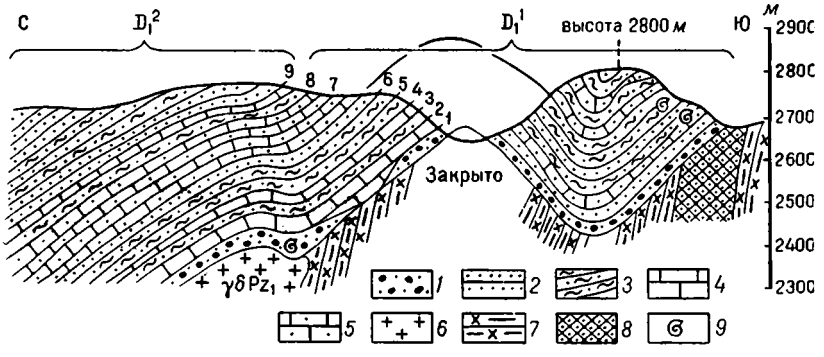


Рис. 27. Разрез нижнего подотдела нижнего девона по водоразделу рек Большой Баскан и Кунакбай (по Н. А. Афоничеву)

1 — базальные конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — известняки; *5* — песчанистые известняки; *6* — гранодиориты; *7*— кристаллические сланцы; *8* — кварциты; *9* — места находок ископаемой фауны

Восточнее нижний подотдел наиболее полно представлен на водоразделе рек Большой Баскан и Кунакбай (рис. 27), где мощность его не превышает 315 *м*. В основании разреза лежат конгломераты с галькой кристаллических сланцев, выше которых залегают известняки с прослоями алевролитов и песчаников. Общая мощность нижнего подотдела 315 *м*.

В долине р. Кунакбай разрез подотдела начинается рифовыми известняками, залегающими на породах нижнего палеозоя. По простиранию на восток известняки сменяются конгломератами, а вверх по разрезу — известковистыми алевролитами и песчаниками. В бассейне р. Куры в основании разреза находятся вишнево-красные и розовые слоистые конгломераты, а выше — зеленовато-серые известковистые алевролиты с линзами известняков. Мощность здесь увеличена до 380 *м*.

На западе Центрально-Джунгарского антиклинория, на Мынчукурском поднятии, отложения нижнего подотдела лежат на размытой поверхности додевонских гранитоидов и несогласно на породах нижнего палеозоя, слагая пологие брахисинклинали (Тамдинская, Каратауская и др.). По данным И. И. Никитченко (1959 г.) в основании разреза в горах Каратау и Мынчукур залегают конгломераты, содержащие в гальках породы сарычабынской свиты и гранитоидов. Мощность 180—200 *м*.

В горах Ешкиольмес (юго-восточнее Талды-Кургана) на погружении Южно-Джунгарского антиклинория отмечена наибольшая мощность (550—700 *м*) отложений нижнего подотдела, включающих мас-

сивные грубослоистые светло-серые и серые мраморизованные известняки с маломощными прослоями кремнисто-глинистых сланцев (250—300 *м*). Выше их лежат зеленовато-серые аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты и песчанистые известняки с *Maoristrophia carinata* (Bor.), *Resserella balaensis* (Kapl.), *Isorthis* cf. *perelegans* (Hall), *Chonetes minima* Kapl.

В горах Сууктюбе, по р. Теректы, в замке Южно-Джунгарского антиклинория отложения подотдела резко несогласно налегают на породы нижнего палеозоя. Здесь по И. И. Никитченко (1958) разрез начинается конгломератами с галькой гнейсов, кристаллических сланцев и мраморов. Над конгломератами лежат песчаники и сланцы, а еще выше — известняки. Общая мощность разреза 395 *м*.

Органические остатки приурочены преимущественно к карбонатным разностям. С рифовыми известняками связаны табуляты и ругозы, с известковистыми песчаниками и глинистыми известняками — брахиоподы, пелециподы и, реже, ругозы. Присутствуют формы, развитые в айнасуйских, караэспинских и балинских слоях Центрального Казахстана: *Favosites* aff. *kelleri* Kov., *F.* cf. *maubasensis* Kov., *F. horribilis* Kov., *Isorthis szainochai* Kozl., *Eospirifer togatus* Barr.

Группа видов существовавшая в верхнем лудлове и нижнем девоне: табуляты — *Favosites bohemicus* Pocta; брахиоподы — *Maoristrophia carinata* (Bor.), *Isorthis perelegans* (Hall), *Howelella mercuri* (Gass.), var. *kazachstanica* Kapl., *Meristella subquadrata* Hall, *Gipidula* ex gr. *galeata* Dalm.

Характерными жединскими видами являются брахиоподы: *Delthyris tetraplicatus* Kapl., *Resserella balaensis* Kapl., *Schuchertella* aff. *munda* Bubl., *Leptostrophia rotunda* Bubl.* Виды *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. широко распространены как в силуре, так и в девоне.

Нерасчлененный нижний девон выделен на северо-западе — в горах Ушкара, где он представлен переслаивающимися серовато-зелеными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками и филлитовидными сланцами; мощность прослоев — от сантиметров до десятков метров. В верхах разреза преобладают сланцы с остатками брахиопод: *Leptostrophia rotunda* Bubl., *Maoristrophia carinata* (Bor.), *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *L. pixis* cf. *bonei* (Barr.), *Isorthis perelegans* (Hall.), *Stropheodonta* aff. *amplicata* Bubl., *Howellella mercuri* (Goss.), *Coelospera eodevonica* Kapl. sp. nov., *Camarotoechia* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L.; криноидей — *Kuzbassocrinus* aff. *pausicostatus* Jelt., *Kasachstanocrinus* aff. *formosus* Jelt., *Cyclocyclicus uschkolensis* Sis., *C. echinatus* Jelt. (сборы Н. Н. Костенко, 1953 г.; Н. А. Афоничева 1957 г.; В. М. Выломова 1966 г.), Органические остатки указывают на нижнедевонский возраст вмещающих пород. Мощность отложений по данным Н. Н. Костенко 1800 *м*.

Верхний подотдел

Отложения верхнего подотдела нижнего девона развиты ограниченно в Центрально-Джунгарском и по окраинам Южно-Джунгарского антиклинория. В верховьях р. Баскан, в горах Ешкиольмес (юго-восточнее Талды-Кургана) и Сууктюбе (бассейн р. Теректы) они залегают согласно с постепенным переходом на отложениях нижнего подотдела. В правых истоках р. Лепсы отложения верхнего подотдела

* *Leptostrophia rotunda* обнаружена Н. В. Ниловой (1965) и в караэспинских слоях.

лежат несогласно и трансгрессивно на породах сарычабынской, а в горах Керегетас на сууктюбинской свите.

Наиболее полный разрез изучили Н. А. Афоничев и А. Е. Савичева в истоках р. Лепсы. Здесь нижние горизонты представлены крупнозернистыми песчаниками (5—7 *м*) и известковистыми алевролитами (150 *м*) с многочисленными органическими остатками; верхние состоят из алевролитов и подчиненных песчаников. Общая мощность 560 *м*. Западнее отложения такие же, но их мощность заметно уменьшается и на водоразделе рек Большой и Малый Баскан не превышает 250—300 *м*.

В Южно-Джунгарском антиклинории в горах Ешкиольмес отложения состоят из рассланцованных алевролитов, известково-глинистых сланцев, редких и маломощных прослоев песчанистых известняков и известковистых песчаников. Общая мощность 450—500 *м*. Значительно отличаются по составу и по комплексу органических остатков отложения верхнего подотдела гор Сууктюбе (долина р. Теректы). Здесь в основании залегают кристаллические известняки с прослоями кремнистых пород (20 *м*). Выше они сменяются грубослоистыми песчаниками с остатками фауны (80 *м*), переслаивающимися окварцованными известняками и известковистыми песчаниками также с фауной (40 *м*). Верхи разреза слагают аркозовые песчаники (40—60 *м*) и переслаивающиеся карбонатизированные алевролиты и полевошпато-кварцевые песчаники (120—150 *м*).

В горах Керегетас отложения верхнего подотдела выделены на нескольких участках (Хитрунов, Смирнов, Скринник и др., 1962—1963, 1966 гг.). В основании залегают конгломераты мощностью от 10 до 300 *м* с гальками подстилающих нижнепалеозойских пород. Выше развиты брекчиевидные известняки, известковистые песчаники и глинистые сланцы. Видимая мощность отложений от 85 до 400 *м*. В последние годы отложения подотдела выделили А. В. Смирнов, Б. И. Триска и другие вдоль южного крыла Бороталинского синклинория, где они залегают несогласно на нижнем палеозое.

Отложения верхнего подотдела богаты остатками фауны среди которой, в отличие от нижнего, почти полностью отсутствуют табуляты и гелиолитиды; ругозы встречены в единичных точках и малочисленны. По распространенности, разнообразию видов и их количеству выделяются брахиоподы, реже встречаются пелециподы и гастроподы. Наиболее богата в видовом отношении фауна в верховьях р. Лепсы, где собраны брахиоподы: *Delthyris grandis* Kapl., *D.* ex gr. *subsulcatus* (Barr.), *Acrospirifer rousseau* M. Rou., *A. mediobalchaschensis* Bubl., *A. cabedanus* (A. et V.), *Stropheodonta* aff. *stephani* Barr., *S. sedgwiki* A. et V., *S.* aff. *virgata* Drev., *S.* aff. *bella* Bubl., *Leptocoelia* sp., *Isorthis perelegans* (Hall), *Resserella triangularis* (Zeil.), *Chonetes* aff. *grandis* Bubl.; пелециподы — *Pterinia (Tolmaia)* sp. nov., *P. (Tolmaia)* cf. *gracilis* Speist., *Lineoptera arpha* Kras.; гастроподы — *Lixonema* sp.; ругозы — *Pseudamplexus* sp., *Barrandeophyllum perplexum* Pocta, *Acantophyllum tenuiseptatum* Bubl.

Видовой состав остатков фауны из отложений района р. Лепсы, гор Сууктюбе и Керегетас значительно различается. Общими видами для отложений района р. Лепсы и Сууктюбе являются брахиоподы *Delthyris grandis* и *Resserella triangularis*. В горах Керегетас, также как и в районе р. Лепсы, встречаются *Acrospirifer cahedanus, A. mediobalchaschensis, Stropheodonta sedgwiki*. Кроме них, в горах Сууктюбе присутствуют *Nucleospira* cf. *maillieuxi* Dalm., *Coelospira* sp., *Maoristrophia carinata* (Bor.), *Howellella* sp., *Schizophoria provulvaria* Maur. и табуляты — *Pleurodictium* sp., а в горах Керегетас — *Spirifer schointass* Bubl. и *Protoleptostrophia explanata* (Sow.).

Нерасчлененный нижний отдел— эйфельский ярус среднего отдела

Саркандская свита развита в Северо-Джунгарском синклинории, где слагает широкую непрерывную полосу, вытянутую широтно от верховий р. Тастау на востоке, до западного окончания гор Конуртау. По данным Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой она представлена глинистыми и кремнисто-глинистыми сланцами, филлитами, различными песчаниками, кремнистыми породами. Спилиты и диабазы встречены на востоке северного склона Джунгарского Алатау и тяготеют к зоне Арасанского разлома. Для саркандской свиты характерны относительно глубоководные и монотонные осадки, накопление которых, по-видимому, происходило в море, удаленном от областей сноса. В ней встречены пачки глинистых и кремнисто-глинистых сланцев мощностью до 350—500 *м*, лишенных слоистости.

В месте пересечения гор Конуртау р. Қызылагаш, нижние видимые горизонты саркандской свиты слагают переслаивающиеся серые и зелено-серые рассланцованные мелко- и среднезернистые существенно полевошпато-кварцевые песчаники и филлитовидные сланцы; их перекрывает монотонная пачка темно-серых глинисто-кремнистых сланцев. Верхние части ее состоят из переслаивающихся полимиктовых песчаников и кремнисто-глинистых сланцев. В песчаниках наблюдается сортировка обломочных зерен по размерам. Общая мощность свиты 1460 *м*.

В долине р. Сарканд, севернее дороги Аманбухтор — Аксу большее значение приобретают кремнисто-глинистые сланцы, появляются линзовидные прослои сургучно-красных кремнистых пород; в средней части разреза выделяются слои (до 75 *м*) аркозовых песчаников. Мощность саркандской свиты 2000 *м*. В районе Волчьего перевала ее видимые нижние горизонты сложены часто переслаивающимися тонкозернистыми филлитовидными сланцами, кремнистыми породами и редкими горизонтами туффитов; верхние — состоят из сланцев и подчиненных горизонтов серых мелкозернистых рассланцованных песчаников; мощность 2100 *м*.

На востоке, в бассейнах рек Аттапкан и Тастау, к саркандской свите отнесена толща темно-серых глинистых и зелено-серых глинисто-кремнистых сланцев с мощными хорошо выдержанными по простиранию горизонтами алевролитов и редкими прослоями (до 15—30 *м*) полимиктовых песчаников. В бассейне рек Аттапкан и Второй Тентек существенную роль играют спилиты, чередующиеся со сланцами. Линзовидные тела спилитов в раздувах достигают мощности 300 *м*. В бассейне р. Аттапкан Ю. А. Борзаковский в 1962 г. обнаружил флюидальные афанитовые андезито-базальтовые лавы и витрокластические туфы андезито-базальтового состава, образующие прослои (до 20 *м*) в сланцах и пространственно связанные со спилитами. Видимая мощность свиты 800 *м*.

В восточной части Джунгарского Алатау в горах Теректылы саркандская свита, по данным А. Ф. Степаненко, представлена темно-серыми и зеленовато-серыми рассланцованными тонкослоистыми и плотными кремнистыми алевролитами и песчаниками, реже линзами известняков и известковистых алевролитов. В средней части разреза, имеющего мощность около 850 *м*, обнаружены: *Campophyllum* cf. *lindstromi* Fresch., *Tabulophyllum* cf. *conicum* Wang., *Breviphrenites invaginatus* (Stumm.), *Chonetes plebeia* Schmur., *Leptostrophia beckii* Hall, *Acrospirifer* aff. *rousseau* M. Rouault, *Schizospirifer* cf. *praedivaricatus* Bubl., *Euryspirifer* aff. *nercyniae* Gieb., свидетельствующие о нижнедевонском и эйфельском возрасте саркандской свиты.

Органические остатки в саркандской свите встречаются очень редко и приурочены к верхней части свиты. К югу от с. Лепсинск собраны *Spongophyllum halysitoides* Ether, *Chaetetes* sp. и *Leptaena* sp. Первая форма, по мнению М. М. Смеловской, характерна для верхнего эйфеля. Ниже слоев с фауной преобладающая часть разреза, отнесенная к нижнему девону, фаунистически не охарактеризована.

Разрезы саркандской свиты сходны с силурийскими песчано-сланцевыми толщами Северного Прибалхашья. Не исключено, что нижние горизонты в поднятых блоках могут быть и силурийскими *.

Нерасчлененные нижнедевонские — эйфельские отложения, отличные по составу от саркандской свиты, развиты в Бороталинском синклинории, где они несогласно налегают на нижний палеозой. Здесь, на левобережье р. Казан, В. А. Буш и Н. И. Филатова установили, что нижнедевонские — эйфельские отложения представлены средне- и крупногалечными конгломератами с прослоями известковистых песчаников и черных серицито-кремнистых сланцев. Мощность толщи 450—500 *м*. По притоку р. Коржун рассматриваемые отложения представлены серицито-глинистыми, алевролитистыми и известковистыми сланцами и алевритами. Верх разреза образован мелкогалечными конгломератами.

Видимая мощность толщи в районе р. Коржун 1500, а на правобережье р. Карасарык она увеличивается до 2360 *м*.

Впервые органические остатки в низовьях р. Коржун в этой толще собрал М. М. Юдичев в 1935 г.; им обнаружены *Delthyris elevatus* Dalm., *Favosites* sp., *Heliolites* sp., Strophomenidae, *Camarotoechia* sp., по определениям А. Ф. Лесниковой, характеризующие силур. В 1937 г. Н. Т. Хомизури и Ф. А. Карпенко на правобережьи р. Карасарык собрали мшанки: *Fenestella* sp., *Pachypora* sp., *Semicoscinium* sp. девонского облика (по заключению В. П. Нехорошева); табуляты *Favosites intricatus* Barr. и амфипоры. Здесь же Н. И. Филатова в 1957 г. нашла ругозы из семейства Cystiphyllidae, не встречающиеся в отложениях моложе среднего девона (определения М. М. Смеловской). Названные формы не устанавливают точного возраста вмещающих отложений, но согласное налегание с постепенным переходом живетских отложений ограничивает их возрастной диапазон.

Средний отдел

Мощные существенно терригенные среднедевонские толщи распространены в Северо-Джунгарском и Бороталинском синклинориях и в Центрально-Джунгарском антиклинории. Они разделены на ярусы по литологическим признакам, изменению ископаемых органических остатков и положению в разрезе. Изолированные выходы среднего девона встречены на обрамлении Алакольской впадины в горах Кату, Арганаты (в зоне Джунгарского разлома), вдоль государственной границы и на островах оз. Алаколь. В Алакольской впадине он представлен туфогенно-осадочными отложениями с многочисленными прослоями и линзами конгломератов. В известковистых алевролитах в ряде мест встречена среднедевонская фауна кораллов и брахиопод.

Эйфельский ярус

Выделен только в Центрально-Джунгарском антиклинории, где слагает две значительные параллельно вытянутые широтные полосы. К нему отнесены две фациально различные толщи; одна из них приурочена к северной полосе выходов; вторая — к южной.

* В 1970 г. В. И. Лисогор обнаружил в горах Ешкеольмес органические остатки верхнеордовикского и нижнесилурийского возрастов. *Прим. ред.*

На севере — в бассейне р. Кызылагаш, в горах Коктас, Акшаганак и хр. Жельды-Карагай, по данным Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой, преобладают массивные зеленые и серые полимиктовые песчаники и сланцы. Песчаники разнообразны — от мелко- до крупнозернистых и переходят в гравелиты. Кластический материал песчаников плохо окатан и плохо сортирован. Серо-зеленые и вишнево- красные глинисто-кремнистые сланцы, филлиты, алевролиты переслаиваются с песчаниками и замещают их по простиранию. В бассейне р. Кызылагаш известны маломощные прослои андезитовых порфиритов. Количественные соотношения песчаников и сланцев изменчивы. На северном склоне гор Акшаганак серые и зелено-серые массивные разнозернистые песчаники резко преобладают (мощность 1300 *м*). На северо-востоке хр. Жельды-Карагай серые и зелено-серые массивные и неясно слоистые разнозернистые полимиктовые песчаники чередуются с подчиненными пачками переслаивающихся песчаников, глинисто-кремнистых и глинистых сланцев. На севере гор Коктас массивные и неясно слоистые полимиктовые песчаники включают редкие прослои зеленых и фиолетовых сланцев мощностью до 50 *м*. Видимая мощность не превышает 900 *м*.

В бассейне р. Кызылагаш в нижней части толщи, кроме массивных разнозернистых полимиктовых песчаников, встречены рассланцованные алевролиты, сланцы, гравелиты и мелкогалечные конгломераты. По составу конгломераты (до 75 *м*) и гравелиты близки песчаникам. В средней части среди песчаников есть пачки мощностью от нескольких десятков до 100 *м*, в которых ритмически чередуются зеленые тонкозернистые песчаники и зелено-серые серицито-глинистые сланцы или песчаники и рассланцованные алевролиты; мощность прослоев от 1 до 10 *см*. В верхних частях разнозернистые песчаники содержат прослои сланцев. Разрез заканчивается рифовыми известняками, которые образуют линзы, приуроченные к одному стратиграфическому уровню и вытянутые цепочкой от гор Акадыр через долины рек Кызылагаш и Акешке до гор Даулбай. Мощность эйфельских отложений в бассейне р. Кызылагаш — 1100 *м*.

На севере гор Даулбай в районе горы Слушокы эйфельские отложения по данным А. М. Жмырева за 1963 г., представлены полимиктовыми и полевошпато-кварцевыми песчаниками и алевролитами. Мощность не превышает 480 *м*.

В южной полосе — в урочище Салкинбель, на севере гор Мынчукур, в верховьях р. Чимбулак к эйфелю отнесены неслоистые образования, названные условно конгломерато-брекчиями (грубый флиш). Их связующая масса, представленная преимущественно зеленовато-серыми неравномерно песчанистыми и алевритисто-глинистыми сланцами, включает обломки, валуны и глыбы песчаников, редкие обломки пепловых туфов и единичные хорошо окатанные гальки и валуны гранитоидов. Многие обломки и валуны не окатаны или слабо округлены. Величина обломков разнообразная — от нескольких миллиметров до глыб размером в 25 *м*. Структуры и состав конгломерато-брекчий выдержаны по простиранию, но мощности изменяются. На южном склоне гор Ешкиольмес А. М. Жмырев в 1960 г. определил мощность конгломерато-брекчий в 850 *м*; по правой составляющей р. Капал, по данным Б. И. Триски, она составляет 1765, а в урочище Салкинбель 1600 *м*.

Возраст толщ спорен, фауна в них отсутствует. Они связаны постепенными переходами с нижележащей нижнедевонской салкинбельской флишевой свитой. В урочище Салкинбель и по р. Чимбулак прослежено фациальное замещение верхних горизонтов салкинбельской свиты конгломерато-брекчиями. На южном склоне хр. Жельды-Карагай и в истоках р. Айдаусай на отдельных участках эти горизонты заме-

щаются песчаниками. В бассейне р. Кызылагаш толща песчаников подстилает рифогенные известняки с многочисленными остатками ругоз: *Orthopaterophyllum tschernyschewi* Spass., *Barrandeophyllum perplexum* Pocta, *Ridderia dubatolovi* Spass., *Carinophyllum multicarinata* Spass., *Acantophyllum tenuiseptatum* Bulv., *Campophyllum maximum* Spass., *Spongophyllum summatum* Spass., *S.* cf. *ligeriensis* La Maitre, *Stringophyllum admirabile* Spass., *Digonophyllum* aff. *dersiseptatum* Vollbr., табулят — *Thamnopora alta* (Tchern), *T. proba* Dubat., *T.* aff. *beliacovi* Dubat., *T.* ex gr. *reticulata* Blainv., *Tyrganolites tchernyshewi* Dubat., *Placocoenites* sp., *Striatopora* aff. *tenuis* Lec., *Syringopora eifeliensis* Schlut., *Favosites goldfussi* d'Orb., *F. sublatus* Dubat., *Heliolites* aff. *rarus* V. Khalf. Изредка встречаются строматопоры, криноидеи и мшанки. Комплекс фауны указывает на принадлежность вмещающих отложений к верхам эйфеля. Верхняя возрастная граница конгломерато-брекчий определяется согласным налеганием живетских отложений. Положение этих толщ между нижним девоном (салкинбельской свитой) и живетом и состав фауны из рифовых известняков заставляют считать возраст толщи эйфельским.

Живетский ярус

Живетские отложения слагают значительные площади на северо-востоке Джунгарского Алатау, в горах Теректы, урочищах Акчий и Отжайляу; на западе — в бассейнах рек Кызылагаш, Сарканд, в горах Даулбай; на юге — в бассейнах рек Карасарык и Казан. На незначительных участках они известны в верховьях рек Малый Баскан и Акшаганак и в тектонических блоках вдоль Алакольско-Джунгарского разлома вблизи рек Тентек и Чинжалы, а также в бассейне р. Кипели. Живет местами согласно налегает на эйфельские отложения, местами несогласно — на салкинбельскую свиту, нижнедевонские породы и нижнепалеозойские гранитоиды. Верхняя граница яруса определяется согласным налеганием франских отложений или тастауской свиты, а в верховьях рек Казан и Карасарык — несогласным перекрытием франскими отложениями.

В Северо-Джунгарском синклинории, по данным Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой, живетский ярус включает слоистые и массивные алевролиты, туффиты, кремнистые породы, полимиктовые песчаники, состоящие из плохо сортированных угловатых или полуокатанных обломков. Реже встречаются карбонатные песчаники, содержащие в обломках фауну. Известняки и конгломераты присутствуют в средней части разреза, слагая мелкие тела типа биостромов среди алевролитов и глинистых сланцев. Они почти постоянно содержат остатки табулят, ругоз, мшанок и строматопор. Нередко вокруг линз известняков развиты маломощные конгломераты. Кроме того, конгломераты образуют линзы и прослои, вытянутые по простиранию на 4,5 *км* (в районе родника Актума) при мощности от первых до 320 *м*. Гальки плохо окатаны, плохо сортированы и состоят из алевролитов, песчаников, кремнистых пород, туффитов, а также различных, чаще средних вулканитов. Живетские толщи этого района отличаются невыдержанностью по простиранию отдельных горизонтов. Наиболее полный разрез живетского яруса прослежен в западной части гор Теректы, по северному крылу Сарыбукторской антиклинали, к северу от Акчиинской межгорной впадины (Афоничев, Савичева, 1966). Общая мощность разреза достигает 1800 *м*. Он сложен преимущественно чередующимися темно-серыми алевролитами, серыми полимиктовыми песчаниками и включает редкие

прослои и линзы туффитов кремнистых пород, пепловых туфов, конгломератов. Максимальная мощность прослоев туффитов верхней части разреза 50 *м*. В горах Белькаин и восточной части гор Тереты в разрезе появляются туфы, известковистые алевролиты и увеличивается количество конгломератов, переходящих в гравелиты и грубозернистые песчаники.

В известняках и известковистых песчаниках собраны табуляты — *Alveolites fornicatus* Schlut., *A.* ex gr. *crassus* Stein., *A.* ex gr. *domrachevi* Sok., *Coenites* cf. *clatratus* Stein., *C.* aff. *eschoroides* Stein., *Thamnopora cervicornis* Blainv., *T. crassa* Schlut., *T. reticulata* Blainv., *T. alta* (Tchern.), *Tyrganolites tchernychevi* Dubat., *Heliolites porosus* Goldf., ругозы — *Acanthophyllum* ex gr. *heterophyllum* M. Edw. et Heim; мшанки — *Unitrypa hemitrypoides* Nekh., *Septopora crinita* Nekh.

Севернее с. Лепсинск, в горах Ушкаинды, в живетских отложениях (около 1000 *м*) количество вулканогенного материала увеличивается; в низах разреза преобладают пепловые кристалловитрокластические туфы, а выше — туфогенные песчаники и кремнистые сланцы. Среди туфогенных песчаников встречены линзы известковистых песчаников и известняков с остатками кораллов: *Tyrganolites* sp. nov., *Thamnopora* ex gr. *reticulata* Blainv., *T.* ex gr. *proba* Dubat., *Placocoenites medius* Lec., *Alveolites* aff. *salei* Lec., *A.* cf. *collinensis* Vind., *Cladopora* sp. (определения Т. Т. Шарковой); брахиопод — *Schelvinella umbraculum* Schl., *Chonetes scitula* Hall, *Mediospirifer* ex gr. *medialis* (Hall), *Cryptonella* (?) sp.

В горах Текели и Улькунсайкан В. Е. Гендлер отнес к живету черные и зелено-серые кремнисто-глинистые сланцы с прослоями мелкозернистых туфопесчаников, миндалекаменных андезитовых порфиритов и спилитов. Выше залегают черные, зеленые и красно-бурые андезитовые порфириты и туфолавы с прослоями яшм, туфогенных алевролитов, с линзами конгломератов и известняков. В известняках собраны остатки табулят: *Pachyfavosites vilvaensis* Sok., *Alveolites* cf. *crassiformis* Sok., *A.* aff. *suborbicularis* Dalm. var. *minor* Fresch., *A.* aff. *tenissimus* Sal. var. *major* Lec., *Alveolitella polenovi* (Peetz), *Romeria* sp. nov., гелиолитиды: — *Heliolites porosus* (Goldf.) (определения Т. Т. Шарковой): ругозы — *Zonophyllum parvum* (Mark.), *Astrophyllum irginensis* Soshk. Выше залегают кремнистые туфогенные алевролиты. Видимая мощность 1200 *м*.

В горах Кийрыккуль в Саркандской синклинали к живетскому ярусу относятся зеленовато-серые глинистые и кремнисто-глинистые сланцы с редкими прослоями кремнистых пород, интенсивно рассланцованные алевролиты, переслаивающиеся с пепловыми туфами, с прослоями кремнистых пород и филлитов. В средней части разреза преобладают туффиты, а в верхах появляются песчаники, чередующиеся с филлитами, кремнистыми породами, туффитами, алевролитами и глинистыми сланцами. В верхней части толщи в алевролитах найдены единичные кораллы из рода *Nicholsoniella* и криноидеи *Pentagonocyclicus bascanensis* Sis., *Cyclocyclicus* sp. Мощность отложений 700 *м*.

В Центрально-Джунгарском антиклинории отложения яруса изменчивы. Наряду с алевролитами и глинистыми сланцами широко развиты валунные и мелкогалечные конгломераты, гравелиты и разнообразные песчаники. На южном склоне гор Коктас, вблизи долины р. Аксу из общей неполной мощности 920 *м* на долю грубозернистых горизонтов — переслаивающихся гравелитов и конгломератов приходится около 90 *м*. Остальную часть разреза слагают песчаники и алевролиты. Мелкогалечные «мозаичные» конгломераты содержат хорошо окатанную

гальку кварца, светлых и черных кремнистых пород и кварцитов. Конгломераты, гравелиты и песчаники, как правило, ложатся на алевролиты с размывом. В подошве песчаников наблюдаются волноприбойные знаки, знаки ряби. В Жельдыкарагайской антиклинали — в хр. Жельды-Карагай и горах Коктас, Н. А. Афоничевым и А. Е. Савичевой установлено несогласное залегание живетского яруса на породах салкинбельской свиты.

Многочисленные органические остатки, содержащиеся в этой толще, не решают вопрос о возрасте. Первые сборы позволили отнести ее к верхам эйфельского яруса, но по мере накопления палеонтологического материала и выяснения структурного положения, возраст был пересмотрен. В настоящее время эти отложения отнесены к живетскому ярусу. Песчаники эйфеля на салкинбельскую свиту налегают согласно с постепенным переходом, тогда как описываемые отложения в горах Коктас и хр. Жельды-Карагай перекрывают ее трансгрессивно и несогласно. В бассейне р. Кызылагач в живетских отложениях, залегающих согласно на эйфельских, найдены мелкогалечные конгломераты, сходные с «мозаичными». На водоразделе рек Карасарык и Сарканд в бурых известковистых песчаниках между горизонтами «мозаичных» конгломератов собраны многочисленные остатки *Euryspirifer chechiel* (Kon.), имеющего ограниченное вертикальное распространение и характерного для живетского яруса, а также растительные остатки *Artschaliphyton unicum* Senk. gen. et sp. nov.

На западе Джунгарского Алатау в урочище Алмалы и бассейне р. Балыкты в основании живета, по данным А. М. Жмырева (1962 г.), залегают конгломераты с гальками кремнистых пород, известняков, гранодиоритов. На них располагается горизонт полевошпато-кварцевых, кварцевых, полимиктовых песчаников, изменяющихся от крупно- до тонкозернистых и переходящих в алевролиты. Верхи слагают серицито-хлорито-кремнистые и серицито-глинистые сланцы, чередующиеся с алевролитами. Мощность толщи 450 *м*.

В хр. Каратау, в бассейне рек Тамды и Шарыктас, по И. И. Никитченко (1960 г.), основание разреза образуют валунногалечные конгломераты (150—200 *м*), состоящие из хорошо окатанных галек кремнистых пород, кварцитов, известняков, гранитоидов, песчаников. Выше залегает песчаниковая толща с подчиненными слоями алевролитов, глинистых сланцев и линзовидными прослоями песчанистых известняков с органическими остатками. Преобладают полимиктовые, им подчинены аркозовые и известковистые разности. Общая мощность около 670 *м*.

В горах Мынчукур живет представлен полимиктовыми песчаниками, ритмично чередующимися с алевролитами (мощность до 1600 *м*). В нижней части разреза в линзах известняков присутствуют: *Leptostrophia* (*Protoleptostrophia*?) cf. *perplana* (Con.), *Camaratoechia* sp., *Chonetes* sp., *Productella* (?) sp., *Spinulicosta* sp., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Aulacella* cf. *eifeliensis* (Vern.), *Cyrtina* sp., *Indospirifer* ? sp., *Mucrospirifer* sp., *Euryspirifer* cf. *chechiel* (Kon.), *Elytha* sp., *Elythyna* sp.

В Бороталинском синклинории, в бассейнах рек Казан и Карасарык состав живетских отложений изменчив. На правобережье р. Карасарык и в тектоническом блоке верховьев руч. Майлисай разрез начинается иногда валунными конгломератами с линзами грубозернистых песчаников, подстилающих толщу темно-серых алевролитов и черных аргиллитов. Самая верхняя часть разреза представлена отложениями флишевого типа мощностью более 500 *м*. Общая мощность живетских отложений 1700—1800 *м*.

В направлении на юг и запад эти флишевые пачки выклиниваются и сменяются черными аргиллитами.

В среднем течении р. Казан в районе горы Аралтобе в основании вулканогенной живетской толщи залегает пачка (около 600 *м*) пепловых туфов с линзами флюидальных кварцевых порфиров. Выше лежат (400—500 *м*) туфогенные песчаники и алевролиты, в которых встречена линза (до 100 *м*) органогенно-обломочных известняков и известковистых песчаников с органическими остатками. Верхняя часть толщи (200 *м*) состоит из кварцевых порфиров. Общая мощность 1250 *м*.

Органические остатки в живетских толщах в Бороталинском синклинории встречены в нескольких обнажениях. В верховьях руч. Майлисай найдены *Mucrospirifer* cf. *mesacostalis* Hall, *Schuchertella* sp.; на правобережьи р. Карасарык ниже устья р. Карасай — *Leptaena rhomboidalis* Wilck., *Euryspirifer* sp., *Chonetes* cf. *coronata* Conr.; севернее горы Арал-Тобе — *Euryspirifer chechie* cf. var. *semicostalis* (Khalf.).

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения, разделенные на ярусы, выделены в Бороталинском синклинории. Нерасчлененный верхний девон установлен в Северо-Джунгарском синклинории. Кроме того, он входит в тастаускую свиту верхнего девона — турнейского яруса нижнего карбона.

Франский ярус

Слагает небольшие разобщенные участки в Бороталинском синклинории. В горах Кызылжар и Жунжурек франские отложения лежат согласно на живетских, а в горах Даурумбек — несогласно на размытой поверхности живета.

В горах Кызылжар, Даулбай, Тюемойнак, по представлениям А. М. Жмырева, в низах яруса находится толща (870 *м*), сложенная кислыми туфами и эффузивами, а выше расположена туфогенно-осадочная пачка (270—400 *м*) с многочисленными остатками брахиопод: *Cariniferella* cf. *tioga* (Hall), *Nervostrophia* cf. *nervosa* (Hall), *Cyrtospirifer* cf. *achmet* Nal., *Schizophoria* cf. *striatula* Schl., *Mesoplica* sp., *Adolfia* cf. *ibergensis* (Scup.), *A.* ex gr. *deflexus* (Roem.), *Spinocyrtia* cf. *(medialis* (Hall), *Mucrospirifer* ex gr. *vassinensis* Ržon. и растительных остатков — *Leptophloeum rhombicum* Daws., *L. australe* (M'Coy) Neub., *Cephalopteris mirabilis* Nath., *Pteridorachis* sp. По данным И. И. Никитченко за 1959 г., в горах Жунжурек франские отложения представленные полимиктовыми, аркозовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками, хлорито-кремнистыми и хлорито-карбонатно-кремнистыми сланцами, а в верхах — кварцевыми порфирами и их туфами имеют мощность 530 *м*.

В бассейнах рек Казан и Карасарык литологический состав и мощность франского яруса, по данным В. А. Буша и Н. И. Филатовой (1957 г.), изменчивы. На северном склоне хр. Конгоробо в франских отложениях выделяются три пачки: нижняя конгломерато-песчаниковая (220 *м*); средняя — аргиллитово-алевролитовая с мощными горизонтами туфогенных алевролитов, в которых встречаются карбонатные стяжения; верхняя — существенно аргиллитовая. Мощность на этом участке 2170 *м*. На северном склоне гор Даурумбек разрез начинается с туфогенных песчаников, содержащих редкие гальки (мощность 250 *м*). В средней части толщи, кроме алевролитов, аргиллитов и туфо-

генных песчаников, присутствуют линзы и мощные прослои известняков, в которых собраны остатки ругоз и табулят. Разрез заканчивается туфогенными песчаниками с прослоями аргиллитов и гравелитов (250 *м*). Общая мощность толщи 940 *м*. Резко отличен состав франского яруса на южном склоне хр. Даурумбек. Здесь выше конгломератов (100 *м*) прослежена пачка (800 *м*) миндалекаменных андезитовых порфиритов с редкими прослоями псаммитовых литокристаллокластических туфов среднего состава. Разрез завершается пачкой (около 600 *м*), состоящей из аргиллитов, алевролитов и известковистых алевролитов с органическими остатками: *Alveolites suborbiculatus* Lam., *Cyrtospirifer* aff. *schelonicus* Nal., *Cyrtospirifer* (*Theodossia* ?) *subanossofi* Ržon., *Atrypa* sp. Мощность франских образований 1500 *м*.

В Северо-Джунгарском синклинории, в горах Текели, В. Е. Гендлер (1961 г.) отнес к франскому ярусу толщу (1600 *м*) туфопесчаников и туффитов с прослоями туфов среднего и кислого состава, андезитовых порфиритов, алевролитов и конгломератов. В алевролитах обнаружены мшанки *Fenestella, Semicoscinium, Polypora, Sulcoretopora* и растительные остатки *Lepidophyton,* указывающие, по мнению М. Ф. Нейбург, на верхи девона — низы карбона.

Фаменский ярус

Развит на небольших площадях в Бороталинском синклинории — в горах Кызылжар, Тюемойнак, Лаба, Жунжурек, в междуречье Балыкты — Ащибулак и представлен морскими и прибрежно-морскими песчано-глинистыми и частью карбонатными отложениями, содержащими остатки брахиопод и кораллов. В основании этих отложений находятся конгломераты, залегающие или на размытой поверхности нижнего и среднего девона (горы Лаба), или согласно на отложениях франского яруса. Общая мощность фаменских отложений гор Лаба 730 *м*.

В горах Кызылжар и Тюемойнак в разрезе мощностью 350 *м* участвуют многократно переслаивающиеся туфоконгломераты, туфопесчаники, туфоалевролиты, туфы кварцевых порфиров, полимиктовые песчаники, алевролиты, туфолавы, кварцевые порфиры. В песчаниках и туфопесчаниках собраны остатки брахиопод: *Mesoplica simplicior* (Whidb.), *M.* ex gr. *praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer semisbugensis* (Nal.), *C.* ex gr. *pamiricus* (Reed.), *C. semisbugensis* var. *spheroidae* (Nal.), *C.* aff. *tenisica* (Nal.), *C.* cf. *limatus* Sol., *Mucrospirifer* cf. *posterus* (Hall); растительные остатки — *Leptophloeum rhombicum* Daws., *L. australe* (M'Coy) Neub., *Pteridorachis* sp.

Нерасчлененные верхний отдел девона— турнейский ярус нижнего карбона

Тастауская свита согласно залегает на живете и согласно перекрыта визе. Развита в Северо-Джунгарском синклинории. По данным Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой свита сложена кремнистыми породами, яшмами, туффитами, аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками. Спорадически встречаются вулканиты андезито-диабазовой серии. В распределении пород нет закономерности; все разности образуют линзы различных размеров и выклинивающиеся по простиранию прослои.

Тастауская свита разделена на две подсвиты. Нижняя подсвита (свыше 1000 *м*) в хр. Тастау образована двумя пачками. Нижняя (314 *м*) состоит из серо-зеленых глинисто-кремнистых сланцев, кремнистых и радиоляриевых пород, линз и выклинивающихся прослоев

андезитовых порфиритов, их туфов и лавобрекчий андезитовых порфиритов. В восточной части гор Жумак количество вулканитов увеличивается, проявляются андезито-базальтовые порфириты, миндалекаменные разности андезито-базальтов, диабазы и их туфы. Эффузивы, как правило, пространственно взаимосвязаны с кремнистыми породами и яшмами. В горах Белькаин в основании нижней пачки расположены линзы рифогенных известняков и известковистых песчаников с остатками брахиопод *Atrypa disquamata* Sow., *A. waterloensis* var. *lebedjanica* Ržon., *Schuchertella* sp.; ругозы представлены *Tabulophyllum* cf. *trigemme* (Quenst.), *Tabulophyllum* sp., nov. (ex gr. *grandivessiculosum*), *Ptenophyllum* sp., табуляты — *Tyrganolites* sp. Верхняя пачка нижней подсвиты сложена пестроокрашенными аргиллитами, кремнистыми породами, яшмами и гематито-марганцево-кремнистыми породами. Количественное соотношение типов пород изменчиво. К пачке приурочено марганцевое оруденение.

Верхняя подсвита тастауской свиты (1000—1280 *м*) образована черными пелитовыми туффитами и аргиллитами, переходящими друг в друга, алевролитами, кремнистыми породами и песчаниками. В горах Белькаин в основании верхней подсвиты залегают грубозернистые полимиктовые песчаники, в которых в 1959 г. В. С. Войтович собрал ископаемую флору: *Helenia conciliata* Zal., *H.* cf. *volnovakchica* Zal., *Knorria microcostata* Zal. В подобных отложениях в горах Буланбай в 1953 г. А. Е. Савичева нашла *Lepidodendron heeri* Nath., отпечатки стеблей *Pseudobornia ursina* Nath., обломки стеблей хвощевых растений с грубыми ребрами (*Asterocalamites* sp.).

В хр. Тастау на водоразделе рек Кокмоин и Коксуат верхняя подсвита включает пачку слоистых кремнистых туффитов, кристаллокластических и пепловых туфов, кремнисто-глинистых сланцев. Верхние горизонты подсвиты представлены массивными монотонными темно-серыми и черными пелитовыми алевролитовыми и псаммитовыми туффитами. В верхах пачки в горах Жумак присутствуют рифовые известняки с остатками мшанок: *Fenestella* ex gr. *serratula* Ulr., *F.* cf. *rudis* Ulr., *F.* ex gr. *tenax* Ulr., *Pinnatopora* sp., *Rhombopora* sp., *Polypora* sp. (в пририфовых фациях); криноидей — *Cyclocyclicus nebulosus* Yelt., *C. pribalchaschensis* Yelt., *Ellipsoellipticus laevis* Yelt., *E. radiatus* Yelt., *E. multiradiatus* Yelt., *Poteriocrinus* sp., *Sinocrinus* aff. *nodosus* Torn.

Сходные с тастауской свитой отложения развиты в горах Арганаты (в северо-восточных отрогах Джунгарского Алатау).

В верховьях рек Аттапкан и Тентек Ю. А. Борзаковский в 1961 г. из отложений, относимых к верхнему турне — нижнему визе, выделил нижнюю существенно кремнистую пачку и на основании сходства состава отнес ее к тастауской свите, но в объеме верхнего девона — нижнетурнейского подъяруса. Эти отложения по Сандыктас-Чулакскому разлому приведены в контакт с саркандской свитой и перекрыты породами, отнесенными на основании органических остатков к верхнетурнейскому подъярусу.

С тастауской свитой В. А. Буш и Н. И. Филатова в Бороталинском синклинории сопоставляют нерасчлененные фаменские — турнейские отложения. Они развиты в Коксуйской синклинали в низовьях рек Тентексай и Арасан и на северном склоне хр. Токсанбай и залегают согласно, с постепенным переходом на франских отложениях*. Граница между

* На основании работ 1959—1960 гг. П. А. Руденко считает, что отложения, выделенные В. А. Бушем как фаменские — турнейские, частично более молодые и относятся к нерасчлененным верхневизейскому подъярусу — намюрскому ярусу.

ними проведена условно по горизонту зелено-серых песчаников с линзовидными прослоями конгломератов. Толща сложена преимущественно песчаниками, а также аргиллитами, конгломератами, гравелитами. В районе горы Кувтас встречены прослои известняков, исчезающие в восточном направлении, а на северном склоне хр. Токсанбай — пепловые туфы, туфогенные песчаники и кристалловитрокластические кислые туфы. Мощность фаменских — турнейских отложений на западе 1020 *м*, а на северном склоне хр. Токсанбай — до 570 *м*. Органических остатков, кроме *Bergeria* sp., собранных в песчаниках западнее горы Кувтас, не обнаружено. Фаменский нижнетурнейский возраст свите придан на основании ее стратиграфического положения в разрезе.

ОБЩАЯ СВОДКА

В девонском периоде переход территории Южного Казахстана к послегеосинклинальному (орогенному) режиму, наметившемуся уже в силуре, проявился в полной мере. Резко обособились северо-восточные районы (Северная Джунгария), в которых сохранялись и развивались геосинклинальные условия. За их пределами собственно геосинклинальное развитие уже завершилось в конце ордовика или в конце силура. Послеинверсионный (орогенный) тектонический режим в консолидированной области еще отличался неустойчивостью, что обусловило местное своеобразие седиментации и магматизма. По условиям геологического развития в области каледонской консолидации выделяются Каратауская, Киргизско-Джунгарская, Курманшитинская, Чуилийская и Западно-Прибалхашская структурно-формационные зоны, а в геосинклинальной (по Афоничеву 1966) области — Внешняя и Внутренняя Джунгаро-Балхашские (табл. 7) зоны.

Каратауская зона охватывала Большой Каратау и отроги Таласского Алатау. Здесь на каледонском фундаменте, сложенном докембрийскими и нижнепалеозойскими породами, с азимутальным несогласием залегает среднепалеозойский этаж, формирование которого началось в позднем девоне. В нижнем и среднем девоне седиментация не происходила. В франском веке отлагалась красноцветная терригенная (моласоидная) формация, а в фаменском монотонные карбонатные осадки. В. В. Галицкий, И. И. Машкара и другие считают, что в строении среднепалеозойского этажа большое значение имели сложные надвиговые дислокации. В. В. Бронгулеев (1961), А. И. Сидяченко (1962) и другие отрицают их существование. Частное местное выпадение комплексов слоев в базальных пачках разных свит В. В. Бронгулеев объясняет неравномерным осадконакоплением, размывами и несогласиями.

Киргизско-Джунгарская зона включала Киргизский хребет, Кендыктас, Заилийский район, Южную Джунгарию, возможно крупные участки Чуйской впадины, для которых характерны преимущественно восходящие движения. Разнонаправленные колебательные движения и тенденции к поднятию обусловили прерывистость осадконакопления и ограничили распространение девона в отдельных блоках, нередко приуроченных к крупным разрывам. Образования девона залегают с резким угловым несогласием на досилурийских. В раннюю и среднюю эпохи здесь отлагались континентальные осадочно-вулканогенные формации; в позднем девоне — континентальная красноцветная терригенная. Раннесреднедевонские и позднедевонские прогибы, как правило, пространственно не совпадали, что свидетельствует об активности тектонических процессов.

Курманшитинская зона занимала площадь Чуйского геоантиклинального поднятия. От Чуилийской зоны она отделялась глубинным раз-

ломом. К началу девона поверхность зоны была снивелирована; преддевонские тектонические движения проявлялись в ней, по-видимому, менее интенсивно, чем в других зонах и не вызвали резкого расчленения рельефа — в основании девона нет горизонтов базальных конгломератов. Тектонические движения происходили неоднократно, что обусловило размывы и внутренние несогласия. Преобладали нисходящие движения; толщи осадков обладают значительной мощностью. В нижнем девоне и эйфеле были развиты осадочно-вулканогенные формации; в живетском веке и позднем девоне — континентальная пестроцветная терригенная. Вулканическая деятельность проявлялась локально только в начале франского века.

Чуилийская зона протягивается в северо-западном направлении от юго-восточного окончания Чу-Илийских гор и уходит за пределы Южного Казахстана. К ней приурочена значительная часть выходов девона. От смежных Западно-Прибалхашской и Курманшитинской зон она отделена глубинными разломами. Блоковое строение внутренней части зоны способствовало интенсивному проявлению вулканической деятельности. Отложения девона залегают со значительным размывом на ордовике и нижнем силуре. Общая тенденция к прогибанию и большая подвижность зоны вызвала накопление мощных (до 6000 *м*) вулканогенных, молассовидных, осадочно-вулканогенных континентальных формаций орогенного этапа. Активное осадконакопление, общая наследованность структурного плана от силурийского и ордовикского периодов и завершение геосинклинального режима в начале лудлова отличают эту зону каледонской области от других.

Западно-Прибалхашская зона выделена севернее Чуилийской и входит в территорию Южного Казахстана только южной частью. Изометричный Западно-Прибалхашский девонский прогиб наследовал положение силурийской области осадконакопления; в нем выходы вулканогенно-осадочных образований девона с юга и запада окаймлены полосой развития отложений силура. В этой зоне геосинклинальный режим был прерван в лудловском веке. С нижнего девона в ней отлагались типичные формации орогенного этапа — континентальная молассоидная, наземные порфиритовая и порфировая. Зона отличалась меньшей тектонической активностью по сравнению с Чуилийской, что выразилось в локальном проявлении вулканической деятельности, в однотипности осадочных образований (исключая базальную пачку) и в меньшей мощности накоплений (4600 *м*).

Внешняя Джунгаро-Балхашская зона расположена в центральной части Джунгарского Алатау и отделена региональными разломами от соседних зон. От районов, расположенных южнее и западнее, консолидированных в каледонскую эпоху, ее отличает господство в девоне геосинклинального режима, а от смежной с севера Внутренней Джунгаро-Балхашской зоны — отчетливо выраженное несогласное налегание геосинклинальных девонских отложений инверсионного этапа на сильно дислоцированное и прорванное интрузиями каледонское основание. В зоне выделены Центрально-Джунгарская и Бороталинская подзоны. В первой отчетливо выражено стремление к поднятиям; характерны внутриформационные размывы и сокращенные мощности. Интенсивные движения происходили в конце раннего девона, внутри эйфельского века и перед живетом. После живета подзона представляла внутригеосинклинальную область размыва. В ней сформировались формации: нижнедевонская — эйфельская — известняково-терригенная, флишевая, флишоидная с субформацией грубого флиша и рифовой и живетская — морская зеленоцветная молассовая. В Бороталинской подзоне седиментация была более устойчивой, внутренние размывы хотя и известны, но

с ними длительные перерывы не связаны. В ней развиты формации: известняково-терригенная, флишоидная, вулканогенно-терригенная (во франском веке) и морская зеленоцветная моласса.

Внутренняя Джунгаро-Балхашская зона включает северную часть Джунгарского Алатау и уходит к северу за пределы Южного Казахстана. В девоне ее площадь занимала типичная геосинклиналь ранних и средних (инверсионных) этапов развития. Здесь неизвестны более древние, чем девонские отложения, хотя не исключен силурийский возраст нижних горизонтов саркандской свиты. Н. А. Афоничев (1966), сопоставляя строение Северной Джунгарии и Северо-Восточного Прибалхашья, предположил, что отложения девона во Внутренней зоне лежат согласно на силурийских, образуя единую толщу. Зона делится на Саркандскую и Тастаускую подзоны.

Саркандская подзона, расположенная в южной части зоны, до позднего девона жила единой геологической жизнью с Тастауской и в ней накапливались нижнедевонская — эйфельская зеленоцветная кремнисто-сланцевая (аспидная) и живетская флишоидная формации. В позднем девоне здесь, как и в смежной с юга Центрально-Джунгарской подзоне Внешней зоны, осадконакопление не происходило. Очевидно, в послеживетское время произошли активные тектонические движения. Тастауская подзона отличается непрерывным осадконакоплением в течение девона, что обусловило большую мощность отложений (7—8 *км*). В раннедевонскую — эйфельскую эпоху развитие было однотипным с Саркандской подзоной; затем отлагалась живетская флишоидная формация с локально развитой рифовой субформацией и в позднем девоне — вулканогенно-кремнистая и кремнистая.

К началу девона площади каледонских геосинклиналей превратились в относительно подвижные складчатые сооружения и вступили в орогенный этап развития. Консолидация была неодновременной. Каратауская, Курманшитинская и Киргизско-Джунгарская зоны, за исключением восточных участков Заилийского Алатау, испытали общее поднятие в конце ордовика. В Чуилийской зоне геосинклинальное развитие продолжалось в некоторых блоках еще в начале раннелудловского века, о чем свидетельствует локальное распространение гальки известняков нижнего лудлова в базальных конгломератах нижнего девона. Во второй половине раннелудловского века здесь происходило воздымание и осадконакопления не было. В Западно-Прибалхашской зоне активные тектонические движения, консолидировавшие район, проявились в конце позднелудловского времени, а в девонский период началась седиментация, о чем свидетельствует мощная толща (2000 *м*) вулканогенно-осадочных образований, состоящая из пачек конгломератов с преобладанием гальки подстилающих акканских известняков нижнего лудлова и подчиненных прослоев песчаников и андезито-дацитовых и базальтовых порфиритов.

С. Г. Токмачева, Б. А. Салин (1966 г.) и другие считают, что развитие Чуилийской и Западно-Прибалхашской зон в верхнем силуре было однотипным, и что в Западном Прибалхашье рифогенные известняки и синхронные с ними конгломераты (акканский горизонт) начинают разрез порфирито-осадочной свиты верхнего силура — нижнего девона (коктасская свита *). При этом они недооценивают тот факт, что отложение

---

* По нашему мнению, коктасская свита распространена в Чуилийской зоне и состоит из двух частей — нижней, порфирито-осадочной и верхней, существенно осадочной. В Западно-Прибалхашской зоне возрастными аналогами их являются каражирикская (осадочная) и кашкантенизская (туфогенно-осадочная) свиты, охарактеризованные соответственно фауной и флорой. Эти последние данные в сводную таблицу не включены.

рифогенных известняков, конгломератов и песчаников (акканский горизонт) происходило в морских условиях, а порфирито-осадочной толщи — в континентальных и, следовательно, после накопления осадков акканского горизонта произошли тектонические движения, обусловившие орогенный режим.

Отложения девона органическими остатками охарактеризованы неравномерно. В морских осадках встречаются фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы, криноидеи, пелециподы и растения; в континентальных — растения и рыбы. Наибольшее значение для определения возраста имеют кораллы и брахиоподы. Основой при хроностратификации континентальных образований являются растения. Анализ фауны девона Северной Джунгарии, по данным Л. И. Каплун (1964 г.), указывает на ее принадлежность к Джунгаро-Балхашской геосинклинальной области и на существование единого крупного морского бассейна, включавшего Северное Прибалхашье, Южно-Карагандинский и Северо-Джунгарский районы. В комплексах сочетаются западно-европейские и северо-американские формы при наличии эндемиков, что позволило Н. Л. Бубличенко выделить бассейн в Джунгаро-Балхашскую зоогеографическую провинцию, которая в настоящее время рассматривается как подпровинция Центрально-Казахстанской биогеографической провинции (Каплун, Сенкевич, 1969 г.). Ее существование позволило выделить горизонты местной шкалы, а наличие общих форм — коррелировать горизонты с подъярусами или частью их единой стратиграфической шкалы. Наличие растительных остатков и фауны в одних и тех же или переслаивающихся слоях послужило основанием для выработки возрастных флористических эталонов, использованных при определении возраста континентальных осадков (см. табл. 7).

Кораллы — широко развитая в известковых породах группа. Колониальные кораллы Северной Джунгарии изучают А. Е. Савичева и В. Н. Дубатолов; ругозы — Н. Я. Спасский. Наиболее многочисленны и разнообразны кораллы в отложениях верхнего эйфеля. Брахиоподы представляют одну из наиболее распространенных групп, они встречаются почти во всех породах, преобладая в песчаниках и известковых песчаниках. Их изучают Л. И. Каплун и А. И. Сидяченко. Эндемичность фауны брахиопод особенно резко выражена в раннем девоне и нижнем эйфеле. В верхнем эйфеле связи Джунгаро-Балхашской зоогеографической провинции стали более широкими, появились формы, свидетельствующие о соединении Джунгаро-Балхашского бассейна с морями Алтае-Саянской области, Средней Азии и Урала; в то же время он соединялся с морскими бассейнами Западной Европы и Северной Америки. Брахиоподы фамена при наличии большого количества эндемиков хорошо сопоставляются с фауной Среднеазиатской зоогеографической провинции (Сидяченко, 1962). Остальные группы фауны менее распространены, их роды и виды менее разнообразны и недостаточно изучены.

В континентальных отложениях выделяются четыре разновозрастных комплекса флоры: раннедевонский — раннеэйфельский, позднеэйфельский, живетский и фаменский. Изучение флоры начал А. Н. Криштофович и продолжила М. А. Сенкевич (1961 г.). Флора, также как и фауна, отличается эндемичностью, резким преобладанием плауновидных по сравнению с другими типами, наличием форм, характерных как для Атлантической, так и для Тихоокеанской областей. Эти особенности позволяют выделить в Центрально-Казахстанской биогеографической провинции Чингиз-Бетпакдалинскую подпровинцию (Каплун, Сенкевич, 1969 г.).

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Отложения каменноугольной системы широко распространены на территории Южного Казахстана. Они занимают значительные площади в Большом Каратау, отрогах Таласского Алатау, на северо-восточных склонах Малого Каратау, в горах Улькунбурул, Чуйской впадине, Восточной Бетпак-Дале, Джунгарском и Заилийском Алатау, хр. Кетмень, на северо-восточных склонах Кунгей Алатау и отрогах Терской Алатау. В Чу-Балхашском районе и Северном Кендыктасе каменноугольные отложения образуют небольшие наложенные мульды или залегают в опущенных тектонических блоках; в Киргизском хр. обнажены узкой полосой на северных и северо-западных склонах. Наиболее полно представлен нижний отдел; средне-верхнекаменноугольные отложения распространены преимущественно в Чуйской впадине и в Илийском синклинории (на южных отрогах Джунгарского Алатау и на северных склонах Заилийского Алатау и хр. Кетмень). В других районах они отсутствуют или слагают ядра небольших синклиналей.

Каменноугольные толщи расчленены на основании обильных палеонтологических остатков. Дробные стратиграфические схемы разработаны для морских отложений, содержащих остатки фауны. Так, в Большом Каратау и отрогах Таласского Алатау выделены ярусы, подразделенные на подъярусы, горизонты и пачки. Расчленение до подъярусов проведено в Чуйской впадине, Восточной Бетпак-Дале и Малом Каратау. Детально изучены морские нижнекаменноугольные и частично среднекаменноугольные осадки Северной Джунгарии и юго-восточной части Заилийского района. До некоторой степени условно разделены континентальные красноцветные терригенные толщи в Чу-Илийских горах и вулканогенно-осадочные толщи Илийского синклинория, средне-верхнекарбоновые осадки Чуйской впадины, охарактеризованные лишь скудными остатками флоры. В хр. Каржантау и Угамском (Чаткало-Кураминская зона) морская фауна в известняковых прослоях осадочно-вулканогенной толщи обеспечила расчленение до ярусов и подъярусов.

Изучение каменноугольных толщ начали И. В. Мушкетов и Г. Д. Романовский, показавшие на геологической карте 1885 г. распространение каменноугольных отложений в Каратау. А. К. Мейстер (1909) каменноугольные отложения установил в западной части Джунгарского Алатау, Н. Г. Кассин и другие (1926) проследили и расчленили каменноугольные толщи в хр. Кетмень и Южной Джунгарии; ими отмечены фациальные переходы осадочных пород в эффузивно-осадочные. В. Н. Вебер (1904—1931 гг.) расчленил каменноугольные отложения Каратау до ярусов. Позднее опубликованы сводные работы о геологии Джунгарского Алатау (Юдичев, 1940), Чу-Балхашского района и Бетпак-Далы (Яковлев, 1941), и Восточного Казахстана в целом, в которых обобщены известные к моменту издания сведения.

В последующем, при систематических геологосъемочных и специальных исследованиях, проведенных после 1932 г., стратиграфию каменноугольных отложений и их органические остатки изучали М. И. Александрова, Н. А. Афоничев, Л. Н. Балавинский, О. И. Богуш, Н. Л. Бубличенко, В. А. Буш, Н. П. Васильковский, В. И. Власов, В. В. Галицкий, О. С. Грум-Гржимайло, Н. Д. Дикарева, К. И. Дворцова, А. М. Жмырев, Н. С. Зайцев, А. И. Золкина, С. Е. Колотухина, Н. Н. Костенко, А. С. Кумпан, С. Е. Майрин, М. М. Марфенкова, А. А. Мастрюкова, И. И. Машкара, Г. В. Нехорошев, О. Н. Насиканова, И. И. Никитченко, А. И. Никифорова, Н. В. Покровская, Б. В. Поярков, И. И. Радченко,

М. И. Радченко, А. Е. Савичева, Б. А. Салин, К. Н. Сальменова, А. И. Семенов, О. И. Сергунькова, В. Д. Стеркин, С. Г. Токмачева, И. В. Хохлов, Н. М. Чабдаров, В. А. Шурыгин, М. И. Щербакова, В. В. Эз, О. В. Юферев, Г. А. Ярмак и др.

В 1958 г. на совещании по унификации стратиграфических схем Восточного Казахстана («Резолюция..., 1958) были приняты стратиграфические схемы каменноугольных отложений для отдельных районов, позднее дополненные и детализированные. Среди сводных работ, затрагивающих вопросы геологии каменноугольных образований, следует отметить монографии М. И. Александровой и Б. И. Борсука (1955), Н. Г. Марковой (1961), В. В. Бронгулеева (1961), О. И. Богуш и О. В. Юферева (1962), В. И. Дитмара (1966), Н. А. Афоничева и А. Е. Савичевой (1966), М. И. Радченко (1967).

Наиболее спорны вопросы геологии каменноугольной системы — положение ее нижней границы и наличие несогласия и фазы складчатости между фаменом и турне в хр. Каратау. Не ясен возраст основания осадочно-вулканогенной толщи Юго-Восточного Кендыктаса и ее соотношение с красноцветами верхнего девона — нижнего карбона Северного Кендыктаса. Выявление в ранее относимой к среднему — верхнему визе, карбонатной кунгейской свите турнейских фораминифер (Симонова, 1968) вызывает сомнения в правильности определения возраста континентальных вулканогенно-осадочных отложений южных склонов хр. Кетмень и площадей распространения кетменской свиты. Не доказано существование на северных склонах Заилийского Алатау и хр. Кетмень образований визе — намюра, не определена верхняя возрастная граница карбоновых отложений Юго-Восточного Кендыктаса и т. п.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

В Большом Каратау каменноугольные отложения распространены во всех крупных складках, где залегают без перерывов на верхней пачке фамена. В отрогах Таласского Алатау они занимают обширные площади в горах Джабаглы, Койкебиль, Дуанытау, расположенных к югу от р. Арысь, в горном обрамлении Чимкентской впадины, на северном склоне Угамского хребта, в хр. Каржантау и горах Казыкурт. Наиболее обширны выходы турне (Центральный Каратау) и визе (отроги Таласского Алатау, Юго-Восточный Каратау); на незначительных участках обнажены отложения верхнего визе — намюра. Низы среднего отдела в Центральном Каратау известны на двух участках площадью 1 $км^2$ каждый и в ядре Акташской брахисинклинали. Более значительные площади средний карбон занимает в Юго-Восточном Каратау и в отрогах Таласского Алатау. В последнем известны также отложения верхнего отдела.

Почти повсюду карбон начинается характерной пачкой тонкоплитчатых светло-серых известняков этренских слоев нижнего турне. Указания на трансгрессивное залегание каменноугольных отложений на тюлькубашской свите по Амансаю (Бронгулеев, 1961; Богуш, Юферев, 1962) или на ордовике в долине р. Суындык (Беляков, 1959 г.) по наблюдениям В. В. Галицкого (1967) и других являются ошибочными. Карбоновые осадки в Центральном Каратау расчленены по литологическим признакам на пачки и фации, обычно охарактеризованные макрофауной и фораминиферами. В других местах расчленение менее дробное. Выдержанность литологического состава и палеонтологические данные позволяют уверенно сопоставлять разрезы Центрального Каратау между собой и с разрезами смежных районов.

Нижний отдел

Турнейский ярус

В Центральном Каратау отложения яруса разделены на пачки; в других местах они изучены значительно слабее. Центрально-Каратауский разрез является опорным и может быть использован для сопоставления.

Базальная пачка (этренские слои). В основании нижнего турне Центрального Каратау залегает пачка светло-серых, серых, изредка темно-серых тонкослоистых тонкоплитчатых (8—15 *мм*) известняков; ее мощность уменьшается с востока на запад от 80 до 30 *м*. В известняках найден неопределимый одиночный коралл и фораминиферы: *Archaesphaera grandis* Lip., *Vivinesphaera* sp., *Raraturammina* sp., *Paracaligella* sp., *Quasiendothyra communis* (Raus.) (по заключению О. И. Богуш и О. В. Юферева), указывающие на этренский возраст. Нижние пласты пачки брекчированы, и большинство ее выходов подстилается тектонической брекчией (10—20 *м*). Брекчия состоит из обломков подстилающих пород фамена и известняков самой базальной и вышележащей «искристой» пачки, что отмечал Н. Л. Бубличенко (1934). Наличие обломков пород, лежащих выше базальной пачки, взаимоотношения брекчий с подстилающей и базальной пачкой доказывают эпигенетичность брекчий и тектоническое происхождение.

Большинство геологов считает, что базальная пачка и подстилающие пачки фамена залегают согласно без признаков стратиграфического перерыва, но с тектоническими взаимоотношениями по пологоволнистой надвиговой зоне, развитой регионально. Однако В. В. Бронгулеев (1961) и А. И. Сидяченко (1962) утверждают, что между девоном и карбоном имела место мощная тектоническая фаза и последующий глубокий размыв. Тектонические брекчии основания каменноугольного покрова они считают осадочными. Нижние брекчированные пласты базальной пачки В. В. Бронгулеев выделил в джузумдыкскую пачку (25 *м*), а верхнюю часть базальной пачки (до 90 *м*) в алмалысайскую.

Искристая пачка. Черные и темно-серые тонкослоистые тонкозернистые доломитизированные известняки, лежащие согласно на базальной пачке, содержат большое количество сероводорода. Пачка сохраняет характерный облик на всей территории Центрального Каратау; восточнее, ее именуют кашкаратинской. В нижних пластах в большом количестве встречены: брахиоподы *Cyrtospirifer kyrban* Nal, реже *C. juhi* Dehee, *Chonetes* aff. *armata* Burch., *Pugnax acuminata* Mart., *Spirifer (Gurichella) deflexus* A. Roemer, *S. (Cyrtospirifer)* ex gr. *verneuili* Murch.; кораллы *Caninia cornucopiae* Mikh. В Бельмазарской синклинали около Турланского месторождения и в Джаманктайском рудном поле около месторождения Смена встречены многочисленные фораминиферы: *Paracaligella antropovi* Lip., *Parathurammina tuberculata* Lip., *Plectogyra belmazarica* Bog. et Juf., *Ammobaculites* (?) *pygmaens* Malach., *Bisphaera irregularis* Bir., *Quasiendothyra communis* Raus.; водоросли *Asterosphaera pulchra* Reitl.

По положению в разрезе и фауне, базальную и искристую пачки, лежащие согласно, О. И. Сергунькова еще в 1933 г. отнесла к этренским слоям турне. О. И. Богуш и О. В. Юферев по фораминиферам относят их к слоям, характеризуемым *Quasiendothyra communis*. В. Б. Бронгулеев (1961) искристую пачку назвал каракенсайской. С искристой пачкой связано свинцово-цинковое оруденение.

НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Турланская пачка согласно лежит на искристой. Ее слагают тонкополосчатые известняки и доломиты с характерной перемежаемостью тонких (миллиметровых) белых, серых и темно-серых слоев. Местами развита тонкоплитчатая отдельность (месторождение Смена), местами порода массивная. Известняки пачки переходят в доломиты и приобретают при этом более темные цвета. В районе Турланского месторождения пачка участками представлена чередующимися тонкослоистыми светло-серыми, темно-серыми и черными доломитами, по внешнему облику трудно отличимыми от базальной и искристой пачек. Здесь в пачке найдены мелкие башенковидные гастроподы и фораминиферы: *Parathurammina cushmani* Sul., *P. suleimanovi* var. *stellata* Lip. и др. Мощность пачки колеблется от 400 в разрезах восточной части до 100—130 *м* в западной.

В. В. Бронгулеев (1961) объединяет базальную, искристую и турланскую пачки в уюкскую свиту нижнего турне. В. В. Эз, О. С. Грум-Гржимайло (1959, 1966 гг.), П. В. Беляков (1959, 1966 гг.) эти же пачки объединяют в аккалпынскую свиту верхнего девона — нижнего карбона.

Бельмазарская пачка массивных светло-серых (белых) мелкозернистых известняков, изредка доломитизированных, иногда со слабо выраженной тонкой слоистостью, залегает согласно на турланской. Переход между ними постепенный, но достаточно отчетливый. Пачка выделена во всех синклинальных складках и занимает обширные площади. Восточнее долины р. Баялдыр в ней преобладают светлые чистые известняки; западнее породы более темные и представлены доломитизированными известняками и доломитами. Определимые остатки брахиопод в пачке не обнаружены. Списки брахиопод, приведенные В. В. Бронгулеевым (1961), О. И. Богуш и О. В. Юферевым (1962), Л. В. Беляковым (1966 г.), относятся к вышележащей аксайской пачке, где они были найдены В. В. Галицким (1936). В бельмазарской пачке О. И. Богуш и О. В. Юферев обнаружили ядра башенковидных гастропод, ортоцертиды и мелкие плохой сохранности брахиоподы. Ранее были найдены пелециподы *Leptodesma* sp. Из фораминифер отмечены обильные археосферы, видинесферы, паратураммины, радиосферы, эволютины и однокамерные фораминиферы. В верхней части пачки, кроме однокамерных фораминифер, встречены редкие *Tournayella* cf. *discoides* Dain. var. *uralica* Grozd. et Leb., *Plectogyra riausakensis* (N. Tchern.), *P.* cf. *latispiralis* (Lip.). В. В. Бронгулеев (1961) в слоях пачки, слагающих Иканскую синклиналь указывает на находки *Septatournayella malakhovae* Lip., *S. dainae* Lip., *Septaglomaspiranella* ex gr. *primaeva* Raus., *Quasiendothyra koneitusana* Raus., *Q. umbonata* Bog. et Juf. Мощность бельзамарской пачки меняется от 760 в районе Джаманктая до 300—450 в бассейнах рек Икансу и Кантаги и до 700 *м* в западной части Центрального Каратау.

Балатурланская пачка перекрыта согласно лежащей пачкой перемежающихся тонкополосчатых, тонкослоистых серых и светло-серых известняков и доломитов, похожих на породы турланской пачки. Она ранее называлась вторым горизонтом тонкополосчатых известняков или искристо-полосчатым горизонтом. М. М. Страчков назвал ее балатурланской.

В восточной части района в ней появляются линзы осадочных брекчий, лежащие на разных подстилающих слоях и перекрытые обычно одним выдержанным слоем. Обломки пород в таких плосковогнутых линзах состоят только из подстилающих пород. Иногда внутри боль-

ших линз брекчий наблюдаются линзы меньшего залегания, которые согласны с общим залеганием пачки. Мощности линз в Джаманктайском рудном поле достигают 400—450 *м*. Положение линз брекчий внутри пачки различное: на юго-западном склоне они известны в основании пачки, а северо-восточнее—в ее верхней части. От вышележащих отложений пачка отделена поверхностью скрытого несогласия. Мощность пачки изменчива, в восточной части она составляет 200—450 *м*. Макрофауна не найдена. Бронгулеев (1961), О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) указали на присутствие в ней микрофауны: *Paraturammina tuberculata* Lip., *P. subvasta* Byk., *Bisphaera irregularis* Bir., *Paracaligella antropovi* Lip., *Earlandia elegans* Raus. et Reitl., *E. aljutovica* Reitl. В. В. Эз, О. С. Грум-Гржимайло (1959, 1966 гг.) и Л. В. Беляков (1959, 1966 гг.) объединили бельмазарскую и балатурланскую пачки западнее долины р. Баялдыр в шукурганатский горизонт, мощность которого в отдельных складках достигает 600—1200 *м*. В. В. Бронгулеев (1961) назвал эти пачки дженгильчикской свитой нижнего турне.

Аксайская пачка лежит на балатурланской со скрытым несогласием, которое наиболее отчетливо выражено в Джаманктайском районе, где пачка представлена тремя различными фациями (Галицкий, 1945). По саю Джаманктай на мощной линзе осадочных брекчий балатурланской пачки лежат базальные конгломераты (до 3—5 *м*) с валунами до 0,2 *м*. Их сменяют песчаники и глинистые сланцы с частыми отпечатками гониатитов. Из той же фации в Талдыбулакской ложной антиклинали Л. С. Либрович определил *Protocanites lyoni* Meek. et Worth.

Западнее сая Джаманктай песчаники и сланцы на протяжении 1—1,5 *км* замещаются черными плитняковыми мелкокристаллическими известняками с многочисленными тонкими линзами черных кремней. Черные известняки также лежат на осадочных брекчиях балатуринской пачки, но в их основании конгломератов нет. Органические остатки в черных известняках обильны: *Schiziphoria* cf. *choteanensis* Well., *Brachythyris suborbicularis* Hall, *Tylothtris laminosus* M. Coy, *Syringothyris* ex gr. *cuspidata* Mart., *S.* cf. *carteri* Minch., *Athyris* sp., *Torynifer* cf. *pseudolineata* Hall, *Siringopora uralica* Stuck. Третья фация представлена мощной сложной линзой светло-серых водорослевых рифовых известняков с редкой пластовой отдельностью. Риф находится внутри толщи черных известняков. В нем на одном стратиграфическом уровне со сборами в черных известняках найдены остатки: *Schizophoria* cf. *chouteanensis* Well., *Spirifer* cf. *striatiformis* Meek., *S.* cf. *centronatus* Winch., *Brachythyris* cf. *suborbicularis* Hall, *Mesoplica* cf. *aktaicus* (Nal.), *Ovatia* aff. *sampsoni* Well., *Orthoceras* cf. *neglectum* Kon.

В рифовых известняках несколько ниже уровня сбора в толще черных известняков обнаружены: *Leptaena analoga* Phill., *Mesoplica actaicus* (Nal.), *Lomellispirifer roemerianus* Kon., *Spirifer centronatus* Winch., *Torynifer.* sp. Богатый разнообразный комплекс фауны рифовых известняков имеет реликтовый состав. В условиях нахождения менее ясных, чем в Джаманктае, рифовые известняки были бы признаны более древними, чем черные.

В южном крыле Турланской синклинали в основании аксайской пачки находятся мелкообломочные конгломераты (до 100 *м*), а в северном крыле на осадочных брекчиях балатурланской пачки лежат маломощные красноцветные песчаники с трещинами усыхания, указывающими на перерыв в осадконакоплении и субаэральные условия образования песчаников. В Кантагинской синклинали (Галицкий, 1936) аксайская пачка лежит на разных пластах балатурланской, что указы-

вает на слабый размыв. В основании находятся светло-серые известняки (около 100 *м*) с фауной: *Plicatifera temirensis* var. *proxima* Serg., *Schuchertella* cf. *chemingensis* Conr., *Pugnax acuminata* Mart., *Spirifer* cf. *sastubensis* Serg., *Brachythyris peculiaris* Schum. Есть пласты, сплошь состоящие из обломков морских лилий. Выше лежат темно-серые плитняковые и плитчатые известняки содержащие: *Productus torbilis* M'Coy, *Buxtonia praescabriculus* (Hall), *Tomasinia praemargaritaceus* (Nal.), *Avonia niger* Goss., *Bellerophon* sp., *Spirifer* (Lamellispirifer) cf. *raemerianus* Kon., *S. kasak* Nal., *S. attenuatus* Sow. Западнее долины р. Кантаги карбонатные породы аксайской пачки обладают розоватыми, красно-бурыми, желтоватыми, зеленоватыми оттенками. В Центральном Каратау мощность аксайской пачки увеличивается с запада на восток, колеблясь от 200 до 460 *м*.

О. И. Сергунькова (Стратиграфия УзбССР, 1965) считает аксайскую пачку «синонимом темирбастауского горизонта». Нижнетурнейский возраст пачки подтвержден также фораминиферами, среди которых в Бельмазарской синклинали О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) отметили: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Arhaesphaera grandis* Lip., *Parathurammina stellata* Lip., *R. spinosa* Lip., *Vicinesphaera aqualida* Ant., *Bisphaera elegans* Viss., *B. malevkensis* Bir., *Evolutina tuimasensis* Lip., *Tournayella* cf. *discoidea* Dain. var. *uralica* Grozd et Leb., *Plectogyra* sp.

В. В. Бронгулеев (1961) выделил в основании аксайской пачки сырнайскую пачку конгломератов и брекчий, лежащую, по его представлениям, резко несогласно на балатурланской пачке. Между сырнайской и аксайской пачками он также указывает несогласие. Возраст пачек В. В. Бронгулеев, с некоторыми оговорками, считал верхнетурнейским. Л. В. Беляков (1959, 1966 гг.) и О. С. Грум-Гржимайло объединяют бельмазарскую, балатурланскую и аксайскую пачки западнее долины р. Баялдыр в бересекскую свиту нижнего турне. Несогласие между балатурланской и аксайской пачками ими не отмечено.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

Оргайлысайская пачка темно-серых, черных тонкослоистых известняков, черных известковистых сланцев и серых песчаников, согласно лежит на аксайской. Площади ее распространения значительны в широких синклинальных складках западной части Центрального Каратау (Акуюкской, Майдантальской, Акчечикской 2-ой); в складках узких и менее глубоких (Бельмазарской), она денудирована. По всей пачке встречаются крупные ветвистые конкреции черных кремней, особенно обильные в ее верхней части. В складках приводораздельной части хребта, иногда у основания пачки, в большом количестве встречаются линзы конгломератов и осадочные брекчии из обломков известняков и доломитов. В оргалысайской пачке содержатся обильные органические остатки. По заключению А. И. Никифоровой (1948), мшанки в нижней части разреза указывают на низы верхнего турне: *Batostomella* cf. *ivanovi* Nikif., *Tabuliporella* cf. *badamica* Nikif., *Fenestella compressa* Ulr. var. *aksaensis* Nikif., *F. rudis* Ulr., *Reteporina turkestanica* Nikif., *Hemitrypa burulica* Nikif., *Polypora* cf. *maccoyaniformis* Nikif. var. *irregularicella* Nikif., *Nematopora turkestanica* Nikif., *Strebolostrypella major* (Ulr.), *Nikiforovella mukhini* (Nikif.), *N. elegantula* (Nikif.), *Sulcoretepora dichotoma* var. *longacella* Nikif. Остатки брахиопод особенно многочисленны в верхней части пачки. А. И. Никифорова (1948), В. В. Эз (1954), В. В. Бронгулеев (1961),

О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) указывают на присутствие брахиопод: *Spirifer tornacensis* (Kon.), *S. grimesi* Hall, *S. cinctus* Key, *S. gregori* Well., *Dictyoclostus* (?) *viminalis* (Whit.), *D. vaughani* (M.-W.), *Marginatia burlingtonensis* Hall, *Chonetes* cf. *dalmanianus* Phill.; кораллов — *Caninia cylindrica* Scouler, *C.* cf. *djeskasganica* Volk., *C. (Caninophyllum) patula* Mich. var. *ulcundjesdensis* Volk., *Syringopora tericulata* Goldf., *S. parallela* Fischer, *S. ramulosa* Goldf., *Clisaxophyllum* aff. *anastomosum* Yü, *Kayserlingophyllum* aff. *obligum* (Keys.) и трилобитов — *Phillipsia* cf. *cirgisica* Web. О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) отмечают, что «однокамерные фораминиферы распространены по всему разрезу пачки, плектогиры и другие многокамерные фораминиферы в больших количествах появляются всегда на несколько метров или десятков метров выше подошвы пачки, а в отдельных случаях (Кызылата) — с середины пачки». Они обнаружили: *Tournayella discoidea* Dain., *Septabrunsiina krainica* (Lip.), *Chernyshinella glomiformis* Lip., *Plectogyra inflata* (Lip.) и др.

Данные о мощности оргайлысайской пачки разноречивы. В Турланской синклинали она всего 160 *м*. По данным геологов МГРИ, она колеблется от 320—480 в восточных частях Центрального Каратау до 625—925 *м* в западных. Общая мощность турнейского яруса в Центральном Каратау определяется также весьма различно. По замерам В. В. Галицкого (1937 г.) в Турланской синклинали она около 1000 *м*; В. В. Бронгулеев (1961) для восточных участков указал мощность до 1680 *м*; по данным экспедиции МГРИ она колеблется от 720—1700 в восточной части до 1565—2765 *м* в западной (в Майдантальской и Акуюкской синклиналях). Возможно столь резкие колебания в оценке мощностей возникли в результате ошибок при замерах, или это — следствие локальных размывов, на которые указывают осадочные брекчии, в балатурланской, аксайской и оргайлысайской пачках.

НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

В **Северо-Западном Каратау** турне известен только на юго-западном склоне. Он согласно лежит на фамене, непрерывно продолжая разрез. Пологие тектонические смещения между фаменом и турне не установлены, по-видимому, вследствие одинаковых механических свойств пород. По Н. М. Салову (1964 г.) в Алтуайтской брахисинклинали по р. Арыстанды разрез турне слагают (снизу вверх): черные брекчиевидные известняки и доломиты (30 *м*); голубовато-серые плитчатые известняки (80 *м*); черные обломочные известняки (25 *м*) с *Cyrtospirifer* cf. *aquilinus* (Rom.), *C. brodi* (Wen.) (сборы В. А. Запорожца, 1960 г.), *Productus praelongus* Sow., *P. subaculeatus* Murch., *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Spirifer* ex gr. *verneuili* Murch. (сборы Н. Л. Бубличенко, 1932 г.) черные массивные брекчиевые известняки (40 *м*); черные тонкоплитчатые известняки (20 *м*); серые, до темно-серых брекчированные доломитизированные известняки (20 *м*); голубовато-серые окремненные известняки (50 *м*); черные мелкозернистые доломиты (145 *м*); черные и темно-серые плитчатые известняки (75 *м*); черные органогенно-обломочные массивные известняки (120 *м*); голубовато-серые песчанистые известняки (20 *м*); черные массивные органогенно-обломочные известняки и доломиты (190 *м*). Более высокие горизонты задернованы; общая мощность 815 *м*.

В смежном южном районе для низов турне характерна *Plicatifera praelonga* (Sow.). Из черных органогенно-обломочных известняков и доломитов, отвечающих верхней части приведенного разреза, определены *Tuberitina maljavkini* Mukch. и *Parathurammina* ex gr. *cushmani* Sul.

В Юго-Восточном Каратау и Байджансайском районе нижнее турне широко распространено в Сасыкской синклинали. Пачки, выделенные в Центральном Каратау, здесь хорошо опознаются по литологии. Е. П. Успенский (1965 г.) описал в основании турне серые массивные и слоистые известняки и доломитистые известняки (40—60 *м*), соответствующие базальной и искристой пачкам. На них согласно лежат черные и темно-серые тонко- и среднеслоистые доломиты и известняки (200 *м*), отвечающие турланской пачке, и выше — светло-серые массивные, реже слоистые известняки (150—400 *м*), сопоставимые с бельмазарскими и балатурланскими.

В горах Боролдайтау М. И. Арсовски (1953 г.) в основании турне выделил толщу непостоянного состава из карбонатных брекчий, принимаемых геологами экспедиции МГРИ за осадочные *, тонкослоистых серых известняков различных оттенков с прослоями мергелей и среднеслоистых известняков (70—150 *м*) и толщу темно-серых и черных доломитов и доломитистых известняков (50—150 *м*). В последней опознается турланская пачка, так как она согласно перекрыта массивными светло-серыми известняками с фауной, позволяющей отождествлять их с бельмазарской и балатурланской пачками. В ущелье р. Кашкараты в подошве толщи встречены фораминиферы: *Archaesphaera crassa* Lip. *Parathurammina suleimanovi* Lip., *Paracaligella antropovi* Lip., *Septaglomaspiranella* cf. *primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra communis* Raus., *Ammobaculites* (?) *pyrmacus* Malakh. В верхней части толщи О. И. Богуш и О. В. Юферев нашли: *Archaesphaera crassa* Lip., *Parathurammina tuberculata* Lip., *Earlandia minima* (Nir.), *Septatournaeyella* (?) sp., *Plectogyra tubercualata* (Lip.).

По долинам рек Боролдай и Карагашты М. И. Арсовски нашел в нижней части базальной пачки: *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Nal., *C.* cf. *kurban* Nal., *Martinia* cf. *praeglabra* Sok., *Camarotoechia* cf. *panderi* (Sem. et Moell.). По заключению Р. А. Алексеевой и М. И. Щербаковой фауна переходная от девона к карбону и скорее указывает на коктерекский горизонт фамена. Выше, по О. И. Богуш и О. В. Юферову, в светло-серых известняках базальной пачки встречены однокамерные фораминиферы *Earlandia minima* (Bir.), *Paracaligella antropovi* Lip., *Plectogyra* sp. В кровле искристой (кашкаратинской) пачки они же указывают: *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra* cf. *communis* (Raus.), *Chernyschinellina pygmeae* (Malakh.).

В Байджансайском районе турнейские отложения охарактеризованные фораминиферами, изучены О. И. Богуш и О. В. Юферевым. В юго-западном крыле Коксайской синклинали турне согласно покрывает отложения фамена. Мощность нижнетурнейских доломитов, известковистых доломитов и известняков около 480 *м*.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

Отложения верхнего турне в Юго-Восточном Каратау лежат согласно на нижнем, но распространены меньше. В них повышено содержание терригенного материала, особенно на северо-востоке у современного водораздела Каратау. В Сасыкской синклинали отложения представлены светло- и темно-серыми слоистыми глинистыми известняками с конкрециями кремней общей мощностью до 570 *м*. В долине

---

* На правобережьи р. Большая Бугунь, а также в урочище Теректы по склонам гор Улькун-Тура и Кши-Тура эти брекчии несомненно тектонические, находящиеся в основании пологого тектонического покрова каменноугольных отложений (Галицкий, 1932, 1967 гг.).

р. Боролдай Е. П. Успенский отнес к верхнему турне мощную (до 1200 *м*) толщу темно-серых тонкозернистых и тонко- и среднеслоистых известняков с конкрециями кремней. На р. Кашкарата (в 7 *км* выше впадения ее в р. Боролдай) О. И. Богуш и О. В. Юферев нашли в известняках фораминиферы: *Earlandia aljutovica* (Reitl.), *E. minima* (Bir.) *E. minor* (Raus.), *Archaesphaera crassa* Lip., *A. grandis* Lip., *Parathurammina spinosa* Lip., *P. bella* Reitl., *P.* ex gr. *cushmani* Sul., *Vicinesphaera squalida* Ant., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Maklay, *Plectogyra* ex gr. *tuberculata* (Lip.), *P.* ex gr. *latispiralis* (Lip.).

В Коксайской синклинали Байджансайского района верхнее турне без перерыва продолжает разрез нижнего и представлено темно-серыми и желто-бурыми тонкоплитчатыми пелитоморфными известняками с желваками кремней и прослоями криноидных, брахиоподовых и фораминиферовых известняков, а также песчаников и алевролитовых сланцев. Общая мощность 327 *м*. В нижней пачке (145 *м*) О. И. Богуш и О. В. Юферев указывают многочисленные: *Spiroplectammina tchernyschienensis* Lip., *Plectogyra inflata* (Lip.), *P. latispiralis* (Lip.), *P. parakosvensis* (Lip.).

В северо-восточном крыле Кашкаратинской синклинали по правым притокам р. Кашкарата В. Н. Вебер (1935) обнаружил два покрова миндалекаменных порфиритов типа спилитов мощностью 35—150 *м* и отнес их к верхам толщи нерасчлененного верхнего девона — нижнего карбона. В вышележащей толще указаны известняки с *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), принятым в настоящее время за руководящую форму нижнего визе. Вероятнее всего покровы порфиритов — верхнетурнейские.

В **Отрогах Таласского Алатау** О. И. Сергунькова (Стратиграфия УзбССР, 1965) в нижнетурнейском подъярусе выделила (снизу вверх): коктерекский, майликентский, чаватинский, темирбастауский горизонты, а в верхнем — коксуйский, талдыбулакский и саргардонский. Б. В. Поярков (1966) убедительно обосновал верхнефаменский возраст коктерекского горизонта, характеризуемого *Adolfia talassica,* и параллелизовал его с ачисайской и акбулакской пачками фамена Центрального Каратау и верхами бугуньской свиты гор Боролдайтау (Арсовски, 1957). Б. В. Поярков (1958, 1960а, б) предложил делить турнейский ярус на балдыбрекский, каскасуйский и бадамский горизонты. Это деление основано на новых стратотипических разрезах и не сопоставлено со схемой О. И. Сергуньковой.

НИЖНЕТУРНЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС

Майликентский (бричмуллинский), чаватинский и темирбастауский горизонты О. И. Сергунькова объединяет в зону Mesoplica temirensis Serg., охватывающую нижнетурнейский подъярус.

Майликентский горизонт

Согласно залегает на коктерекском и перекрыт чаватинским. Он выделен О. И. Сергуньковой на северном склоне гор Дуанытау (разъезд Майликент), где представлен ленточными, оолитовыми, пизолитовыми светло-серыми известняками с фораминиферами *Vicinesphaera squalida* Antr. Его мощность 190 *м*. Горизонт широко распространен в западной части Таласского Алатау; в Угамском, Пскемском, Чаткальском хребтах возрастным аналогом, сходным по литологии, является бричмуллинский горизонт. По данным О. И. Богуш и О. В. Юферева (1962),

в западных отрогах Таласского Алатау в разрезах Даубаба, Каракауз, Тюлькубаш, Теректы, Темирбастау и Машат, установлены слои с *Quasiendothyra communis* (Raus.), представленные серыми и светло-серыми комковатыми и пелитоморфными, преимущественно толстослоистыми известняками и темно-серыми и пепельно-серыми доломитами. Они соответствуют этренским слоям Каратау и подстилаются темно-серыми тонкослоистыми известняками с редкими однокамерными фораминиферами.

В разрезе Темирбастау в базальной пачке совместно с *Quasiendothyra comminis* (Raus.) встречены редкие *Septaglomaspiranella* cf. *primaeva* (Raus.), *Tikhinella* cf. *multiformis* (Lip.), *Uralinella bicamerata* Byk. и др.; в Теректы — *Paracaligella antropovi* (Lip.), а в разрезе Даубаба — редкие *Tikhinella multiformis* (Lip.) и единичные *Septatournayella malakhovae* Lip. Сходный комплекс содержит вышележащая искристая (кашкаратинская) пачка в разрезах Даубаба и Каракауз. Соответствие майликентского горизонта базальной и искристой пачкам Каратау определяется его залеганием на верхних слоях фамена под чаватинским горизонтом.

Чаватинский горизонт

Отложения чаватинского горизонта слагают северный склон гор Дуанытау. Его стратотип находится в Узбекской ССР в долине р. Коксу при впадении Чаватсая. О. И. Сергунькова отмечает, что в горах Дуанытау горизонт находится в тектонических соотношениях с коктерекским и темирбастауским горизонтами и представлен темно-серыми доломитизированными массивными известняками, местами брекчированными, переходящими в верхах в черные тонкослоистые с кремнистыми конкрециями песчанистые и ленточные известняки. Мощность здесь 600, а в Таласском Алатау 470—600 *м*. О. И. Сергунькова сопоставляет чаватинский горизонт с турланской пачкой Центрального Каратау и указывает, что выделенная А. Д. Миклухо-Маклаем в 1941 г. в Сайрамских горах пачка массивных черных плотных, иногда полосчатых и битуминозных известняков, местами брекчированных, соответствуют по положению в разрезе и по литологическому составу чаватинскому горизонту. Эта пачка широко распространена в бассейнах рек Балдыбрек, Сайрам, Угам и в верховьях р. Донгузтау.

Темирбастауский горизонт

Выделен О. И. Сергуньковой в 1933—1937 гг. в горах Темирбастау. Его слагают светло-серые слоистые и массивные известняки с брахиоподами; руководящие — *Mesoplica temirensis* Serg., *Spirifer sastubensis* Serg. Первая форма представлена различными вариететами. Имеются мшанки и фораминиферы. Мощности в стратотипе 360, а для района 220—450 *м*. О. И. Сергунькова отмечает брахиоподы: *Spirifer kasak* Nal., *Plicatifera concentrica* (Hall), *Brachythyris suborbicularis* Hall mut. *kassini* Nal., характерные для кассинских слоев.

В Сайрамских горах темирбастауский горизонт представлен светло-серыми массивными и толстослоистыми известняками с *Productus gorskii* Nal. (по А. Д. Миклухо-Маклаю). Здесь Б. В. Поярков (1957) выделил такие же известняки с *Mesoplica temirensis* var. *proxima* Serg. и в 1958 г. каскасуйский горизонт, сложенный темно-серыми слоистыми известняками с *Mesoplica* (?) *temirensis* Serg., *Ovatia laevicosta* White, *Productus fernglenensis* Well. и однокамерными фораминиферами. По фауне «каскасуйский» горизонт соответствует темирбастаускому, но О. И. Сергунькова не считает их синонимами.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

В верхнем подъярусе выделены — Palaeochoristites čatcalicus Dik. и Protocanites čhatkalensis Libr. К первой относятся коксуйский и талдыбулакский горизонты, второй — отвечает саргардонский.

Коксуйский горизонт

В Таласском Алатау распространен в истоках Талдыбулаксая, где согласно лежит на темирбастауском и известен в бассейнах рек Пскем и Ойгаинг. Он представлен темно-серыми доломитизированными слоистыми известняками с кремнистыми конкрециями и многочисленной однообразной фауной брахиопод: *Palaeochoristites ckthalikus* Dik., *P. desinustus* Lis., *P. cinctus* Keys. и фораминифер — *Spiroplectammina tschernyshinensis* Lip., *Septatornauyella minima* Lip. Мощность 190 *м*.

О. И. Богуш и О. В. Юферев указывают, что в разрезе Каракауз верхнее турне представлено серыми толстослоистыми известняками с кремнями, окремненными кораллами, брахиоподами и многочисленными *Plectogyra rjausakensis* (N. Tcherh.), *P. latispiralis* (Lip.). Мощность 336 *м*. Они считают аналогом оргайлысайской пачки Каратау.

Талдыбулакский горизонт

Согласно лежащий на коксуйском, выделен в верховьях Талдыбулаксая. Он представлен темно-серыми слоистыми известняками (170 *м*) сгустково-детритусовой структуры. Криноидные известняки нижней части разреза содержат *Rhipidomella michelini* L'Ev., характерные для горизонта Palaeochoristites cinctus Keys., и др. В верхней части многочисленны *Euomphalus* cf. *crassitesta* Tietze, брахиоподы — *Plicatifera sublaevis* Kon., *Spirifer centronatus* Winch. и фораминиферы. Отложения, сходные по литологии, содержащие кремнистые конкреции, а также близкие комплексы фауны, установлены в бассейне р. Пскем.

Б. В. Поярков (1958) в междуречьи Сайрам — Бадам выделил «бадамский» горизонт серых органогенных, реже пелитоморфных известняков с многочисленными черными кремнистыми стяжениями со *Spirifer* aff. *ternacensis* Kon., фораминиферами — *Plectogyra turkestanica* Bog. et Juf., несколькими видами *Endothyra* и разнообразными *Spiroplectammina*. Бадамский горизонт охватывает коксуйский и талдыбулакский горизонты.

Для зоны Protocanites čhatkalensis характерны *Protocanites čhatkalensis* Libr., *Plicatifera irregulariscostatus* (Kr. et Karp.) var *čhatcalica* Serg., *P. humerosa* Sow., *Margingtia burlingtonensis* (Hall), *Spiroplectammina tscherhyshinensis* Lip. Зоне соответствует саргардонский горизонт. Его стратотип установлен в Таласском Алатау на водоразделе рек Ирису и Талдыбулак, где он согласно залегает на талдыбулакском горизонте и трансгрессивно перекрыт ирисуйским нижнего визе. Горизонт представлен светло-серыми органогенными водорослевыми массивными и слоистыми афанитовыми и детритусовыми известняками мощностью 130 *м*. Наибольшая мощность 307 *м* установлена в бассейне р. Чаткал по р. Саргардон.

В западных отрогах Таласского Алатау верхнетурнейские отложения богаче фауной, чем в Каратау, что и позволило выделить здесь три горизонта, которым соответствует одна оргайлысайская пачка, по

мощности не уступающая мощности трех горизонтов. Для верхнего турне обоих районов характерно большое количество крупных желваков и ветвящихся древовидных стяжений черных кремней.

Визейский ярус

В Центральном Каратау выделены нижний и средний подъярусы, а верхний — рассматривается совместно с намюрским. Нижневизейский подъярус лежит согласно на верхнетурнейском. Граница отчетливая, устанавливается по смене литологического состава пород. Подъярус разделен на пачки: песчаниковую (казанбузарскую), пачку мшанковых известняков и темно-серых известняков. Они хорошо выдержаны в Турланской, Келенчикской, Бересек-Баялдырской, Тегистыкской, Джилаганатинской, Майдантальской, Джертансайской и Акуюкской синклиналях, где слагают небольшие площади в ядерных частях. Л. В. Беляков (1966 г.) для подъяруса в целом приводит списки брахиопод, определенных Т. И. Щербаковой: *Ortholetes* cf. *keokuk* Hall, *Chonetes ischimica* Nal., *Dictyoclostus* ex gr. *deruptus* (Rom.), *Spirifer grimesi* Hall, *Athyris lamellosa* (L'Ev.) и кораллов — *Caninia djeskasganica* Volk., *C. (Caninophyllum) patula* Mich. var. *ulcundjesdensis* Volk.

Нижняя, *казанбузарская пачка* представлена серыми и зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами, темно-серыми, буровато-желтыми и красноцветными мергелями, аргиллитами, песчанистыми и глинистыми известняками. В Майдантальской синклинали встречены конгломераты из хорошо окатанной гальки подстилающих карбонатных пород, что указывает на небольшой внутриформационный размыв. В верховьях р. Костобе в Джилаганатинском районе (Богуш и Юферев, 1962) пачка содержит брахиоподы: *Dictyoclostus deruptus* Rom., *Marginatia burlingtonensis* (Hall), *D. pinguis* M.W., *D. crawfordswillensis* (Well.), *Chonetes ischimica* Nal., *Rhipidomella altaica* Tolm., *Cliothyris roussii* L'Ev., *Athyris lammellosa* (L'Ev.), *Reticularia pseudolineata* (Hall), *Brachythyris suborbicularis* (Hall), *Spirifer grimesi* Hall, Sp. *cinctus* Key, *Orthotetes keokuk* Hall; кораллы — *Caninia (Caninophyllum) patula* Mich. var. *ulcundjesdensis* Volk., *C. mefferti* Gorsky, *Clisaxophyllum* aff. *anastomosum* Yu; фораминиферы — *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Tetrataxis* aff. *parviconica* Reitl., *Plectogyra* cf. *prisca* (Raus. et Reitl.) и *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.). Мощность казанбузарской пачки колеблется по данным геологов МГРИ от 65 на западе Центрального Каратау до 300—400 *м* на востоке.

Пачка мшанковых известняков. На песчаниках согласно лежат мшанково-криноидные известняки мощностью 50—80 *м* (мшанки и криноидеи — породообразующие организмы). Смена пород казанбузарской пачки мшанковой быстрая. И. И. Машкара (1939) указал на присутствие в пачке брахиопод — *Productus minimus* Dem., *P. (dictyoclostus) dikarevae* Serg. А. И. Никифорова назвала также *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Spirifer* ex gr. *tornacensis* Kon., *S. grimesi* Hall, *S.* cf. *subcinctus*. М. И. Щербакова и Т. А. Добролюбова (Богуш и Юферев, 1962) определили из этой пачки брахиоподы: *Dyctioclostus crawfordsvillensis* (Well.), *D. pinguis* (M.W.), *D. pinguis* var. *munda (Sar.), Marginatia* burlingtonensis var. *gjidensis* Nal., *Buxtonia scabriculoides* (Packelm.), *Spirifer grimesi* Hall; кораллы — *Caninia (Caninophyllum) patula* var. *ulcundjesdensis* Volk., *C. spumosa* Gorsky, *Zaphrentis* sp. А. И. Никифорова (1948) отметила богатство видов мшанок нижнего визе Каратау и сходство этой фауны с мшанками Таласского Алатау. Ею определены: *Fistulipora tubulosa* Nikif., *Tabuliporella badamica* Nikif., *Petalotrypa* cf. *kossmati*

Nikif., *Fenestella* cf. *cesteriensis* Ulr. var. *turkestanica* Nikif., *F.* aff. *compressa* Ulr. var. *kaindiensis* Nikif., *F. multispinosa* Ulr., *F. cingulata* Ulr. var. *koksaensis* Nikif., *Reteporina turkestanica* Nikif., *Hemitrypa proutana* Ulr., *H. burulica* Nikif., *H.* cf. *composita* Nikif., *Ptilopora* ex gr. *acuta* Ulr., *Polypora* aff. *varsoviensis* Prout., *Septopora* cf. *burulica* Nikif., *Nematopora turkestanica* Nikif., *Nikiforovella mukhini* (Nikif.).

Пачка темно-серых известняков, почти черных сложных, с плитняковой отдельностью согласно лежит на мшанковой пачке. В турланском разрезе в низах часто встречаются крупные колонии *Lithostrotion* И. И. Машкара (1939) указал на присутствие брахиопод: *Productus* aff. *mesialis* Hall, *Spirifer transversa* M'Chey., *Brachythyris atbasarica* Nal., *Chonetes kingirica* Nal., *Productus (Dictyoclostus) dikarevae* Serg. Выше в более толстослоистых черных известняках в его же сборах определены *Productus (Gigantella) sarsimbai* Serg., *P.* aff. *corrugato-hemisphaericus* Vaugh., *P. (Gigantella) praemoderatus* Sar. О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) пришли к выводу, что в известняках, лежащих выше мшанковой пачки, в Турланском разрезе комплекс фауны имеет переходный облик — содержит нижне- и средневизейские формы: *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Plectogyra kirgisana* (Raus.), *Mediocris mediocris* (Viss.). В смежных районах по рекам Бересеку и Актас этот вывод подтвержден находками средневизейских *Mediocris breviscula* (Can.) и *Eostafella mosquensis* Viss. в известняках, залегающих непосредственно на казанбузарской пачке.

Вопрос о границе нижнего и среднего визе еще убедительно не решен. Пачку мшанковых известняков А. И. Никифорова (1948) относит к нижнему визе. О. И. Богуш и О. В. Юферев считают более правильным проводить эту границу по кровле мшанковой пачки или по кровле казанбузарской пачки там, где мшанковая отсутствует. Вероятнее всего граница находится внутри вышележащей пачки темных известняков с *Lithostrotion*. Общая мощность трех пачек нижнего визе в Центральном Каратау, по разным авторам, 250—350 *м*.

СРЕДНЕВИЗЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС

О. И. Богуш и О. В. Юферева, изучавшие разрезы по рекам Костобе, Бересек, Турлан, Актас и в более восточных районах, к средневизейскому подъярусу относят в Центральном Каратау нижнюю часть мощной толщи светло-серых слоистых известняков, содержащих брахиоподы: *Productus scoticus* M.W., *P. (Dityoclostus) dicarevae* Serg., *Gigantoproductus striato-sulcatus* (Schw.), *G. prigorowskyi* (Bolkh.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Chonetes* cf. *ichimica* Nal.; кораллы: *Caninia (Caninophyllum) patula* var. *ulcundjesdensis* Volk., *Lithostrotion* aff. *portlocki* Edw., *L.* aff. *irregulare* Phill., *Syringopora ramulosa portlocki* Gold., *Palaeosmilia murchisoni* Edw. et Haime var. *extravesicularis* Gorsky. Богатая фауна фораминифер представлена: *Forchia parvula* Raus., *Plectogyra similis* (Raus. et Reitl.), *P. bradyi* (Mikh.), *P. omphalota* (Raus. et Reitl.) var. *infrequentis* (Schlyk.), *Pseudoendothyra struvei* (Raus.), *Mediocris mediocris* (Viss.), *M. breviscula* (Gan.), *Eostaffela mosquensis* Viss., *Tetrataxis angusta* Viss., *Archaediscus moelleri* Raus., *A. krestovnikovi* Raus., *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.).

Л. В. Беляков (1959, 1966 гг.) определил мощность среднего визе от 150 до 400 *м*. В разрезе по р. Бересек О. И. Богуш и О. В. Юферева указали мощность 224 *м*, а по р. Арыстанды 640 *м*. О. С. Грум-Гржимайло оценил общую мощность нижнего и среднего визе от 100 до 980 *м*.

Верхневизейские—намюрские отложения

В Центральном Каратау развиты ограниченно. О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) установили, что граница среднего и верхнего визе на востоке Центрального Каратау проходит внутри толщи светлых слоистых известняков и определяется по смене комплексов фауны. В Турланском (мощностью 236 *м*) и Бересекском (мощностью 160 *м*) разрезах в этой толще присутствуют доломиты, а в Турланском — песчаники и туфогенные породы. Верхневизейские осадки здесь лежат на среднем визе согласно, а восточнее, по долине р. Актас, они располагаются на размытых средневизейских известняках, начинаясь конгломератами непостоянной (3,0—7,5 *м*) мощности. О. И. Богуш и О. В. Юферев не выделяли в Каратау намюр.

Еще в 1932—1937 гг. Л. С. Либрович определял отдельные формы намюрской фауны в сборах из хр. Каратау, но ни тогда, ни позже (1948—1957 гг.) намюрские отложения не были выделены на картах. Л. В. Беляков (1959, 1966 гг.) и О. С. Грум-Гржимайло (1959, 1966 гг.) в основании верхнего визе отметили пачку глинистых известняков (80 *м*), а над нею серые и темно-серые органогенно-обломочные известняки массивной и грубослоистой текстуры со спорадически встречающимися прослоями с линзами и «желваками» кремней. О. С. Грум-Гржимайло указал, что максимальная видимая мощность отложений верхнего визе — намюра, развитых в ядрах Майдантальской и Джертансайской синклиналей на небольших площадях, составляет около 40 *м*. Л. В. Беляков отметил их распространение в ядрах Турланской, Келенчикской, Бересек-Баялдырской и Тегистыкской синклиналей, объединив их со средним визе.

Среди остатков фауны, характеризующих толщу светло-серых известняков, О. С. Грум-Гржимайло (1966 г.), Л. В. Беляков (1966 г.), О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) перечисляют верхневизейские формы: *Striatifera striata* (Fisch.), *S. striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Gigantoproductus edelburgensis* Phill. и, наряду с ними, намюрские — *Gigantoproductus rectestrius* Grob., *G. superbus* (Sar.), *G. latissimus* (Sow.), *Productus* ex gr. *concinnus* Sow.

О. И. Богуш и О. В. Юферев пришли к выводу, что в комплексе фораминифер, наряду с широко распространенными присутствуют виды, неизвестные ниже серпуховского яруса (т. е. верхнего визе): *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Millerella kasakstanica* Raus., *Archaediscus* ex gr. *baschkiricus* (Krest. et Theod.) и единичные виды, типичные для более молодых отложений, в том числе и для протвинского горизонта, соответствующего нижней части намюрского яруса — *Eostaffella angusta* Kir., *E. exilis* Grozd. et Leb.

В Северо-Западном Каратау небольшой выход визейских известняков известен южнее Карамурунской брахисинклинали среди кайнозойских отложений.

В Юго-Восточном Каратау визейские отложения распространены меньше, чем турнейские, на которых они лежат согласно. В Сасыкской синклинали, по Е. П. Успенскому, среди нижневизейских отложений преобладают песчаники, туфопесчаники, туфоаргиллиты в нижней части и известняки в верхней. Породы темно-серые и зеленоватые, тонкослоистые, в них много органического детритуса. Общая мощность достигает 300 *м*. Из них М. И. Щербакова определила: *Dictyoclostus pinguis* M.W., *D. crawfordswillensis* Well., *Chonetes ischimica* Nal., *Spirifer grimesi* Hall, *Brachythyris suborbicularis* (Hall); среди фораминифер присутствует *Archaediscus spirillinoides* Raus.

В Байджансайском районе, в верховьях р. Алмалы, визейские отложения, по Е. П. Успенскому, представлены конгломератами с галькой известняков, полимиктовых песчаников, кремнистых сланцев. Юго-восточнее, в Кашкаратинской синклинали, в среднем течении р. Ортасунги (правый приток р. Кашкарата), по данным О. И. Богуш и О. В. Юферева (1962), низы нижневизейских отложений сложены черными окремненными плитчатыми и чередующимися белыми криноидными, темно-серыми пелитоморфными и криноидно-брахиоподовыми известняками. Из прослоев желтовато-бурых среднезернистых песчаников и песчанистых известняков-ракушечников с мелкими брахиоподами определены брахиоподы: *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Buxtonia* ex gr. *scabricula* (Mart.), *Linoproductus tenuistriatus* (Vern.), *Spirifer grimesi* Hall, *Brachythyris* cf. *atbasarica* (Nal.); фораминиферы — *Ammodiscus planus* (Möller), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Plectogyra* cf. *prisca* (Raus. et Reitl.). В верхней части развиты желто-бурые грубозернистые известковистые песчаники с прослоями серых и черных, иногда окремненных известняков и темно-серые известковистые аргиллиты, переполненные брахиоподами: *Brachythyris atbasarica* (Nal.), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Productus* cf. *corrugato-hemisphaericus* Wangh., *Overtonia* ex fr. *borodencovensis* (Tolm.), *Athyris lamellosa* (L'Ev.), *Reticularia* cf. *pseudolineata* Hall. Общая мощность около 150 *м*.

Средневизейские отложения в этом же разрезе начинаются черными и светло-серыми песчанистыми известняками, песчанистыми ракушечниками с примесью гравийного материала, с прослоями желто-бурых грубозернистых песчаников (32 *м*). Здесь найдены: *Forschia mikhailovi* Dain., *Plectogyra lenociniosa* (Schlyk.), *P. prisca* (Raus. et Reitl.), *P. bradyi* (Mikh.), *Eostaffella prisca* Raus., *Mediocris cupellaeformis* (Gan.), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.) и *Brachythyris suborbicularis* Hall. Среднюю часть разреза образуют желто-бурые, серо-зеленые и светло-серые, преимущественно грубозернистые толстослоистые массивные песчаники с горизонтами валунных (валуны до 0,6 *м*) конгломератов с гальками разнообразных известняков, реже песчаников и сланцев. Мощность слоев конгломератов до 6, а всей пачки 316 *м*. В песчаниках фораминиферы: *Plectogyra* ex gr. *bradyi* (Milh.), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.). В верхней части разреза вновь преобладают известняки, светло-серые, брахиоподо-гастроподовые, песчанистые, с прослоями розовых аргиллитов и красно-бурых мергелей, с мощным (24 *м*) слоем средне-крупногалечных конгломератов с вишнево-красным глинисто-песчанистым цементом. Общая мощность среднего визе 450 *м*. В верхах обнаружены: *Earlandia minor* (Raus.), *E. moderata* (Malakh.), *E.* cf. *aljutovica* (Reitl.), *Archaesphera crassa* Lip., *Forschia parvula* Raus., *Plectogyra infrequentis* (Schlyk.), *P.* ex gr. *similis* (Raus. et Reitl.), *P. prisca* (Raus. et Reitl.), *P.* cf. *kirgisina* (Raus.), *P. bradyi* (Mikh.), *Mediocris cupellaeformis* (Gan.), *Eostafella* cf. *parastruvei* Raus., *E. prisca* Raus., *Archaediscus krestovnikovi* Raus., *Striatifera* aff. *striata* (Fesch.).

Богуш и О. В. Юферев считают, что приведенный разрез соответствует в отрогах Таласского Алатау, ительгиуинскому и аксуйскому горизонтам с *Gigantoproductus sarsimbaii* (Serg.), *Dictyoclostus dikarevae* (Serg.).

К верхневизейскому подъярусу в Кашкаратинской синклинали в разрезе по р. Ортасунги О. И. Богуш и О. В. Юферев относят мощную (880 *м*) толщу конгломератов, толстослоистых и массивных, преимущественно средне- и крупногалечных. Галька большей частью хо-

рошо окатана, встречается и плоская, представлена розовыми известняками, кварцитами, песчаниками, зелеными хлоритовыми сланцами. Цемент конгломератов глинисто-песчаный, вишнево-красный, известковистый. Фауны в конгломератах не собрано, возраст определяется по положению под слоями *Eostaffella angusta* Kir.

В **Отрогах Таласского Алатау** визейские отложения разделены на подъярусы. Нижневизейский подъярус соответствует зоне Dictyoclostus deruptus и Spirifer plenus и объединяет ирисуйский, кшикаиндинский и кибрайский горизонты хорошо охарактеризованные разнообразной фауной.

Ирисуйский горизонт

Установлен в верховьях р. Ирису в Таласском Алатау. Он трансгрессивно залегает на саргардонском горизонте, а местами и на нижележащих породах, что указывает на размыв и перерыв в осадконакоплении. О. И. Сергунькова отмечает также значительные тектонические осложнения между ирисуйским и саргардонским горизонтами, связанные с надвигами. Базальные конгломераты состоят из хорошо окатанных валунов саргардонских известняков диаметром до 20 *см*, содержащих *Dictyoclostus burlingtonensis* и сцементированы криноидными известняками. Выше лежат пахучие темно-серые доломитизированные известняки с желваками кремней, сменяющиеся глинистыми темно-серыми шламодетритусовыми известняками, также с кремнистыми включениями. В известняках многочисленные ругозы: *Caninia spumosa* Gorsky, криноидеи, брахиоподы — *Schizophoria swallovi* Hall, *Athyris sublamellosa* Hall; фораминиферы — *Earlandia vulgaris minor* Raus., *Glomospira duplex* Cuschm. et Joll., *Tetrataxis* ex gr. *conica* Ehrenb.; в глинистых известняках — мшанки — *Batostomellidae* в более чистых — Fenestellidae. Мощность разреза в стратотипе до 250 *м*. Ирисуйский горизонт является несомненным аналогом казанбузарской пачки Каратау, но отличается меньшим количеством терригенного материала. Комплексы фаун сходны, и обе толщи согласно перекрыты мшанковыми известняками кшикаиндинского горизонта.

Кшикаиндинский горизонт

Выделен в верхнем течении р. Кшикаинды, левого притока р. Джабаглы, где согласно лежит на ирисуйском и представлен темно-серыми тонкослоистыми, местами рассланцеванными мшанковыми детритусовыми известняками, сильно окварцованными. В фауне преобладают мшанки: *Fistulipora tabulosa* Nikif., *Batostomella multipora* Nikif., *Tabulipora silbilica* Nikif., *Petalotrypa kossmati* Nikif., *Fenestella compressa* Ulr., *F. compressa* Ulr. var. *kaindiensis* Nikif., *F. rudis* Ulr., *F. rudis* Ulr. var. *talasskyensis* Nikif., *F. daubabensis* Nikif., *F. multispinosa* Ulr., *F. serratula* Ulr. var. *asiatica* Nikif., *F. irsuensis* Nikif., *Reteporina turkestanica* Nikif., *Polipora kiniensis* Nekh. var. *kaindiensis* Nikif., *P. sibirica* San., *Nematopora* (?) *turkestanica* Nikif., *Sulcoretepora dichotoma* Nikif., var. *longacella* Nikif. Встречаются криноидеи, ругозы, брахиоподы: *Productus karakulicus* Nal., *Spirifer carinatus* Rosley, *S. latior* Well., *Athyris sublamellosa* Hall; трилобиты — *Phillipsia eichwaldti* Fisch., *Ph. kirgisica* Web., *Ph. rectawiensis* Jaroz. и фораминиферы *Tetrtaxis angusta* Viss. Мощность отложений до 150 *м*. Мшанки Таласского Алатау и Каратау монографически обработаны А. И. Никифоровой (1948, 1950) и указывают на полное соответствие кшикаиндинского горизонта и мшанковой пачки Центрального Каратау.

Кибрайский горизонт

Выделен в Таласском Алатау на правом берегу р. Аксу, восточнее истоков р. Машат и с. Кибрай, где залегает согласно на кшикаиндинском горизонте. Его образуют серые тонкослоистые детритусовые мшанково-криноидные известняки с кремнистыми стяжениями, перекрытые кремнисто-известняковыми спонголитами с детритусом мшанок и криноидей (мощностью 17 *м*). Общая мощность до 150 *м*. Фауна представлена зональными видами брахиопод: *Spirifer plenus* Hall и *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), а также *Orthotetes keokuk* Hall, *Dictyoclostus crawfordswillensis* Well., *Spirifer grimesi* Hall, *Athyris sublamellosa* Hall, мшанками. Характерно появление кораллов: *Lithostrotion caespitosum* Mart., *L. junceum* Flm.; фораминифер — *Endothyra globulus* Eichw., *E. similis* Raus. et Reitl. и рода *Eostaffella*. Горизонт распространен в бассейне р. Пскем. В Центральном Каратау ему, по-видимому, соответствуют известняки с *Lithostrotion*, согласно перекрывающие мшанковую пачку.

Среднее визе представлено ительгиуинским горизонтом зоны Gigantoproductus sarsimbaii. Он согласно лежит на кибрайском горизонте и в западной части Таласского Алатау представлен афанитовыми комковатыми светло-серыми известняками со шламом и детритусом мощностью 220 *м*. В нижней половине горизонта редкие остатки фауны представлены: брахиоподами: *Rhipidomella michelini* L'Ev., *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg.; кораллами — *Diphyphyllum* ex. gr. *kirgisense* Soshk. Выше фауна богаче. Кораллы — *Lithostrotion caespitosum* Mart., *Diphyphyllum kirgisense* Gorsk., *Juanophyllum kansuense* Ju, *Aracholasma cylindricum* var. *multiseptatum* Ju и *Syringopora* sp. Они образуют рифы; многочисленны — *Gigantoproductus sarsimbaii* Seg., более редки *Dictyoclostus irsuensis* (Serg.).

Средневизейский возраст горизонта определяется нескладчатыми *Gigantoproductus* и появлением в комплексе фораминифер *Parastafella (Pseudoendothyra)*. Светло-серые известняки с *Gigantoproductus sarsimbaii* — представителями рода *Eostafella* установлены в ряде участков Каратау.

В верхнем подъярусе О. И. Сергунькова выделила три фаунистические зоны: 1) Dictyoclostus dikarevae, 2) Gigantoproductus giganteus, 3) Striatifera striata, Str. striata var. angusta, которым соответствуют аксуйский, машатский и кельтемашатский горизонты.

Аксуйский горизонт

Стратотип данного горизонта находится в верховьях р. Аксу. Горизонт сложен серо-желтыми, розовыми, оливковыми и черными тонкослоистыми алевритисто-глинистыми доломитизированными известняками, а также доломитизированными мергелями. Он лежит согласно на ительгиуинском, известняковый разрез продолжается непрерывно. Фауна обильна и разнообразна: руководящими формами являются — *Dictyoclostus dikarevae* (Serg.), *Spirifer mashatensis* Serg., *Striatifera striata* Fisch. var. *prima* Serg. и гигантопродуктусы; из фораминифер — *Archaediscus karreri* Brady, *A. krestovnikovi* Raus. *A. moelleri* Raus., *Asteroarchaediscus rugosus* Raus., *Eostaffella prisca* Raus.

Отличительным признаком горизонта по мнению О. И. Сергуньковой является многочисленность *Dictyoclostus irsuensis*, появление первых *Striatifera* и массовое нахождение *Archaediscus*. Горизонт распространен также в бассейнах рек Псем и Угам. Мощность горизонта 110—200 *м*.

Машатский горизонт

Машатский горизонт отвечает зоне Gigantoproductus giganteus. Выделен на правом берегу р. Машат, где представлен серыми, розовато-серыми массивными и слоистыми известняками, чередующимися в средней части разреза с темно-серыми. Мощность известняков до 250 *м*. Они содержат обильные брахиоподы: *Gigantoproductus giganteus* (Mart.), *G. rectestrius* (Grob.), *G. edelburgensis* (Phill.), *Striatifera striata* (Fisch.), *Athyris expansa* Phill.; встречаются кораллы *Lithostrotion portlocki* E. et H., характерны фораминиферы *Parastafella, Eostafella* и *Archaediscus*. Отложения горизонта установлены в бассейнах рек Пскем и Угам.

Кельтемашатский горизонт

Кельтемашатский горизонт соответствует зоне Striatifera striata — Striatifera striata var. angusta. Выделен на водоразделе рек Арысь — Кельтемашат, где представлен чередованием светло- и розовато-серых тонкослоистых афанитовых с детритусом, алеврито-глинистых, обломочно-детритусовых и обломочно-оолитовых известняков с большим количеством *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *G. protvensis* Sar., *Striatifera striata* (Fisch.), *S. striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., характерными видами *Goniatites* и фораминиферами из группы *Asteroarchaediscus baschkiricus* Kr. et Theod. Мощность известняков до 300 *м*.

В хр. Казыкурт, по Ю. А. Столярову (1967 г.), верхневизейский подъярус представлен толщей известняков мощностью около 2200 *м*. В ней выделено 25 пачек известняков различной мощности, розовато-серых, светло-серых, серых, темно-серых, большей частью мелко- и крупнокристаллических. В нижней половине толщи на уровне 370—435 *м* встречены: брахиоподы — *Striatifera striata* var. *angusta* Jan., *Dictyoclostus* sp. (cf. *pinguis* M.-W.) и на уровне 492—597 *м Striatifera striata* (Fisch.), *S.* cf. *striata* var. *explanata* Jam., *Echinoconchus elegans* M'Coy. Верхняя половина толщи значительно богаче фауной. На уровне 1139—1166 *м* темно- и красновато-серые известняки содержат *Chonetes papillionacea* (M.-W.), *Avonia joungiana* (Dav.), *Echinoconchus punctatus* Mart., *Striatifera striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Marginifera praecursor* (M.-W.), *Spiriferlaminosa* Kon. На уровне 1383—1438 *м* в серых тонкоплитчатых известняках найдены *Thomasella* cf. *atrijpoides* Rot., *Marginifera schartimiensis* Jam., *Spirifer* cf. *gorskii* Einor; выше, на уровне 1571—1681 *м* — *Linoproductus* cf. *tenustriatus* (Vern.), *L.* ex gr. *corrugatus* M'Coy, *Gigantoproductus* cf. *edelburgensis* (Phill), *Productus productus* Mart. и др. Над ними в серо-красных массивных известняках обнаружены *Gigantoproductus* cf. *edelburgensis* (Phill.), *Antiquatonia* sp., *Avonia* sp. На уровне 1735—1780 *м* в серых массивных известняках опять появляется *Striatifera striata* var. *angusta* Jam., *S. striata* var. *lata* Jam., *S. striata* var. *globusus* Serg., *Gigantoproductus latissimus* (Sow.), *G.* cf. *irregularis* Jan., *Productus concinnus* Sow. На уровне 1780—1883 *м* в красновато-серых известняках собраны *Productus* aff. *benskianus* Sar., *Schizophoria* sp., *Athyris* sp. Выше лежит еще 350 *м* известняков.

Судя по литологическим особенностям нижние 370 *м* известняков сходны с породами аксуйского и машатского горизонтов. Выше появляется *Striatifera striata* var. *angusta* — руководящая форма кельтемашатского горизонта. Мощность его в данном разрезе более 1500 *м*.

В отрогах Угамского хребта, в северо-восточной части хр. Каржантау, в бассейнах рек Угам и Пскем кельтемашатский горизонт пред-

ставлен серыми массивными и слоистыми известняками с типичной фауной.

Аркутсайская свита. Н. П. Васильковский (1952) предполагает, что к верхам визе относятся порфириты Аркутсая, прорывающие известняки нижнего карбона западнее с. Хумсан и образующие пачку эффузивов (175 *м*). Ее низы сложены зеленовато-серыми пироксеновыми порфиритами, а верхняя часть — темно-серыми плагиоклазовыми, реже роговообманковыми и биотитовыми порфиритами с прослоями туфогенных песчаников.

В горах Каржантау кельтемашатский горизонт представлен низами свиты Уя (горизонт «а»), выделенной Н. П. Васильковским (1952) в долине р. Уя, где она тектонически контактирует с визейскими известняками. На аркутсайской свите порфиритов свита уя лежит трансгрессивно. Восточнее, по р. Угам, она перекрывает явно несогласно визейские известняки, а севернее, по р. Донгузтараксай — согласно известняки с *Striatifera striata*. Низы свиты уя (горизонт «а») слагают зеленовато-серые туфогенные песчаники с прослоями и линзами конгломератов из окатанной гальки порфиритов аркутсайской свиты, реже известняков и фельзитовых порфиров. В верхней части горизонта «а» имеются прослои туфов и линзы темно-серых известняков с фауной: *Striatifera striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *S. striata* (Fisch.), *S. magna* Jan., *Productus kokdscharensis* Grob., *P. pugilis* Phill. cf. *carbonaris* Kon., *Dielasma hastatum* Sow., *Martinia triquetra* Genim. var. *pentagona* Gröb.

Намюрский ярус

В Центральном Каратау к намюру следует относить слои с *Eostafella angusta* Kir. О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962) описали их как низы башкирского яруса.

Выше верхневизейских известняков в Центральном Каратау согласно залегают известняки, переслаивающиеся в турланском разрезе с фисташково-зелеными и малиново-красными туфогенными песчаниками, аргиллитами и туффитами. В этом разрезе отмечен пласт зеленых порфиритов. В Бересек-Баялдырской синклинали разрез сходен по литологии. Мощность этих отложений в Турланской синклинали, по Л. В. Белякову (1966 г.), 85, по О. И. Богуш и О. В. Юфереву от 100 до 500 *м*. Наибольшие мощности относятся к разрезам по р. Арыстанды.

В разрезах по рекам Турлан и Арыстанды О. И. Богуш и О. В. Юферев встретили брахиоподы: *Gigantoproductus rectestrius* (Grob.), *G. edelburgensis* (Phill.), *G. latissimus* (Sow.), *G. crassus* (Mart.), *Productus* ex gr. *concinnus* Sow., *Striatifera striata* (Fisch.); кораллы — *Lithostroion* aff. *rossicum* Stuck., *Caninia cilindrica* Scoule. Из фораминифер они указывают виды, известные как в визе *Globoendothyra pseudoglobulus* Reitl., *Endothyranopsis sphaericus* (Raus. et Reitl.), так и низах башкирского яруса (или намюрского — в других стратиграфических схемах): *Eostafella acuta* Grozd. et Leb., *E. angusta* Kir., *E. chomatifera* Kir., *E. acutiformis* Kir., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.).

В западной части Центрального Каратау небольшой выход тех же отложений известен в ядре Джартансайской синклинали, где они представлены маломощным (10—20 *м*) пластом серых массивных известняков. О. В. Юферев нашел в них фораминиферы — *Eostafella chomatifera* Kir. и *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.).

В Юго-Восточном Каратау по общепринятой стратиграфической схеме к намюру относятся конгломераты с прослоями известняков (мощность 630 *м*) по р. Ортасунги, содержащие, по данным А. И. Богуш и О. В. Юферева, фораминиферы: *Eostafella subvasta* Gam., *E. exilis* Grozd. et Leb., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. acutiformis* Kir.; брахиоподы — *Productus* cf. *ferganicus* Bolch., *Striatifera* aff. *Striata* (Fisch.). Эти авторы параллелизуют толщу со слоями с *Eostafella angusta* Kir. башкирского яруса среднего карбона.

Выше согласно залегает толща (около 1145 *м*) бурокрасных тонко- и среднеслоистых известковистых аргиллитов, красно-бурых известково-глинистых песчаников, зеленых песчаников из обломков хлоритовых сланцев и редких прослоев серых и светло-серых пелитоморфных известняков с банками брахиопод. В них найдены фораминиферы: *Eostafella protvae* Raus., *E. paraprotvae* Raus., *E. postmosquensis* Kir., *Pseudostafella antiqua* (Dutk.), *P. korobezkikh* Raus. et Saf., *P. composita* Grozd. et Leb., *Ozawainella aurora* Grozd. et Leb., *O. paratingi* Mamuk., *Productus* cf. *kilbridensis* M. Wood. О. И. Богуш и О. В. Юферев относят толщу к слоям с *Pseudostafella antiqua* (Dutk.) башкирского яруса. По общепринятой схеме первые три формы отвечают намюру; *Pseudostafella antiqua* является руководящей для башкирского яруса. Граница нижнего и среднего карбона, очевидно, проходит внутри толщи и разрез карбона Юго-Восточного Каратау заканчивается отложениями башкирского яруса.

В отрогах Таласского Алатау намюрский ярус начинается с нижнего подъяруса — *койкебильтауского горизонта*, который выделен в местную зону Gravenoceras и Gigantoproductus edelburgensis. Горизонт установлен в горах Койкебильтау на междуречьи Арысь и Машат; он согласно лежит на кельтемашатском горизонте. Его низы слагают серые глинистые слоистые известняки с многочисленными *Striatifera magna* Jan. и *Productus concinnus* Sow. Выше чередуются тонкослоистые глинистые и оолитовые известняки с *Chonetes schimiereri* Paeck., *Productus concinnus* Sow., *Linoproductus corrugatus* M'Coy., *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Spirifer intergricosta* Phill. Мощность горизонта здесь до 140, а в бассейнах рек Угам и Пскем до 250 *м*.

В хр. Казыкурт по Ю. А. Столярову (1960 г.) между верхним визе и намюром неясно выражено угловое несогласие, но отмечена резкая смена фаций в основании намюра. В разрезе намюра Караташского поднятия выделено 23 пачки. Он начинается темно-серыми, почти черными сильно известковистыми алевролитами (50 *м*); на них лежат серые среднезернистые известковистые песчаники (11 *м*) и темно-серые, иногда красноватые слоистые известковистые алевролиты и тонкозернистые песчаники (109 *м*). Выше маркирующего пласта черных плотных скрытокристаллических известняков (1 *м*) находятся грубозернистые красно-бурые песчаники (25 *м*) с прослоями мелкозернистых красновато-серых песчаников и темно-серых тонкокристаллических известняков. В вышележащих очень плотных темно-серых скрытокристаллических известняках (35 *м*) содержатся остатки *Marginifera* cf. *longispina* Sow., *Spirifer* ex gr. *bisulcatus* Sow., *Productus* sp. На известняках лежат серые грубозернистые песчаники (14 *м*), а выше начинается переслаивание темно-серых, иногда красновато- и зеленовато-серых мелко- и среднезернистых песчаников и алевролитов с более редкими и тонкими прослоями известняков в интервале 1100—1125 *м*. Общая мощность разреза 1350—1370 *м*. Этот разрез Ю. А. Столяров относит к низам намюрского яруса. Он соответствует койкебильтаускому гори-

зонту, поскольку вышележащие породы у с. Фогелевки охарактеризованы фауной верхнего намюра.

В хр. Каржантау койкебильтаускому горизонту соответствует горизонт «б» свиты уя, состоящей из известковистых и туфогенных песчаников, подчиненных прослоев конгломератов, известняков и темно-зеленых пироксеновых, реже роговообманковых бомбовых порфиритов. В известняках многочисленны брахиоподы, преобладают *Striatifera striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Productus concinnus* Sow., *Marginifera schartimiensis* Jan. характерны гониатиты *Gravenoceras nititoides* Bisat., нижненамюрские фораминиферы. Мощность горизонта 280—290 *м*.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

Сеславинский горизонт отвечает зоне Reticuloceras — Spirifer bisulcatus и лежит согласно на койкебильтаускому; широко распространен в западных отрогах Таласского Алатау. У с. Сеславино в горах Даубаба он сложен темно-серыми слоистыми, частично глинистыми известняками с многочисленными, но однообразными брахиоподами — *Schelwiehella crenistra* Phill., *Linoproductus corrugatus* (M'Coy), *Spirifer bisulcatus* Sow., *Athyris subtillita* Hall. Мощность до 140 *м*. В бассейне р. Угам горизонт, по данным А. С. Питиновой и З. С. Румянцевой (1963 г.), представлен чередующимися светло- и темно-серыми средне- и тонко, реже толстослоистыми микрозернистыми детритусо-сгустковыми и детритусо-комковатыми известняками с кремнистыми включениями и прослоями. Выделены нижняя подзона со Spirifer bisulcatus и Tetractinellidae. По Угаму мощность меняется от 140 до 225 *м*.

В горах Казыкурт около с. Фогелевки, верхи намюра, в неполном разрезе, представлены туфоагломератами и косослоистыми песчаниками, на которых лежат темно-серые или лиловые известняки с *Reticuloceras bilinque* Solt., *Eumophoceras* sp., кораллами: *Litvophyllum dobroljubovae* Vol., *Chaetetes (Boswellia) boswelli* Her. var. *minor* Sok., *Corwenia progressiva* Tschuk. var. *minor* Bik., *C.* (?) *teschikensis* Tschuk.

В хр. Каржантау в свите уя сеславинскому горизонту соответствует горизонт «в», лежащий на размытой поверхности интрузивной пластовой залежи сиенит-порфиров, которая прорвала горизонт «б». В основании горизонта «в», по Н. В. Васильковскому (1960 г.), лежат конгломераты (до 35 *м*) из гальки сиенит-порфиров, а на них зеленовато-серые и красноватые туфогенные песчаники с пластами известняка. Общая мощность горизонта «в» от 107 в долине р. Уя до 300 *м*. В нижней его части найдены *Stenopronorites* (?) sp. и *Pseudohomoceras* sp., а в верхней — *Reticuloceras reticulatum* Phill.; многочисленны кораллы: *Meniscophyllum tenue* Gorsky, *Arachonolasma* aff. *simplex* Jü, *A. complicatum* Gorsky var. *djigirtschensis* Gorsky, *Lithostrotion affinie* Mart., *L. caespitosum* Mart., *L. irregulare* Phill., *Orionastrea* (?) *kordjantauensis* Gorsky, *Kionophyllum* aff. *simplex* Jü, *Histophyllum bogutscholparkense* Gorsky, *Dorlodotus vasilkovskyi* Gorsky.

Средний отдел

Башкирский ярус

Описание башкирского яруса Каратау дали О. И. Богуш и О. В. Юферев (1962). По фораминиферам они выделили слои: а) Eostafella angusta и б) Pseudostafella antiqua. Первые по общепринятой

схеме отнесены к намюрскому ярусу. Вторые лежат на них с постепенным переходом и относятся к низам башкирского яруса.

В Центральном Каратау слои с *Pseudostafella antiqua* мощностью 66 *м* (по М. В. Страчкову) известны только в Турланской синклинали в самой верхней части разреза палеозоя. Они представлены известняками, прослоями глинистых сланцев, кверху сменяющимися песчаниками и конгломератами. В известняках встречены фораминиферы: *Eostafella* cf. *parastruvei* Raus., *Pseudostafella* cf. *antiqua* (Dutk.), *Nearchaediscus postrugosus* (Reitl.), *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.). и др. Этот комплекс О. И. Богуш и О. В. Юферев относят к более высоким слоям башкирского яруса и их аналогом в западных отрогах Таласского Алатау считают верхнюю часть горизонта «г» свиты уя, характеризуемого, по Н. П. Васильковскому (1952), фауной *Brannerоceras cancellatum* Bisat. и *Choristites bisulcatiformis* Semich.

Слоями с *Pseudostafella antiqua* заканчивается палеозой Центрального Каратау. По-видимому, море регрессировало сразу после отложения этих слоев. Судя по широкому распространению средне- и верхнекаменноугольных отложений в Малом Каратау, состоящих из обломков нижне- и среднекаменноугольных карбонатных пород, Большой Каратау со среднекаменноугольного времени превратился в размываемую сушу.

В отрогах Таласского Алатау башкирский ярус делится на нижний и верхний подъярусы, которые М. Н. Соловьева (1963) предложила называть (соответственно) бедакским и каравшинским горизонтами. Бедакский горизонт отвечает зоне Braneroceras, Choristites bisulcatiformis, Pseudostafella antiqua.

Отложения нижнебашкирского подъяруса распространены на незначительной площади в бассейне р. Угам, где их изучила А. С. Питинова (Стратиграфия УзбССР, 1965). По Наувалисаю они представлены сурхатской свитой серых слоистых детритусовых и детритусо-сгустковых известняков с прослоями водорослевых и неравномернозернистых с многочисленными конкрециями и линзовидными прослоями кремней. В основании лежат известняковые конгломераты (15 *м*). Фауна разнообразна и многочисленна; встречены типичные *Choristites bisulcatiformis* Semich. и *C. andygensis* Semich. и фораминиферы. Мощность свиты 110 *м*. Выше лежит яхакская свита светло-серых слоистых органогенно-сгустковых известняков (230 *м*), содержащая типичные нижнебашкирские фораминиферы: *Eostafella protvae* Raus., *E. postmosquensis* var. *acutiformis* var. Kip., *E. acuta* Grozd. et Leb., *Pseudostafella antiqua* var. *grandis* Schlyk.

По-видимому, к этому же горизонту относятся отложения, распространенные в хр. Казыкурт около с. Фогелевки на площади 5—6 *км*^{2}. По Ю. А. Столярову (1967 г.), они представлены красноватыми темно-серыми и лиловыми массивными известняками, на которых лежат сероватые темно-красные крупнозернистые туфопесчаники, сменяющиеся массивными темно-красными известняками. Верхи разреза слагают темно-серые с лиловым оттенком гравелиты и грубозернистые песчаники с прослоями конгломератов, переходящие выше в мелкозернистые песчаники. Общая мощность до 400 *м*. Среди фораминифер обнаружены: *Pseudostafella antiqua* (Dutk.), *Ammodiscus multivolutus* Reitl., и *Bradyina* ex gr. *cribrostomata* Raus.

В хр. Каржантау, по данным Н. П. Васильковского (1952, 1960 г.) к башкирскому ярусу, к зоне Brannerocerаs относится горизонт «г» свиты уя, представленный песчаниками и прослоями известняков, содержащих обильные остатки *Choristites bisulcatiformis* и многих других брахиопод; отмечены гониатиты: *Ammodiscus Antracoceras* aff. *vander-*

beckii Ludv., *Brannerococeras* cf. *marianum* (Vern.), *B. cancellatum* (Bisat.); фораминиферы — *Eostafella umblicata* Kir., *E. varvariensis* Brazhn., *E. postmosquensis* Kir., *E. pseudostruvei* var. *chomatifera* Kir., *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl.

Выше в бассейне р. Уя вулканиты горизонта «д» (100—150 *м*) — темно-сиреневые плотные трахиты, серые и темно-сиреневые плагиоклазовые порфириты со стекловатым базисом, а еще выше, по М. М. Посоховой и П. Н. Подкопаеву, — маломощные известковистые песчаники. Горизонт «д» заканчивает разрез свиты уя. Фауна в нем не найдена. Н. П. Васильковский считает, что он также относится к башкирскому ярусу.

В хр. Каржантау выше находится минбулакская эффузивная свита, выделенная Н. П. Васильковским около горы Минбулак. На северо-западном склоне хр. Каржантау она лежит со скрытым несогласием на свите уя. Свита широко распространена южнее, в Узбекской ССР. В ее основании лежат темно-бурые конгломераты с хорошо окатанной галькой аркутсайских порфиритов, известняков и пласты песчаников. Конгломераты (250—500 *м*), протягиваясь в долину р. Угам, постепенно полностью срезают свиту уя. Выше находятся сиреневые и красно-бурые фельзитовые порфиры (42 *м*), затем конгломераты с галькой порфиритов (41,5 *м*), темно-серые, иногда темно-фиолетовые диабазовые порфириты и туфобрекчии (74 *м*), красно-бурые флюидальные фельзитовые порфиры, выше сиреневые и серые, местами пузыристые, с горизонтами кислых туфолав и агломератовых лав (500 *м*). Фауны свита не содержит. И. П. Кушнарев и А. Б. Каждан (1958) считают, что мынбулакская свита замещает верхние горизонты свиты уя по простиранию в южном направлении, одновозрастна с нею и нет оснований для выделения двух самостоятельных свит. Н. П. Васильковский (1959) не исключает одновозрастности свит, но не объединяет их, так как они весьма различны по составу и условиям образования.

Акчинская свита, выделенная в Кураминском хребте в бассейне р. Акча, широко распространена в Узбекской ССР, где залегает несогласно на разновозрастных отложениях. Свита содержит остатки среднекаменноугольной флоры — *Calamites* ex gr. *carinatus* Sternb. и др. В Казахстане свита занимает небольшие участки на водоразделах хр. Каржантау, здесь ее взаимоотношения с подстилающими отложениями не ясны. На южном склоне хребта свита состоит, по Н. П. Васильковскому (1960 г.), из плагиоклазовых порфиритов, дацитовых, фельзитовых и липаритовых порфиров, прослоев туффитов и туфов. Общая мощность до 1100 *м*.

Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы

В хр. Каржантау к толще, переходной от карбона к перми, относится оясайская свита кислых эффузивов, выделенная Н. П. Васильковским (1941) в бассейнах рек Альчебай и Оясай. Она сложена кварцевыми, сферолитовыми, фельзитовыми порфирами, липаритовыми туфами и туфолавами (игнимбритами), лавобрекчиями сиреневого, оранжевого, розового, коричневато-красного цвета и залегает на размытой поверхности каменноугольных отложений и постакчинских гранитоидов. В Каржантау ее обычно образуют три пачки. Нижняя (30—100 *м*) состоит из красноцветных средне- и мелкогалечных конгломератов с хорошо окатанной галькой андезитовых порфиритов. На ней лежат сиреневые и коричневые кристалло-, реже литокластические туфы кварце-

вых порфиров (около 200 *м*) и венчающие разрез сиреневые кварцевые и фельзитовые порфиры и их туфы мощностью более 700 *м*.

Лучший разрез оясайской свиты мощностью около 1500 *м* описал Н. П. Васильковский (1960 г.) по р. Оясай. Нижняя подсвита состоит из почти черных липаритовых порфиров (60 *м*) и розовых, серых и сиреневых фельзитовых, липаритовых и дацитовых порфиров с прослоями их туфов (650 *м*). На размытой поверхности залегает верхняя подсвита — туфопесчаники, иногда конгломераты с отпечатками растений плохой сохранности и чередующиеся розовые и сиреневые фельзитовые и липаритовые порфиры, бурые, темно-серые, зеленоватые туфы, туффиты и туфобрекчии и розовые, зеленоватые и сиреневые аркозовые песчаники. Лавы преобладают над туфами, а терригенные породы играют небольшую роль. Разрезы свиты в более южных районах, где присутствуют андезитовые порфириты и их туфы, достигают мощности до 2500 *м*.

По стратиграфическому положению между верхнекаменноугольными и нижнепермскими отложениями оясайскую свиту относили к верхнекаменноугольной эпохе (Васильковский, 1952; Кушнарев, Каждан, 1958; Миклухо-Маклай, 1963; Салов, 1964 и др.). Однако Н. П. Васильковский (1956) установил в Чаткальском хр. налегание оясайской свиты на отложения верхнего карбона нижней перми с фауной швагерин. Более вероятен ее позднекаменноугольный — раннепермский возраст, что доказывается находкой в верхней части разреза по р. Оясаю пермской флоры *Dicranophyllum* ex gr. *gallicum* Grand'Eury (Садыков и др., 1966).

ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА, МАЛЫЙ КАРАТАУ, КИРГИЗСКИЙ ХРЕБЕТ

Каменноугольные отложения (все отделы) широко распространены в Чуйской впадине, на склонах Малого Каратау и Киргизского хребта. Общая мощность достигает 4000—5000 *м*. Стратиграфия ранее всего была изучена в Малом Каратау, где уже в 1935 г. В. Н. Вебер дал расчленение на ярусы.

Наиболее полно стратиграфию и вещественный состав нижнекарбоновых отложений Малого Каратау изучали Г. А. Ярмак и другие (1953—1967 гг.) при систематических геологосъемочных исследованиях. Отложения турне, визе и намюра прослежены ими вдоль северо-восточного склона хребта. Карбоновые осадки Чуйской впадины были изучены в последние годы. Большой фактический материал по их стратиграфии и литологии получен после 1961 г. в результате бурения глубоких скважин на нефть и газ и поисково-разведочного бурения на уголь в северо-восточной части впадины.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона в Чуйской впадине залегают на различных толщах нижнего палеозоя и докембрия (вскрыты буровыми скважинами). В хребтах, обрамляющих впадину (Каратау, Киргизский, Кендыктас и Восточная Бетпак-Дала) они обнажены и представлены преимущественно мелководными морскими, прибрежными и лагунными фациями. В низах турнейской и визейской толщ отмечаются аллювиально-дельтовые фации. На большей части территории начало каменноугольного периода ознаменовалось широкой морской трансгрессией с северо-запада, достигшей максимального развития в визейском веке. Осадки нижнего карбона представлены мощными слоями известняков, переслоенными аргиллитами, алевролитами, реже песчаниками,

гипсами и ангидритами. Известняки, как правило, содержат обильные остатки фауны турне, визе и намюра. Общая мощность нижнекарбоновых отложений колеблется от 400 до 2000 *м* в зависимости от полноты разрезов (рис. 28, 29).

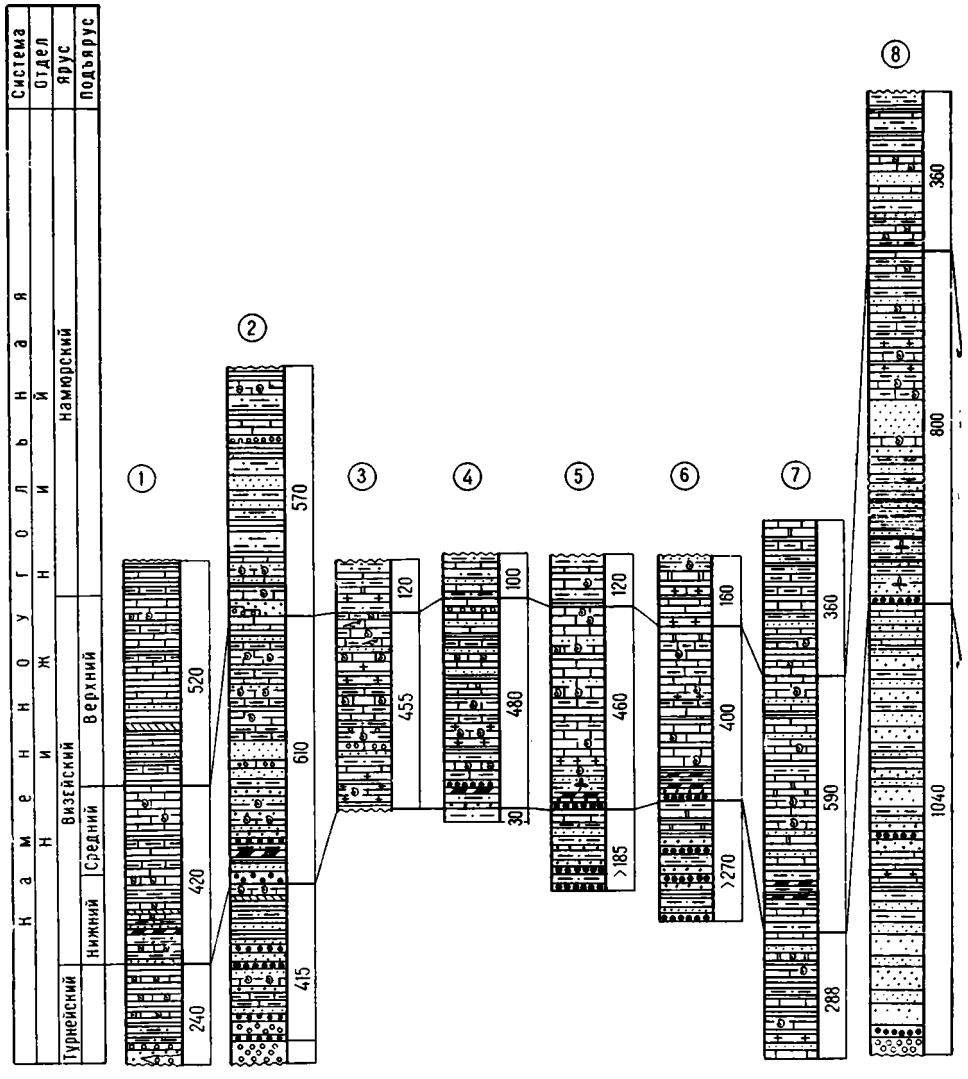


Рис. 28. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений Чуйской впадины, положение разрезов, охарактеризован

1 — конгломераты*; *2* — гравелиты и крупнозернистые песчаники**; *3* — среднезернистые песчаники; *9* — песчанистые известняки; *10* — глинистые известняки и мергели; *11* — известняки; *12* — доломиты; *17* — углефицированный

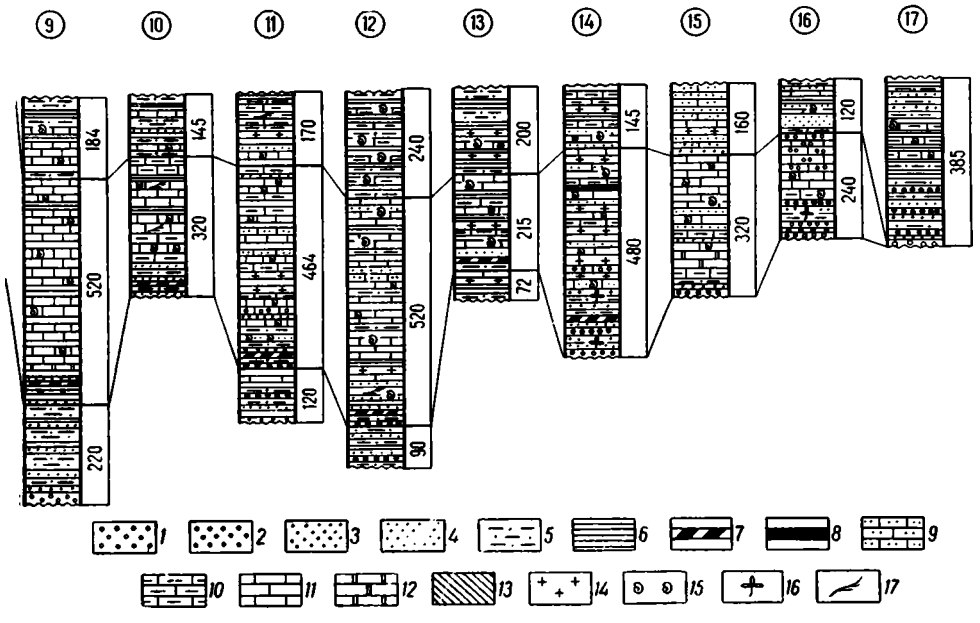
Турнейский ярус

Наиболее широко представлен в Чуйской впадине, где подсечен многочисленными скважинами на погребенных антиклиналях. Повсеместно он резко несогласно перекрывает каледонский фундамент и

* Конгломераты — на колонках кружочки не залиты.
** Кружочки залиты.

представлен красноцветными и пестроцветными алевролитами и аргиллитами, разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми и полимиктовыми песчаниками и гравелитами, тяготеющими к низам разреза. Среди аргиллитов верхней половины толщи встречаются пласты розовато-серых и серых известняков, мергелей и доломитов. Пестроцветность обусловлена чередованием красно-бурых, серовато-зеленых и светло-зеленых разностей; иногда окраска пятнистая, мозаичная.

По геофизическим исследованиям и буровым скважинам установлено, что мощности турнейских отложений находятся в прямой зависимости от рельефа фундамента: в прогибах они повышенные (Чуйский, Каракольский, Сузакский, Байкадамский, Коскудукский, Северо-Моюнкумский, Южно-Моюнкумский прогибы); на поднятиях и валах — сокращены в 2—3 раза (Тастинское, Итыкейское, Ожирайтюбинское, Таласское, Сарыкемпирское, Коскудук-Норбайское, Моюнкумское), вплоть до полного выклинивания на отдельных антиклиналях (Акколь, Тогускен). В сокращенных разрезах преобладают тонкоотмученные разности. Смена гранулометрического состава турнейских осадков прослежена по вертикали и латерали. На западе и северо-западе Чуйской впадины, в Сузакском и Чуйском прогибах и на Тастинском поднятии, резко преобладают алевролиты и аргиллиты, переслоенные мергелями, известняками, доломитами, реже мелкозернистыми песчаниками и гип-



Малого Каратау и Киргизского хребта (по В. И. Власову, А. Б. Ли). Географическое
ных колонками показано на рис. 29.

4 — песчаники мелкозернистые; *5* — алевролиты; *6* — аргиллиты; *7* — углистые породы; *8* — угли; *13* — кремнистые породы; *14* — гипсы и ангидриты; *15* — остатки фауны; *16* — остатки флоры; растительный детрит

сами. К востоку и юго-востоку увеличивается содержание разнозернистых песчаников, появляются гравелиты, а в Каракольском прогибе и на Кумырлинской антиклинальной структуре разнозернистые песчаники и гравелиты уже господствуют над другими литологическими разностями. Общая мощность турне в Чуйской впадине меняется от 0 до 250 на поднятиях и до 750—1000 *м* в прогибах. Из нижних частей турне

Чуйского прогиба Н. В. Литвинович определила нижнетурнейские: *Ambocoelia unionensis* Well., *Reticularia cooperensis* Sw., *Chonetes ornata* Shum., *Chonetes* aff. *setigera* Hall, *Mesoplica arcuata* (Hall), *Ovalia* cf. *laevicosta* (White), *Dictyoclostus fernglenensis* (Well.), *Syringothyris* cf. *hannibalensis* (Swallow), *Rhipidomella tenuicostata* Well., *Spirifer kasak* Nal.; в верхней половине — верхнетурнейские *Spirifer baiani* Nal. и др.

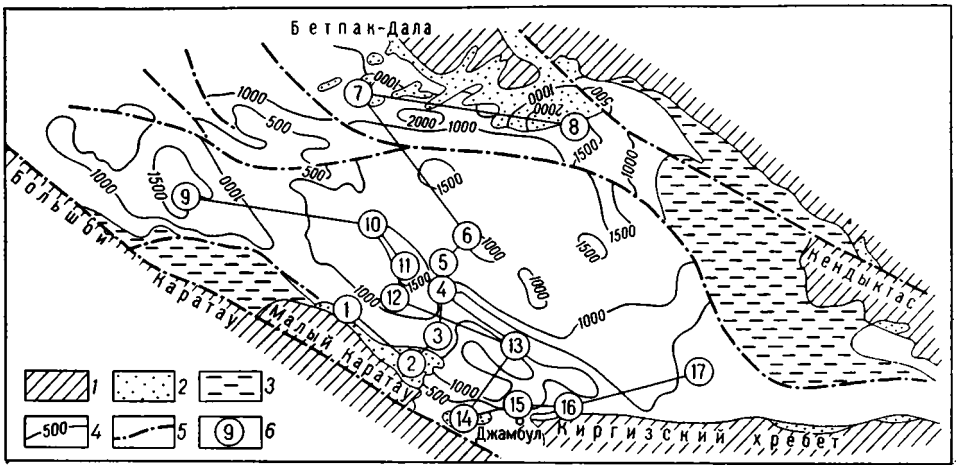


Рис. 29. Схематическая карта распространения нижнекаменноугольных отложений в Чуйской впадине и ее горных обрамлениях (составили В. И. Власов, А. Б. Ли, 1968)

1 — допалеозойские и нижнепалеозойские отложения; *2* — выходы на дневную поверхность нижнекаменноугольных отложений; *3* — площади, где нижнекаменноугольные отложения отсутствуют; *4* — линии изомощностей нижнекаменноугольных отложений; *5* — тектонические разломы; *6* — местоположения стратиграфических разрезов

Цифры на карте: *1* — северо-западная часть Малого Каратау, *2* — восточная часть Малого Каратау; антиклинальные погребенные структуры; *3*—Аккульская, *4*—Елимесская, *5* — Кызылжарская, *6* — Кумырлинская и Кожекудукская, *7* — Чуйский прогиб, *8* — Каракольский прогиб, *9* — Сузакский прогиб, *10* — Тогускенская, *11* — Ушаральская, *12* — Алимбетская, *13* — Таласская, *14* — горы Улькунбурул, *15* — горы Кишибурул, *16* — северо-западная часть Киргизского хребта, *17*—Курагатинский вал

В Малом Каратау турнейские отложения обнажены в полосе шириной до 1 *км* на северо-восточных отрогах хребта и погружаются к северо-востоку под осадки Чуйской впадины. Они залегают с резким угловым несогласием на разных горизонтах нижнего палеозоя. В основании прослежены разногалечные конгломераты, переслоенные полимиктовыми и аркозовыми песчаниками и гравелитами. Выше лежат красноцветные алевролиты и аргиллиты, заключающие пласты песчаников, реже пелитоморфных и органогенных известняков. В верхах разреза иногда отмечаются линзы кремнистых пород. Литологический состав отложений заметно меняется по простиранию; на северо-западе песчаники и конгломераты имеют подчиненное значение, в центральной и юго-восточной частях они преобладают. Соответственно меняются мощности от 200—250 на северо-западе до 450 *м* на юго-востоке.

На юго-востоке Малого Каратау (от р. Коктал до г. Каратау) в основании турне залегают красновато-коричневые разногалечные конгломераты, выше постепенно переходящие в разнозернистые аркозовые песчаники и гравелиты с галькой кварца и известняков. Мощность до 120 *м*. В конгломератах преобладают плохоокатанные обломки нижнепалеозойских известняков, гранитоидов, доломитов, кремнистых и пес-

чано-глинистых сланцев; цемент аркозовый, песчаный. Выше следуют розоватые мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники, с горизонтами серых пелитоморфных и органогенных известняков, гравелитов, известняковых и полимиктовых песчаников (120 *м*). Разрез венчают буровато-коричневые алевролиты и аргиллиты с пластами разнозернистых песчаников, серых пелитоморфных и органогенных известняков, реже кремнистых пород. Мощность 120—140 *м*. В алевролитах и аргиллитах — большое количество карбонатных конкреций и стяжений. Среди остатков фауны О. Н. Насиканова определила *Mesoplica arcuata* (Hall), *Athyris nura* Nal. и другие, указывающие на турнейский возраст.

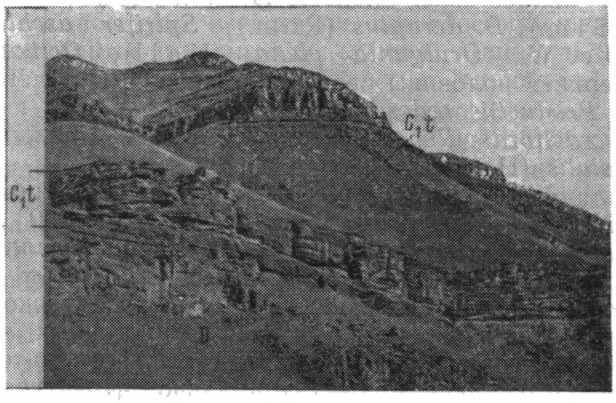


Рис. 30. Выходы нижнекаменноугольных отложений в Киргизском хребте (верховье ручья Сарыбулак), Фото С. Б. Бакирова

Накопление крупнообломочных и песчаных пород турне в Чуйской впадине и Малом Каратау происходило на обширной аллювиальной равнине и в предгорных конусах выноса. Карбонатно-глинистые осадки аккумулировались в приморских озерах, заливах и на шельфе трансгрессировавшего с запада и северо-запада (из Тургайского прогиба и Сарысуйской впадины) каменноугольного моря в обстановке аридного климата.

Визейский и намюрский ярусы

Развиты на всей площади района: они согласно перекрывают турнейские осадки или резко несогласно залегают на нижнепалеозойском цоколе некоторых антиклинальных структур Чуйской впадины (Тогускенская, Аккольская), в горах Улькунбурул и в западной части Киргизского хребта (рис. 30). Особенности литологии и состава фауны дают возможность выделить нижне-средневизейскую и верхневизейскую — намюрскую толщи; более дробное деление возможно лишь на отдельных участках.

Нижне-средневизейские отложения

Представлены карбонатными, реже карбонатно-глинистыми и карбонатно-галогенными осадками. В основании прослежена толща разнозернистых преимущественно кварцевых песчаников и гравелитов с подчиненными слоями алевролитов, аргиллитов, углистых пород, реже

высокозольных углей. Присутствие последних позволяет сравнительно легко выделять эту толщу. Ее мощность, составляющая 60—120 на поднятиях, увеличивается до 450 *м* в прогибах (Каракольский). Общая мощность нижнего — среднего визе достигает 900 *м*.

В северной части впадины (Чуйский прогиб) нижнюю половину разреза слагают серые мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, органогенные известняки, доломиты и редкие прослои углисто-глинистых пород. Некоторые прослои песчано-глинистых пород окрашены в красно-коричневый и зеленый цвета. Мощность до 320 *м*. Выше залегают преимущественно известняки, содержащие прослои алевролитов, аргиллитов, реже мелкозернистых песчаников и горизонты доломитов. Мощность 300 *м*. Остатки фауны из низов разреза характеризуют нижнее визе: *Chonetes ischimica* Nal., *Dictyoclostus karagandensis* (Sim.), *D. deruptus* (Rom.), *Spirifer aschliariki* Sim., *S. grimesi* M. et W., *Orulgania plena* (Hall), *Orthotetes keokuk* (Hall); из верхней половины разреза по мнению Н. В. Литвинович, — среднее визе: *Productus redesdalensis* M.W., *Fluctuaria undata* Defr., *Dictyoclostus crawfordsvillensis* (Well.), *Spirifer* aff. *striatus* Mart., *Sinuatella mesialis* (Hall).

На антиклинальных структурах Сузакского прогиба (западная часть Чуйской впадины) нижняя часть толщи (до 100 *м*) сложена серыми доломитами, известняками и темно-серыми аргиллитами с прослоями мелкозернистых песчаников и углисто-глинистых пород. Верхняя часть (до 400 *м*) состоит из серых массивных тонкокристаллических известняков, реже пелитоморфных и органогенных; в нижней половине отмечаются горизонты зеленовато-серых аргиллитов.

Восточнее, на Тогускенской антиклинальной структуре, визе лежит непосредственно на докембрии (?) и представлено в нижней части (60 *м*) серыми алевролитами, аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и прослоями углистых пород. На плоскостях наслоения отмечается углефицированный растительный детрит. Выше лежат серые скрытокристаллические, детритусовые и пелитоморфные известняки с фауной нижнего и среднего визе (240 *м*).

В центральной части Чуйской впадины (Ушаральская, Алимбетская, Кумырлинская, Кызылжарская и Елимесская антиклинальные структуры) в низах визе (мощность 60—70 *м*) преобладают серые и светло-серые разнозернистые кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники, алевролиты, реже гравелиты, темно-серые и черные аргиллиты и углистые породы; песчаники и гравелиты тяготеют к основанию разреза. Вышележащая толща мощностью 250—460 *м* представлена галогенно-карбонатным комплексом. Среди пелитоморфных, органогенных и детритусовых известняков отмечены многочисленные горизонты серых алевролитов, аргиллитов, белых и розоватых гипсов и ангидритов, реже встречаются прослои оолитовых известняков, известняковых и полимиктовых песчаников. Обильна разнообразная фауна нижнего и среднего визе.

В южной части впадины, на Аккольском антиклинальном поднятии, нижняя толща песчаников и углистых пород выпадает из разреза и на каледонском фундаменте, сложенном серицито-хлоритовыми сланцами, залегает галогенно-карбонатная толща, описанная в 1962 г. А. Б. Ли и В. И. Власовым по керну скв. 56:

1. Красно-коричневые алевролиты, местами переходящие в разнозернистые песчаники . . . . . 8,5 *м*
2. Переслаивающиеся белые ангидриты, серые органогенные известняки, мергели и темно-серые известковистые алевролиты . . . . . 72,0 „
3. Переслаивающиеся, местами тонко, зеленовато-серые мелкозерни-

стые полимиктовые песчаники, темно-серые алевролиты, мелкозернистые, органогенные и пелитоморфные известняки, доломиты и аргиллиты; в верхней части — горизонты оолитовых известняков; во всех породах — ангидритовые конкреции размером до 10 *см* . . . . . 84,0 „

4. Переслаивающиеся серые и темно-серые детритусовые и пелитоморфные известняки, алевролиты и мергели, реже белые ангидриты (прослои до 1 *м*) и черные аргиллиты; в алевролитах — шаровидные ангидритовые конкреции до 10—15 *см* в поперечнике . . . . . 132,0 „

Восточнее, на Таласском поднятии, общая мощность нижнего — среднего визе сокращена до 200 *м*. На турне согласно лежат мелкозернистые полимиктовые и аркозовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов с отпечатками флоры, среднезернистых песчаников, углисто-глинистых пород и в верхней части — скрытокристаллических и органогенных известняков. Мощность 56,0 *м*. Выше залегают серые пелитоморфные и органогенные известняки, переслоенные редкими горизонтами белых ангидритов и черных аргиллитов. Мощность 144 *м*.

Иной литологический состав и большую мощность (до 850 *м*) имеют нижне-средневизейские осадки Восточно-Каракольского прогиба в северо-восточной части впадины (Власов и др., 1967). Остатки фауны позволили выделить нижневизейскую угленосную и средневизейскую карбонатно-терригенную толщи. В основании угленосной толщи (100—120 *м*) преобладают кварцево-полевошпатовые песчаники и гравелиты; следующие 200—260 *м* сложены полимиктовыми песчаниками, алевролитами, подчиненными пластами кварцевых песчаников и аргиллитов, заключающих от 5 до 12 угольных пластов мощностью от 0,3 до 5—8 *м*. Остатки флоры представлены, по М. И. Радченко: *Neuburgia karatauensis* Radtsch., *Caenodendron primaevum* Zal., *Stigmaria ficoides* Sternb., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Cardiopteridium* sp., *Knorria* sp. Верхняя часть (80—110 *м*) состоит из зеленовато-серых полимиктовых песчаников с прослоями известняков, заключающих ранневизейскую фауну (определения Э. М. Падве): *Spirifer aschliariki* Sim., *S. kasachstanensis* Sim., *Orulgania plena* (Hall), *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes ischimica* Nal., *Buxtonia dengisi* Nal., *Dictyoclostus deruptus* (Rom.).

Средневизейские отложения (340 *м*) представлены темно-серыми, зеленовато-серыми, реже красно-коричневыми алевролитами и аргиллитами с многочисленными пластами органогенных известняков, мергелей, мелкозернистых полимиктовых песчаников и горизонтами гипсов и ангидритов, приуроченными к нижней части разреза. В комплексе фауны средневизейские виды: *Dictyoclostus crawfordsvillensis* (Well.), *Sinuatella mesialis* (Hall), *Spirifer logani* Hall, *Fluctuaria undata* (Defr.).

В Малом Каратау отложения визе согласно покрывают турне и прекрасно обнажены полосой до 2 *км* на северо-восточных склонах. С северо-запада на юго-восток наблюдается фациальное замещение существенно карбонатного комплекса карбонатно-терригенным. В районе рек Шабакты и Қыршабакты низы разреза (20—35 *м*) сложены красно-коричневыми аргиллитами с прослоями светло-серых известняков и пластом (1 *м*) разнозернистых аркозовых песчаников в основании. Выше залегают мелко- и среднезернистые кварцевые песчаники, алевролиты и аргиллиты с прослоями углистых пород (30—50 *м*). Остальную часть разреза (до 450 *м*) образуют серые и темно-серые массивные, тонкозернистые и органогенно-детритусовые известняки, переслоенные аргиллитами, желтовато-серыми мергелями, серыми известняковыми, реже светло-серыми кварцевыми песчаниками. По р. Коктал и к юго-востоку от нее в нижней толще визе мощностью до 120 *м* распространены светло-серые кварцево-полевошпатовые гравелиты и раз-

нозернистые кварцевые песчаники, заключающие в средней части аргиллиты и алевролиты (35—45 *м*) с пластами углистых пород (0,5—3,0 *м*). Выше лежат серые мелко- и среднезернистые, преимущественно кварцевые песчаники с карбонатным цементом (75 *м*), с прослоями известняков и фауной, по определению М. С. Быковой и О. Н. Насикановой: *Orulgania plena* (Hall), *Spirifer* cf. *grimesi* Hall, *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Caninia spumosa* Gorsky и др. Кварцевые песчаники перекрыты серыми и темно-серыми, чаще мелкозернистыми известняковыми песчаниками (85 *м*) с пластами детритусовых и оолитовых известняков и мергелей. Венчают разрез серые массивные, полосчатые и органогенно-детритусовые известняки с горизонтами известняковых песчаников, мергелей и прослоями мелкозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Мощность 280 *м*. В нижней части собраны нижневизейские *Orulgania plena* (Hall), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.). Из вышележащих горизонтов О. Н. Насиканова определила средневизейскую фауну: *Tabuliporella badamica* Nikif., *Dictyoclostus* cf. *crawfordsvillensis* (Well.), *Magnifera setosa* (Phill.).

В горах Улькунбурул нижне-средневизейские отложения обнажены на северных склонах, где перекрывают нижнепалеозойские гранитоиды. В основании залегают разногалечные конгломераты с галькой гранитоидов, кварца, реже глинистых сланцев мощностью до 30 *м*, переходящие выше в разнозернистые кварцевые и полимиктовые песчаники и гравелиты, переслоенные с пластами алевролитов, углистых пород и линзами (до 1 *м*) высокозольных углей. Мощность 120—160 *м*. Верхи разреза (250—300 *м*) слагают серые мелкокристаллические и органогенно-детритусовые известняки с прослоями серовато-белых гипсов и ангидритов; в подчиненном количестве встречаются доломиты, известняковые песчаники, песчанистые известняки, аргиллиты, оолитовые известняки и мергели.

На возвышенности Тектурмас, южнее г. Джамбула, отложения визе лежат на размытой поверхности нижнего палеозоя и представлены в нижней части (45 *м*) гравелитами и разнозернистыми, в основном кварцево-полевошпатовыми песчаниками, заключающими в кровле прослои пестроцветных алевролитов. Выше преобладают известняки с горизонтами доломитов, мергелей и известняковых песчаников. Мощность 280 *м*. Восточнее отложения визе обнажены узкой прерывистой полосой на северо-западных склонах Киргизского хр. и погружаются к северу под более молодые осадки Чуйской впадины. Мощность нижней терригенной толщи здесь увеличивается до 80 *м* за счет разногалечных конгломератов, состоящих из обломков нижнепалеозойских алевролитов, песчаников, гранитоидов и порфиритов. Конгломераты переслаиваются с гравелитами, красноцветными и сероцветными разнозернистыми песчаниками и алевролитами, содержащими растительные остатки плохой сохранности. Х. Д. Лем и Ю. А. Алехин (1964 г.) эту толщу условно параллелизуют с турне Малого Каратау и делят на подъярусы. В настоящее время установлено, что разнозернистые, преимущественно кварцевые песчаники и гравелиты с остатками флоры и прослоями углистых пород и углей залегают в основании визе на всей площади впадины и местами (Каракольский прогиб, Малый Каратау) содержат прослои известняков в верхней части с ранневизейской фауной. В Киргизском Алатау вышележащая толща оолитовых известняков с прослоями органогенных, детритусовых и пелитоморфных разностей и мергелей мощностью 160 *м*, заключает в основании нижневизейскую фауну: *Orthotetes* cf. *keokuk* Hall, *Dictyoclostus deruptus* (Rom.). В средней и верхней частях разреза собраны средневизейские формы: *Fluctuaria* cf. *undata* (Defr.), *Linoproductus* cf. *jagovkini* (Nal.). Осадкона-

копление в начале раннего визе протекало на обширной приморской аллювиальной равнине в условиях жаркого и достаточно влажного климата, что способствовало торфонакоплению и углеобразованию. Условия были особенно благоприятными на северо-востоке, на площади Восточно-Каракольского прогиба. Позднее осадки на западе и северо-западе накапливались в открытом мелком море, а на востоке и юго-востоке — в прибрежно-морских и лагунных условиях. Появление мощных горизонтов гипсов свидетельствует об аридизации климата.

Верхневизейско-намюрские отложения

Распространены повсеместно. На западе и в центральной части впадины нижняя половина разреза, отвечающая очевидно верхнему визе, сложена карбонатно-терригенными сероцветными осадками. В основании часто находится пачка песчаников. Верхнюю половину, представленную красноцветными алевролитами, аргиллитами и песчаниками с прослоями известняков, мергелей и доломитов, условно можно отнести к намюру. На востоке отложения существенно терригенные.

На севере, в Чуйском прогибе, верхнее визе и намюр сложены органогенно-детритусовыми, мелкозернистыми и пелитоморфными известняками, горизонтами аргиллитов, алевролитов, мергелей, доломитов, реже мелкозернистых песчаников. Алевролиты и аргиллиты преобладают в верхней части. Мощность 350—400 *м*. В нижних горизонтах отмечены остатки верхневизейской фауны: *Avonia youngiana* (Dav.), *Productus concinnus* Sow., *P. redesdalensis* M.-W., *P. productus* Mart., *Fluctuaria undata* (Defr.), *Buxtonia* cf. *scabricula* (Mart.), *Neospirifer* ex gr. *djeskasganensis* Litw., *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Linoproductus jagovkini* (Nal.). В верхней половине преобладают намюрские: *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow., *Neospirifer procameratus* Litv., *N. virgatus* Litv., *N. uschkarasensis* Litv., *Gigantoproductus latissimus* (Sow.) и др. В Сузакском прогибе в основании (70 *м*) залегают серые известняки, переходящие выше в красновато-коричневатые аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков в нижней части. Общая мощность 180—200 *м*. В Центральной и южной частях Чуйской впадины (Тогускенская, Ушаральская, Алимбетская, Кумырлинская, Кызылжарская, Елимесская и Аккольская антиклинальные структуры) нижняя часть толщи (40—120 *м*) выражена сероцветными пелитоморфными и органогенно-детритусовыми известняками, алевролитами, аргиллитами с прослоями мергелей, известняковых песчаников, реже гипсов, ангидритов и кремнистых пород. Вышележащие красноцветные аргиллиты и алевролиты переслоены пелитоморфными известняками, известняковыми и полимиктовыми песчаниками, мергелями, доломитами, ангидритами и гипсами; местами отмечаются пласты серовато-зеленых аргиллитов и алевролитов. Мощность 60—130 *м*. Местами (Ушаральская и Аккольская структуры) красноцветы денудированы и базальные горизонты среднего карбона лежат на нижней карбонатно-терригенной пачке. Восточнее, на Таласском поднятии, верхневизейско-намюрский разрез представлен алевролитами и аргиллитами. В сероцветной части (110 *м*) преобладают аргиллиты с прослоями алевролитов, ангидритов и органогенных известняков; в красноцветной (75 *м*) — алевролиты.

В Восточно-Каракольском прогибе мощность толщи увеличивается до 360 *м*. В ней преобладают сероцветные и красноцветные мелкозернистые кварцево-полевошпатовые и полимиктовые песчаники и алевролиты с горизонтами органогенных и пелитоморфных известняков, заключающих, по мнению Э. М. Падве и Л. М. Дорошкевич, остатки

поздневизейских и намюрских брахиопод: *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Pugilus pugilis* (Phill), *Neospirifer procameratus* Litv., *Linoproductus jagovkini* (Nal.), *Antiquatonia hindi* M.-W., *Productus redesdalensis* M.-W., *Avonia youngiana* (Dav.).

В юго-восточной части Чуйской впадины (Курагатинский вал) низы разреза (150 *м*) сложены разнозернистыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками и гравелитами с прослоями алевролитов и аргиллитов, залегающими на размытой поверхности очевидно девонских вулканитов. Цвет — красно-коричневый с резко подчиненными серыми и серо-зелеными прослоями. Выше лежат серые и темно-серые аргиллиты, тонко переслоенные пелитоморфными известняками, мергелями и алевролитами, содержащими местами скопления верхневизейско-намюрской фауны (130 *м*).

На северо-западе Малого Каратау нижняя и верхняя части верхневизейско-намюрской толщи сложены серыми, реже красно-коричневыми аргиллитами, содержащими прослои известняков, мергелей, известняковых песчаников и кремнистых пород. Средняя часть (200 *м*) состоит из массивных и органогенно-детритусовых известняков с редкими прослоями мергелей, доломитов и аргиллитов. Общая мощность толщи 500 *м*.

В центральной и юго-восточной частях Малого Каратау в основании лежат разнозернистые известняковые песчаники с прослоями и линзами конгломератов (мощность 30—45 *м*). Их перекрывают органогенные известняки с прослоями аргиллитов, оолитовых и песчанистых известняков, реже известняковых песчаников (80—100 *м*). Остальная часть разреза (400—500 *м*) представлена красноцветными аргиллитами и алевролитами, заключающими пласты серых известняковых и полимиктовых песчаников, известняковых конгломератов и органогенных известняков, которые приурочены к верхней части. Остатки фауны нижней половины разреза характеризуют, по О. Н. Насикановой, верхнее визе: *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Neospirifer virgatus* Litv., *Marginifera* cf. *longispinus* (Sow.), *Gigantoproductus latissimus* (Sow.). Вышележащие осадки заключают намюрские формы: *Gigantoproductus recrtestrius* (Gröb.), *G.* ex gr. *superbus* Sar., *G.* ex gr. *edelburgensis* (Phill.). и др.

В горах Улькунбурул мощность отложений не превышает 160 *м*; они представлены серыми известняками, доломитами, серо-белыми ангидритами, мергелями и подчиненными прослоями песчанистых известняков и известняковых песчаников. В районе г. Джамбула (горы Кишибурул и Тектурмас) в отложениях верхнего визе — намюра преобладают мелкозернистые полимиктовые песчаники, переслоенные песчанистыми известняками, известняковыми песчаниками, горизонтами органогенных известняков, ангидритов и гипсов. Мощность 250 *м*.

На северо-западе Киргизского Алатау обнажена только нижняя часть толщи, состоящая из красноцветных мелкозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов, аргиллитов, а в верхней части — из горизонтов известняков, заключающих верхневизейские формы: *Antiquiatonia* cf. *insculpta* M.-W., *Fluctuaria* aff. *undata* (Defr.) и др. Мощность 120 *м*.

Осадконакопление в позднем визе и намюре почти повсюду происходило в обширных заливах, лагунах и морском мелководье; только на северо-востоке, востоке и юго-востоке (Каракольский прогиб, Курагатинский вал, юго-восточная часть Малого Каратау, Кишибурул, Тектурмас и северо-западная часть Киргизского Алатау) осадки аккумулировались в зоне заливно-лагунного побережья и в речных дельтах.

Средний и верхний отделы

Нерасчлененные отложения среднего — верхнего карбона распространены широко; их выходы известны вдоль северо-восточного склона Малого Каратау, в Восточной Бетпак-Дале и в Киргизском хребте. Внутри впадины отложения вскрыты глубокими скважинами (рис. 31). Повсеместно они представлены красноцветными разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с маломощными горизонтами коричневых алевролитов и аргиллитов, с тонкими резко подчиненными прослоями серых и коричневых мергелей, известняков, гравелитов, единичными линзами кремней и пепловых туфов. В краевых частях впадины отлагались горизонты разногалечных конгломератов. В нижней части толщи преобладают крупнозернистые песчаники, в верхах — мелкозернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты.

Средний — верхний карбон отличается от верхнего палеозоя преобладанием горизонтальной и пологоволнистой слоистости, присутствием кремнисто-глинисто-карбонатных стяжений неправильной формы, остроугольных обломков красных аргиллитов и алевролитов, а от серо-цветных нижнекаменноугольных отложений — красным цветом, преобладанием полимиктовых песчаников, ничтожным развитием карбонатных пород. Нижняя граница толщи проводится по первому пласту розовато-красных конгломератов или песчаников, залегающих с размывом на подстилающих отложениях.

Средне-верхнекаменноугольные отложения хорошо изучены в Малом Каратау, где их разрезы приняты за стратотипы. Они выделены под названием кызылканатской свиты (по горам Кызылканат в междуречье Шабакты и Коктал), которая с размывом налегает на фаунистически охарактеризованные отложения верхнего визе — намюра (Бакиров, Беляшов, 1966) и согласно перекрыта каракырской свитой, содержащей флору нижней перми. Кызылканатская свита разделена на подсвиты.

Нижняя подсвита сложена ритмически чередующимися пачками полимиктовых песчаников, разногалечных конгломератов, гравелитов, алевролитов малиново-красного, красновато-коричневого цветов с тонкими резко подчиненными прослоями серых и коричневатых мергелей, известняков. В верхах подсвиты встречены линзы пепловых туфов. В горах Кызылканат разрез подсвиты представлен конгломератами, гравелитами и песчаниками. Мощность прослоев псефитовых пород от десятков сантиметров до 40 *м*. Конгломераты разногалечные, обычно мелко- и среднегалечные, иногда диаметр валунов достигает 50—60 *см*. В гальках преобладают нижнекаменноугольные известняки, с фауной турне-визейского возраста, мергели, нижнепалеозойские доломиты, доломитизированные и мраморизованные известняки. В междуречье Коктал — Асса наряду с карбонатными породами в гальках встречаются кремнисто-хлоритовые, кремнисто-серицитовые сланцы, метаморфизованные песчаники, туфы и туфопесчаники кокджотской и каройской серий, кислые эффузивы, порфириты. Гальки конгломератов относительно слабо отсортированы, имеют среднюю окатанность. Цемент базальный и поровый, железисто-глинисто-известковый с песчаным наполнением. Песчаники преимущественно крупно- и среднезернистые, рыхловато-пористые, обогащены плоскими обломками коричневых аргиллитов и мелкозернистых алевролитов. Слоистость пород горизонтальная, иногда слабоволнистая и косая перекрестная. Для алевролитов характерны дендритообразные иероглифы и светло-зеленые известково-кремнистые мелкие неправильные стяжения, пятна, затеки, придающие местами алевролитам пеструю окраску. Мелкозернистые алев-

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ
ПЕРМСКАЯ
Система
Нижний
Средний
Верхний
Нижний
Верхний
Отдел
Намюр
Ярус
Кызылканатская
Каракыр-ская
Сорколь-ская
Тузкольская
Свита
Нижняя
Верхняя
Нижняя
Верхняя
Подсвита
Скв.52
Скв.53
Скв.54
Скв.56
Скв.57
Скв.247
Скв.8п
I
II
III
IV
V
230
210
70
50
700
350
100
210
>160
>680
>140
160
80
130
400
150
550
>300
75
>70
470
250
>340
>400
360
>200
72
140
130
185
79
>55
150
140
45
50
175
>90
>55
60
110
>180
>50
130
420
>100
1
2
3
4
5
6
7
8
9
10
11
12
13
14
Сарыку
Ащиколь
Суэак
Байкадам
Анколь
Джамбул
Фурмановка
г.Джамбул
г.Фурмановите
Чу
Талас
Асса
2с
1с
6
12
5
1
43п
5г
6г
69
301
318
3г
53
56
57
32г
37с.348
247.282
8п
6г
1г
2г
1ул

ролиты имеют кварцево-полевошпатовый состав. Серые и коричневатые пелитоморфные и сгустковые известняки и мергели (мощность слоев 0,7—1,0 *м*) содержат глинисто-алевритовые примеси.

Нижняя подсвита почти не содержит определимых органических остатков. В конгломератах верхов разреза гор Кызылканат С. Б. Бакиров нашел единичные остатки коралла *Iuanophylloides* sp., по заключению М. С. Быковой, предположительно среднекаменноугольного возраста. Не исключена возможность переотложения этих остатков. Мощность подсвиты в Малом Каратау колеблется от 130 (оз. Акколь) до 700 *м* юго-западнее оз. Сорколь.

Верхняя подсвита отличается от нижней исключительным преобладанием красновато-коричневых алевролитов и мелкозернистых песчаников. Встречаются редкие прослои аргиллитов, кремнистых известняков, кремней, пепловых туфов (Бакиров, Колесникова, 1963), линзы мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Характерной особенностью является обилие ходов илоедов, трещин усыхания, знаков ряби, струй течений, отпечатков кристаллов льда *, иероглифов, горизонтальная и косоволнистая слоистость. Нижняя граница подсвиты проведена по подошве пласта конкреционных оолитовых известняков, на который налегает выдержанный горизонт разноокрашенных кремней. На этом уровне исчезают частые пропластки конгломератов, гравелитов и крупнозернистых песчаников, обычных для нижней подсвиты. Из оолитовых известняков В. В. Зуб определила фораминиферы, среди которых встречаются многочисленные эостафеллы башкирского яруса: *Eostafella pseudostruvei* Raus. et Bel. var. *angusta* Kir., *E. postmosquensis* Kir., *E.* ex gr. *paraprotvae* Raus., присутствуют плектогиры, глобивалвулины, миллереллы (Бакиров, Зуб, 1967). Выше кремней в песчаниках из сборов С. Б. Бакирова М. С. Быкова определила кораллы *Lityophyllum* sp., *Lophophyllum* sp., *Koninkophyllum* sp., известные из среднекаменноугольных отложений Донбасса. Мощность подсвиты в Малом Каратау от 185 до 350 *м*.

Средне-верхнекаменноугольные отложения северо-восточного борта сора Буралкенынтузы (север Чуйской впадины) резко отличаются сильной загипсованностью, преобладанием мелкозернистых тонкоплитчатых песчаников и алевролитов. Нижние части разреза неизвестны, неполная мощность превышает 200 *м*.

В Киргизском хребте средне-верхнекаменноугольные красноцветы удалось коррелировать статистически с подсвитами кызылканатской свиты Малого Каратау (Шлыгин, Бакиров, Беляшов, 1967). Они обнажены по долинам рек Каракистак, Сарыбулак, Шилибастау, где несогласно залегают на нижнем карбоне и названы каракистакской свитой (Степаненко, Медведева, 1960 г.; Алехин и др., 1966 г.). Здесь развиты малиново-красные разнозернистые плитчатые полимиктовые песчаники, переслаивающиеся с алевролитами, а в низах — с пропластками конгломератов и гравелитов. В верхней половине резко преобладают алевролиты. Для киргизских разрезов характерно присутствие туфопесчаников. Отме-

Рис. 31. Схема сопоставления разрезов верхнепалеозойских отложений Чуйской впадины (по С. Б. Бакирову, Д. Н. Беляшову, Г. А. Ярмак)

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — аргиллиты; *6* — пепловые туфы; *7* — известняки; *8* — кремни; *9* — гипсы, ангидриты; *10* — каменная соль; *11* — остатки флоры и фауны беспозвоночных; *12* — остатки позвоночных и места выделения спор и пыльцы; *13* — скважины и их номер; *14* — послойные разрезы: *I* — Сокольский, *II* — Тесбулакский, *III* — Кызылканатский, *IV* — Ащиозекский, *V* — Коктальский

* По палеогеографической обстановке наличие отпечатков льда сомнительно. *Прим. ред.*

чается некоторая гипсоносность цемента. Мощность до 700 *м*. В алевролитах из образцов Х. Д. Лема (1966 г.) Г. В. Сакулина определила споры *Lepidozonotriletes ciliaris* L u b., *L. subtriquetris* L u b., *L. cristifer* L u b., *L. decrescens* L u b., *L. vericulifer* L u b., которые встречаются в долинской свите Карагандинского бассейна.

В Чуйской впадине отложения кызылканатской свиты вскрыты глубокими скважинами, однако расчленение их на подсвиты затруднительно. На крайнем юго-востоке толща красноцветных разнозернистых песчаников, переслаивающихся с алевролитами и подчиненными прослоями аргиллитов, местами с гипсовым цементом и частыми кремнистыми стяжениями, вскрыта на Курагатинском валу на глубине от 852 (скв. 1-Г) до 1500 *м* (скв. 1-ГЛ). Общая мощность толщи 400—450 *м*.

Северо-западнее эти отложения вскрыты на Таласском поднятии (скв. 262, 247) на интервале 420—760 *м*. Здесь в разрезах почти полностью отсутствуют конгломераты. В тонких прослоях гравелитов, залегающих ближе к основанию, обломки состоят из красных аргиллитов, алевролитов, серых мергелей и представляют продукты межформационного размыва. В обломочной фракции песчаников отмечаются кислые эффузивы. Характерна значительная сульфатизация, присутствие в цементе пород гипса и ангидрита, часто образующих тонкие прожилки, прослои (до 20 *см*), конкреционные стяжения, включения. Как и в Малом Каратау, отмечаются кремнисто-глинистые и кремнисто-карбонатные стяжения неправильной формы, иероглифы, напоминающие стебли растений, ходы илоедов, многоугольники высыхания. Слоистость пород часто горизонтальная, реже косоволнистая.

Тождественный разрез средне-верхнекаменноугольных отложений вскрыт скважинами 37-С, 348 (интервал 444—718 *м*) на Кумырлинском поднятии. Присутствие пиритизированных зеленовато-серых песчаников и алевролитов придает толще пестроцветный облик. Серую окраску имеют неправильные пятна, секущие первичную слоистость; внутри них сохранились реликты первичной красновато-коричневой окраски. Вкрапленность пирита в серых пятнах приурочена к беспорядочно распределенным трещинам и не связана со слоистостью. Серая окраска и пиритизация обусловлены восстановительными условиями при эпигенезе (Бакиров, Беляшов, Ярмак, 1967). У основания толщи в Кумырлинском поднятии присутствуют пропластки полимиктовых мелкогалечных конгломератов и гравелитов мощностью до 5 *м*. Как и на других юго-восточных участках Чуйской впадины, в гальках преобладают фельзиты, микролитовые, витрофировые лавы, вулканическое стекло. Мощность достигает 275 *м*. В юго-восточной части Чуйской впадины органические остатки не встречены за исключением среднекарбонового спорово-пыльцевого спектра, описанного Л. Н. Ржаниковой из алевролитов, взятых с глубины 656 *м* (на 16 *м* выше фаунистически охарактеризованных известняков верхнего визе — намюра) из скв. 57 северо-восточнее с. Акколь.

Аналогичный разрез средне-верхнекаменноугольных сульфатизированных (включения, стяжения ангидрита, прожилки и пойкилитовый цемент гипса) отложений с сокращенной мощностью (150—200 *м*) изучен в Ушарал-Тогускенском районе. В северо-западной части Чуйской впадины средне-верхнекаменноугольные красноцветы вскрыты на Тастинском поднятии на глубинах от 48 до 450 *м*. Нижние горизонты, соответствующие нижней подсвите кызылканатской свиты, подсечены скв. 69 по правобережью р. Чу в 2,6 *км* от совхоза Тасты. Они образованы чередующимися разнозернистыми песчаниками, обычно аркозовыми, бордово-красными разнозернистыми конгломератами с хорошо окатанными гальками разнообразных порфиритов, кремней, кварца,

метаморфических пород, известняков, песчаников. Мощность прослоев конгломератов достигает 8,5, песчаников — до 40 *м*. Неполная мощность более 226 *м*. Верхняя часть разреза, изученная по скв. 61 (севернее совхоза Тасты в 15 *км*), состоит из чередующихся красно-бурых алевролитов и аргиллитов с тонкими подчиненными прослоями зеленовато-серых известняков и мергелей мощностью до 3,5 *м*. Характерна насыщенность разреза включениями, прослоями и прожилками гипсов и ангидрита, присутствующими во всех породах. Из зеленовато-серых аргиллитов с гл. 504,9 *м* В. С. Заспелова определила филлоподы *Paleolimnadiopsis* cf. *prurosti* P a y m., *Lioestheria* (?) sp., *Pseudoestheria* sp. indet. вестфальского яруса. Неполная мощность верхней подсвиты 446 *м*.

Еще северо-западнее, на Бугуджильском поднятии, средний — верхний карбон вскрыт скв. 1 и 5, южнее оз. Ащиколь с глубин 550 и 485 до глубин 1013 *м* (скв. 1). Е. Н. Никитин (1965 г.) расчленил разрез на три пачки. На известняках, охарактеризованных фауной верхнего визе — намюра, с четким регрессивным переходом залегает нижняя пачка, (110 *м*) переслаивающихся красно-бурых, вишневых полимиктовых и кварцево-полевошпатовых разнозернистых песчаников и алевролитов с редкими прослоями мелкогалечных конгломератов. Хорошо окатанные гальки представлены песчаниками, алевролитами, микрокварцитами, доломитами и сланцами. Песчаники ангидритизированы. В средней пачке (155 *м*) чередуются коричневые и вишневые мелкозернистые песчаники, прослои (до 3,5 *м*) серых доломитизированных известняков, мергелей и единичные прослои ангидрита. Верхняя пачка (190 *м*) сложена часто перемежающимися мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми известняками, имеющими наряду с коричневой и зеленые окраски. Нижняя пачка по составу и положению отвечает нижней подсвите кызылканатской свиты, средняя по строению идентична верхней подсвите, а верхняя напоминает нижнепермские отложения. В алевролитах верхней и средней пачек по скв. 1 Е. А. Никитин собрал отпечатки *Pteridorachis* sp., *Paracalamites* sp., *Algae* sp. (определение К. З. Сальменевой). Из основания средней пачки Г. В. Сакулина выделила редкие зерна *Hymenozonotriletes globiformis* (I b r.), *Lophotriletes* N a u m., *Perisaccus nudus* I s c h., *Pinites perfectus* N a u m. и другие, встречающиеся в верхней половине карбона Донбасса и, в меньшей степени, в пермских отложениях.

На крайнем северо-западе по правобережью р. Сарысу средний — верхний карбон вскрыт скв. 1-С, 2-С, 7. Толщи здесь литологически сходны с джезказганскими. Самые нижние горизонты в скв. 7 (интервал 422—578 *м*) представлены крупнообломочными конгломерато-брекчиями, залегающими на нижнетурнейских известняках и состоящими из их несортированных угловатых обломков. Верхние горизонты известны по скв. 2-С, где в интервале 1022,5—1138 *м* вскрыты красно-бурые разнозернистые песчаники с пропластками вишневых алевролитов и аргиллитов. Песчаники преобладают в верхней половине интервала. Эта часть разреза соответствует таскудукской свите Джезказгана, возраст которой считается ранне-среднекаменноугольным. В интервале 580,4—1022,5 *м* расположены вишнево-красные алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов. Встречаются тонкие (5—30 *см*) прослои серых мергелей и известняков. В основании алевролитовой толщи залегает пласт (3,5 *м*) полимиктовых гравелитов и мелкогалечных конгломератов с вкрапленностью пирита и халькопирита, соответствующий «раймундовским» конгломератам Джезказгана. Прослои песчаников тяготеют к нижней части этого интервала и содержат слабую медную минерализацию. В алевролитах и аргиллитах содер-

жатся, как и всюду, зеленовато-серые карбонатно-кремнистые бесформенные стяжения, отмечена косая слоистость. Данная толща соответствует джезказганской свите, но отличается от нее присутствием прослоев карбонатных пород. В интервалах 327—580,4 *м* по скв. 2-С и 538—964 *м* по скв. 1-С разрез представлен красновато-коричневыми алевролитами с единичными маломощными пропластками серых кремнистых известняков, мергелей (до 70 *см*), аргиллитов и песчаников. Характерно присутствие мелких карбонатных конкреций, которые наряду с другими литологическими особенностями, позволяют сопоставлять толщу с жиделисайской свитой Джезказгана, от которой отличается присутствием прослоев мергелей и известняков. В Джезказганском районе жиделисайской свите обычно приписывается раннепермский возраст, однако А. С. Кумпан (1966), С. Б. Бакиров и другие (1967) считают ее верхнекаменноугольной.

Органические остатки, встреченные в описываемых отложениях — кораллы, фораминиферы, филлоподы, флора, спорово-пыльцевые комплексы, за исключением собранных в скважине на Бугуджильском поднятии, указывают на средний отдел карбона. Поскольку перекрывающие их отложения содержат растительные остатки раннепермского возраста, то описываемые толщи нужно считать средне-позднекаменноугольными. По литологическим признакам они тождественны джезказганской, жиделисайской и владимирской свитам Джезказганской и Тенизской впадин Центрального Казахстана, имеющим также средне-позднекаменноугольный возраст.

ВОСТОЧНАЯ БЕТПАК-ДАЛА

Наибольшие площади осадки карбона занимают в Причуйских синклинальных складках (Тёсбулакской, Кызылтузской, Западной Каракольской и др.), развитых по периферии Бетпакдалинской (или Чуйской) «глыбы», а также в области куполовидных структур (Каракиинской, Казангапской, Тантайской, Бестюбинской и др.). В пределах «глыбы» они слагают ряд «наложенных» мульд (Аксорскую, Тогуз-Гумалакскую или Сарыкамысскую, Кишкинесорскую). К юго-западу от «глыбы» отложения карбона скрываются под чехлом мезо-кайнозоя и обнажены местами в виде «островных» гор и сопок. Система представлена нижним и неразделенными средним и верхним отделами, местами достигающими общей мощности 4000—4500 *м*.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона слагают крылья и ядра синклинальных складок и образуют ряд мелких куполовидных структур, обнажающихся среди кайнозойских образований. Они представлены преимущественно мелководными морскими и прибрежно-морскими фациями. Наиболее распространены отложения турне, менее — визе и еще менее — намюра. Мощность нижнего отдела, в зависимости от полноты разрезов, колеблется от 1000 до 3000 *м* (рис. 32).

Турнейский ярус

Представлен разрезами двух типов. Наиболее характерные разрезы первого типа развиты на западе, в Тёсбулакской мульде и в соляно-купольных структурах — Каракиинской, Казангапской, Тантайской, Бестюбинской и др.; разрезы второго типа — распространены восточнее, в пределах Кызылтузской, Западной Каракольской и других

мульд. В разрезах турне первого типа выделены три литологически различные толщи: 1) пестроцветных глин, брекчированных известняков и доломитов, ангидритов, гипсов, каменной соли (переходные слои от девона к карбону, нижний подъярус); 2) серых доломитовых и доломи-

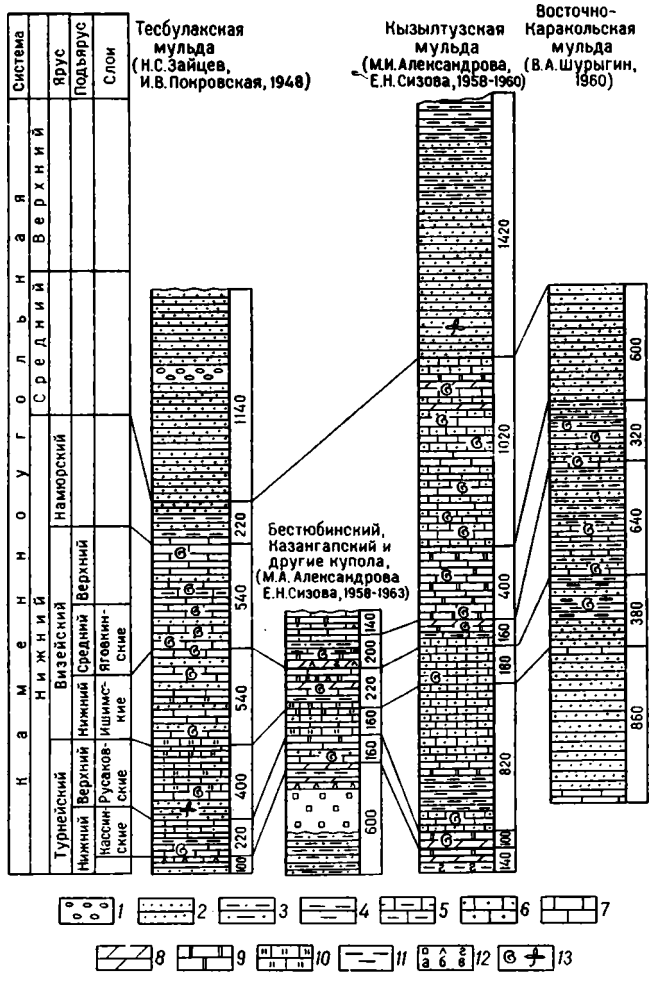


Рис. 32. Схема сопоставления разрезов каменноугольных отложений Восточной Бетпак-Далы (по М. И. Александровой)

1 — конгломераты; *2* — песчаники; *3* — алевролиты; *4* — аргиллиты; *5* — мергели; *6* — известковистые песчаники; *7* — известняки; *8* — доломиты; *9* — доломитовые, доломитистые известняки; *10* — окремненные известняки; *11* — угли; *12* — соли: *а* — галит, *б* — ангидрит, *в* — гипс; *13* — остатки фауны и флоры

тистых известняков, органогенных известняков и доломитов (нижний подъярус, кассинский горизонт); 3) серых, пятнистоокрашенных в желтый и сиреневый цвета и белесоватых окремненных известняков и мергелей, органогенных силицитов (верхний подъярус, русаковский горизонт). С запада-северо-запада на восток-юго-восток существенно карбонатные толщи нижнего и верхнего турне замещаются терригенными и мелководные морские фации переходят в прибрежно-морские.

В нижнем подъярусе турне выделены переходные слои от девона к карбону, соответствующие сокурскому горизонту унифицированной

стратиграфической схемы карбона (Резолюция..., 1958), и кассинский горизонт с характерным комплексом фауны.

Нижняя часть подъяруса представлена толщей пестроцветных глин, брекчированных серых известняков и искристых доломитов, доломитовых брекчий, мергелей, гипсов, ангидритов, для которой характерны невыдержанность разреза по площади в связи с локальным выпадением отдельных составляющих и изменения мощности от 10 до 100 *м* и более. Переходные слои отмечены в основании карбона почти всех синклиналей и выступают на поверхность на крыльях мульд и в ядрах размытых куполовидных складок. Они повсеместно залегают без признаков несогласия на красноцветной толще верхнего девона и также согласно перекрыты кассинским горизонтом.

В северо-западном крыле Кызылтузской мульды, по данным М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой (1958 г.), выше красноцветных песчаников франского яруса согласно залегают пестроцветные слоистые огипсованные глины (до 44 *м*), их перекрывает пачка чередующихся доломитовых и доломитистых известняков и доломитов преимущественно серой окраски (98 *м*). Органических остатков в них не встречено. На Бестюбинском куполе (скв. 4), М. И. Александрова в переходную пачку включает красноцветные карбонатно-глинистые алевролиты с пятнистыми примазками зеленоватых глин, сургучно-красные аргиллиты, каменные соли*, ангидриты, темно-серые, серые и черные искристые доломиты с прослоями сургучно-красных аргиллитов и каменной соли.

Описанные отложения отнесены к основанию турнейского яруса по следующим причинам. Н. С. Зайцев и Н. В. Покровская (1948) указали на находки в толще южнее род. Тёсбулак турнейских кораллов *Caninia* cf. *cornucopiae* Mich., *Caninia* sp. многочисленных Athyridae, сходных как с нижнекаменноугольными, так и верхнедевонскими формами, и брахиопод, характерных для зоны этрен: *Productus* aff. *costatulus* Hall, *P. (Avonia) niger* Goss., *P. lotzi* Paeck. Л. И. Боровиков в 1946 г. в Мийкайнарской мульде (Северо-Восточная Бетпак-Дала) в аналогичной толще собрал остатки фораминифер, среди которых Н. Е. Чернышева определила *Endothyra mirabilis* N. Tschern., характерную для слоев этрен Новой Земли. Во взятых в том же районе в 1955 г. из прослоев известняка переходной пачки В. Т. Лукьяновой образцах, О. А. Липина установила большой комплекс фораминифер, содержащий как верхнедевонские, так и нижнекаменноугольные формы и позволивший сопоставить вмещающую пачку с озерско-хвалынскими слоями основания нижнего карбона Русской платформы. Однако, нижнюю часть карбонатной пачки В. Т. Лукьянова недостаточно обоснованно отнесла к верхнему девону. По литологическим и фациальным особенностям переходные слои более тесно связаны с морской карбонатной толщей турне, чем с красноцветами верхнего девона, и, очевидно, их следует вместе с каменной солью считать нижнекаменноугольными.

Кассинский горизонт

Отложения этого горизонта широко распространены и представлены в наиболее типичных разрезах массивными известняками, в различной степени доломитизированными, доломитами, мергелями, содержащими местами прослои песчаников и аргиллитов (Тёсбулакская,

* По мнению А. Б. Ли, М. А. Сенкевич и других соли относятся к верхам девонской системы.

Западная Каракольская мульды и др.). Породы горизонта устойчивы к процессам денудации и резко выделяются в рельефе в виде куэст, а в куполовидных структурах — в виде кольцевых гряд, например Казангапский купол. Мощность его в среднем составляет 200—300 *м*.

Характерен разрез, описанный в 1958 г. М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой в северо-западном крыле Қызылтузской мульды, где выше пестроцветной толщи основания турне согласно залегают темно-серые доломитовые известняки и мергели иногда со значительной примесью песчаного материала и чистые доломиты. Характерен прослой сургучно-красных тонкослоистых алевролитов.

Общая мощность около 90 *м*.

В списке фауны из известняков этой толщи типичны брахиоподы: *Plicatifera* cf. *concentrica* (Hall), *P. borukaevi* Sim., *Camaratoechia* cf. *tuta* Mull., *Athyris nura* Nal. (определения Н. А. Пупышева) и кораллы — *Endophyllum caninoides* Gorsky, *Enygmophyllum* cf. *dubium* Gorsky (определения М. С. Быковой).

В Тантайской и Казангапской куполовидных структурах кассинский горизонт, по М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой, представлен толщей серых органогенных плитчатых известняков, алевролито-доломитовых известняков и розовато-серых известковистых песчаников. В толще содержатся многочисленные остатки брахиопод (преобладают), морских лилий, мшанок и колониальных кораллов. Мощность толщи около 140 *м*. Среди брахиопод Н. А. Пупышев определил: *Schisophoria* aff. *chouteauensis* Well., *Dictyoclostus fernglenensis* (Well.), *Plicatifera concentrica* (Hall), *P. kassini* (Nal.), *Camarotoechia rowley* Well., *Cliothyridina nura* Nal., *Spirifer marionensis* Schum., *Sp. missouriensis* Swall. и других, характерных для кассинского горизонта. Судя по литологическому составу, формирование горизонта происходило на западе в условиях мелководного морского бассейна и полузамкнутых заливов и лагун с хорошо прогревавшейся водой, на востоке — в прибрежно-морской обстановке.

Русаковский горизонт

Русаковский горизонт верхнего турне широко развит и выражен карбонатно-кремнистой и существенно терригенной толщами. Первая развита на северо-западных участках (Тёсбулакская и Аксорская мульды, Қаракиинская, Казангапская, Тантайская, Бестюбинская и другие куполовидные структуры), вторая — в структурах на юго-востоке (Қызылтузская, Западно-Каракольская, Қишкенесорская мульды).

В 1962 г. М. И. Александрова и Е. Н. Сизова разделили карбонатно-кремнистую толщу, изученную по керну скв. № 52 на куполе Бестюбе и по естественным обнажениям в грядах Тантай, Казангап и во впадине Буралкенынтуз на две пачки. Нижнюю неполной мощностью 47 *м* слагают пятнистые серо-зеленые окремненные известняки, темно-серые глинистые и песчано-глинистые известняки с черными кремнистыми стяжениями, содержащие обильные остатки фауны, и темно-серые песчано-доломитистые мергели. Верхнюю пачку (76 *м*) образуют серые известковые грубозернистые полимиктовые песчаники с тонкими прослоями черных органогенных известняков, светлых окремненных известняков, ракушников, светло-серых доломитовых и алевритистых известняков-ракушников. Комплекс фауны этих пачек состоит из брахиопод, мшанок (преобладают), криноидей и пелеципод. Среди брахиопод Н. А. Пупышев установил характерные для русаковского горизонта: *Dictyoclostus viminalis* (White), *Chonetes kinghirica* Nal., *Spirifer* aff. *grimesi* Hall, *S.* cf. *baiani* Nal., *S. incertus* Hall,

Reticularia pseudolineata Hall, *Tylothyris laminosus* M'Coy, *Tetracamera subtrigona* M.W. и др. Из сборов М. И. Александровой 1946—1947 гг. А. М. Симорин определил: *Dictyoclostus birlingtonensis* (Hall), *Spirifer grimesi* Hall, *Athyris lamellosa* L'Ev. Мощность горизонта в разрезах куполовидных структур достигает 170 *м*.

Разрез верхнего турне терригенного типа в северо-западном крыле Кызылтузской мульды описали в 1958 г. М. И. Александрова и Е. Н. Сизова; в состав толщи входят пестроцветные мелко- и среднезернистые полимиктовые песчаники, среди которых встречаются прослои шламовых и ракушечных известняков и доломитовых известняков.

Общая мощность толщи 814 *м*. Здесь среди редких, плохой сохранности остатков фауны определены: *Orthotetes* sp., *Camarotoechia* aff. *laeta* Kon., *Pentagonocyclicus circum vallatus* Yelt. Растительные остатки оказались неопределимыми.

По данным 1964—1965 гг. С. Я. Шувалова, М. Г. Бияшева и других, в русаковском горизонте в восточной части Восточной Бетпак-Далы содержатся остатки микрофауны, среди которых М. Ф. Марфенкова определила: *Parathurammina minima* Lip., *Eotuberitina reitlingerae* M.-Macklay.

Отложения верхнего турне лежат согласно на нижнем турне и согласно с постепенным переходом перекрыты нижним визе. Мощность русаковского горизонта колеблется от 80 до 800 *м*, причем резкое сокращение характерно для наложенных мульд «Чуйской глыбы» (Аксорской и Кишкенесорской). Осадконакопление в позднем турне протекало на западе и северо-западе в открытом мелком море, а на востоке и юго-востоке — в прибрежно-морских условиях.

Визейский ярус

Отложения яруса участвуют в строении большинства герцинских синклинальных и некоторых куполовидных структур, слагая крылья и ядра мульд. Они представлены мощным терригенно-карбонатным комплексом. Карбонатные породы тяготеют к основанию разрезов, выше они чередуются с обломочными, которые постепенно совершенно вытесняют их. Определение нижней границы яруса затруднено литологическим сходством пород его нижней части с осадками верхнего турне, а также смешанным составом фауны в пограничных слоях. Не менее трудно из-за постепенных переходов к отложениям намюра установить верхнюю границы. В разрезах выделены три подъяруса.

НИЖНИЙ ПОДЪЯРУС

Ишимский горизонт имеет пестрый литологический состав. Его низы тесно связаны с русаковским горизонтом, а верхи с яговкинским. Подъярус слагают серые, местами доломитизированные и окремненные в различной степени известняки, доломиты, пестроцветные мергели, аргиллиты, полимиктовые песчаники. Известняки содержат остатки брахиопод (преобладают), ругоз, мшанок, пелеципод, гастропод, стеблей морских лилий, микрофауны, окремнелую древесину.

В районе куполовидных структур полный разрез нижнего визе вскрыт скв. 52 на куполе Бестюбе. В 1962 г. М. И. Александрова и Е. Н. Сизова выделили в нем две пачки. Нижняя (86 *м*) состоит из серых известняков с пятнистыми скоплениями алевритовых и глинистых частиц, известняков-ракушников с примесью ангидрита, тонкопереслаивающихся темно-серых известняков и углисто-глинистых сланцев, окремнелых известняков, известковых и известково-доломитистых

аргиллитов. Верхнюю пачку образуют серые органогенные известняки и прослои ракушников, известково-алевритистые и глинистые доломиты, линзы гипсов и ангидритов, алевритистых и доломитистых мергелей, известковистых доломитов с включениями черных кремней. Почти во всех породах отмечается присутствие желваков ангидрита и гипса. Мощность верхней пачки около 113 *м*. Среди брахиопод Н. А. Пупышев обнаружил: *Chonetes ischimica* Nal., *C. wissotzkii* Nal., *C. nalivkini* Mon., *Buxtonia scabricula* (Mart.), *B.* aff. *dengisi* (Nal.), *Pseudosyrinx plenus* (Hall), *Brachythyris atbasarica* Nal. и др. Присутствие руководящих видов ишимского горизонта указывает на ранневизейский возраст отложений.

На северо-западном крыле Кызылтузской мульды в основании нижнего визе, по данным 1958 г. М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой, залегает горизонт (15 *м*) серых органогенных доломитистых известняков с обильными остатками фауны, кверху переходящих в желтовато-розовые мергели. Их сменяет пачка (95 *м*) грязно-зеленых полимиктовых мелкозернистых песчаников с глинисто-известковистым или серицито-железистым цементом, с крупными фрагментами окремнелой древесины, остатками фауны и прослоем светло-розового известковистого песчаника-ракушечника (0,4 *м*); выше залегают серые среднезернистые полимиктовые песчаники с глинисто-кремнистым цементом, обильными органическими остатками и карбонатными стяжениями. В верхах разреза находятся светло-серые реликтово-органогенные песчанистые известняки с остатками брахиопод плохой сохранности, выше сменяющиеся серыми среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с глинисто-кремнистым цементом. Мощность верхних горизонтов 47 *м*. В толще найдены остатки брахиопод, ругоз, гастропод, мшанок, пелеципод и криноидей (стеблей). Среди определенных Н. А. Пупышевым брахиопод для ишимского горизонта характерны: *Chonetes ischimica* Nal., *Orthotetes keokuk* Hall, *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Productus djidensis* Nal., *Buxtonia dengisi* (Nal.), *Spirifer kasachstanensis* Sim., *Pseudosyrinx plenus* (Hall), *Athyris obmaxima* Mc'Chesn и др.

По данным 1964—1965 гг. С. Н. Шувалова, М. Г. Бияшева и других, отложения раннего визе восточных участков охарактеризованы остатками микрофауны, среди которых М. М. Марфенковой определены *Ammodiscus priscus* Raus., *Planoarchaediscus* ex gr. *spirillinoides* (Raus.) и др. Нижнее визе здесь согласно перекрыто средним.

В Тёсбулакской в «наложенных» Аксорской и Кишкенесорской мульдах ишимский горизонт (300—550 *м*) выражен толщей чередующихся серых известняков, пестроцветных песчаников, местами мергелей с характерным комплексом фауны. В Восточно-Каракольской мульде нижнее визе представлено угленосной толщей, описанной в 1960 г. В. А. Шурыгиным в районе оз. Караколь и плато Тассуекоба по естественным обнажениям и данным бурения. В основании толщи согласно на верхнетурнейских отложениях залегают светло- и зеленовато-серые мелко- и среднезернистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники (97 *м*). Их перекрывает пачка часто чередующихся светло-серых кварцевых средне- и мелкозернистых песчаников, темно-серых и черных алевролитов, аргиллитов и углистых аргиллитов. Мощность отдельных слоев колеблется от 1 до 26 *м*. Среди углистых аргиллитов и, реже, алевролитов встречено девять пластов каменного угля мощностью от 0,47 до 2,6 *м*. Мощность пачки 263 *м*. Общая мощность угленосной толщи составляет 360 *м*, и на ней согласно залегают средневизейские породы. Среди органических остатков верхней пачки установлены пелециподы: *Orbiculoidea nitina* Phill., *Parallelodon* cf. *reticularis* M'Coy, *Allorisma sulcata* Flem.; лингулы — *Lingula ellip-*

tica Phill., *L. squamiformis* Phill.; растительные остатки — *Cardiopteridium spetsbergensis* Nath., *Lepidodendron veltheimii* Sternb., *Phyllites* cf., *Cardiopteridium* sp.

СРЕДНИЙ ПОДЪЯРУС (ЯГОВКИНСКИЙ ГОРИЗОНТ)

Средний подъярус как самостоятельное подразделение визейского яруса Восточной Бетпак-Далы до недавнего времени не выделялся и включался в нерасчлененную толщу среднего — верхнего визе. Детальные исследования, проведенные в 1958—1962 гг. М. И. Александровой и Е. Н. Сизовой, с послойными сборами фауны, позволили Н. А. Пупышеву, на основании определений брахиопод, выделить яговкинский горизонт, соответствующий согласно унифицированной схеме карбона («Резолюция...,», 1958), среднему подъярусу визе. Горизонт связан постепенными переходами с ишимским внизу и с дальненским, отвечающим верхнему визе, вверху.

Изучение керна скв. № 52 позволило разделить отложения среднего визе Бестюбинского купола на три литологически различные пачки. Нижняя пачка (78 *м*) состоит из часто чередующихся доломитов, доломитовых и доломитистых известняков и мергелей в основном серого цвета, с примесью алевритового и пелитового материала, а также гипса и ангидрита в виде линзочек, тонких прослоев, желваков и примазок, содержащих прослои органогенных известняков и ракушников, состоящих из остатков фауны плохой сохранности. Среднюю пачку (55 *м*) образуют переслаивающиеся серые, зеленовато- и голубовато-серые глинистые и известковистые алевролиты, алевритовые известняки, алевритовые и доломитовые мергели и, реже, известняки с остатками фауны и доломиты с примесью ангидрита. Разрез венчает пачка пестроцветных мергелей, глинистых и доломитисто-глинистых известняков с прослоями ракушников и карбонатно-глинистых алевролитов мощностью 60 *м*. Общая мощность среднего визе 180 *м*. Комплексы фауны из всех пачек состоят из брахиопод (преобладают), пелеципод, морских лилий и гастропод; встречаются редкие остатки микрофауны и растений. Из руководящих для яговкинского горизонта видов Н. А. Пупышев отметил *Streptorhynchus ruginosum* H.C. и *Spirifer logani* Hall; из часто встречающихся — *Echinoconchus elegans* M'Coy и более редкие — *Sinuatella mesialis* Hall и *Martinia glabra* (Mart.). Обращает внимание обилие остатков *Productus redesdalensis* M.W.

В северо-западном крыле Кызылтузской мульды над ишимским горизонтом выделены светло-серые и розовато-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с карбонатным цементом и стяжениями в середине слоя и многочисленными остатками фауны в низах и кровле; мощность 59 *м*. Выше залегает пачка серых мергелей с черными кремнистыми стяжениями, с доломитистыми органогенными известняками с остатками фауны; на них лежат серые доломиты с кремнистыми стяжениями и темно-серые песчанистые известняки с тонкими прослоями ракушников; мощность пачки 95 *м*. Комплекс фауны состоит из брахиопод, колониальных кораллов, гастропод и пелеципод. На средневизейский возраст отложений указывают брахиоподы *Cancrinella undata* Defr., *Spirifer kasachstanensis* Sim. и сходные с *Sinuatella mesialis* Hall, характерные для яговкинского горизонта, а также стратиграфическое положение.

В Восточной Каракольской мульде выше угленосной согласно залегает, по данным В. А. Шурыгина (1960 г.), толща карбонатных и терригенных пород среднего визе, в состав которой входят серые орга-

ногенные известняки, серые мелкозернистые песчаники и коричневые и серые алевролиты. Общая мощность около 600 *м*.

Почти во всех слоях содержатся обильные остатки брахиопод (преобладают), пелеципод, кораллов, мшанок, морских лилий, трилобитов. Из характерных для яговкинского горизонта видов присутствуют: *Echinoconchus elegans* (M'Coy), *Buxtonia* cf. *dengisi* (Nal.), *Spirifer logani* Hall, *Athyris trinuclea* Hall. Средневизейские отложения здесь согласно перекрыты неразделенной верхневизейской — нижненамюрской толщей. Общая мощность подъяруса 466 *м*.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС

Верхний подъярус представлен в нижней части отложениями дальненского горизонта (унифицированной схемы карбона), а в верхней — часто нижненамюрскими отложениями. Дальненский горизонт в условных границах выделен в Кызылтузской мульде и на куполе Бестюбе. В Западно-Каракольской мульде его обособить не удалось, он объединен с нижним намюром.

В северо-западном крыле Кызылтузской мульды в дальненском горизонте преобладают органогенные и доломитовые известняки иногда с кремневыми стяжениями. Общая мощность толщи 408 *м*. В комплекс найденной здесь фауны входят брахиоподы, гастроподы, пелециподы, мшанки и лилии. Среди брахиопод для дальненского горизонта характерны *Productus concinnus* Sow. и *Spirifer trigonalis* (Mart.); наряду с ними определены виды из яговкинского горизонта. Из-за смешанного состава фауны в подстилающих и перекрывающих отложениях границы дальненского горизонта условные.

В Бестюбинском куполе к дальненскому горизонту отнесена пачка (44 *м*) тонкопереслаивающихся серых глинистых известняков, известковистых песчаников и ракушников, пестроцветных глинистых и известковистых алевролитов и слабодоломитистых мергелей. Известняки содержат бедный в групповом и видовом отношении комплекс, состоящий из брахиопод и морских лилий. Среди брахиопод определены характерные для дальненского горизонта *Productus concinnus* Sow. и *Marginifera praecursor* M.W., а также часто встречающиеся в нем *Marginifera minuta* M.W., *Avonia youngiana* (Dav.), *Reticularia lineata* (Mart). Здесь объем дальненского горизонта требует уточнения из-за нечеткой верхней границы. Отложения горизонта перекрыты неразделенной верхневизейско — нижненамюрской толщей.

Неразделенные верхневизейский и нижненамюрский подъярусы

Образованы мощным карбонатно-терригенным комплексом, содержащим обильные и разнообразные остатки фауны. Они распространены ограниченно и приурочены к ядрам мульд.

Наиболее полный разрез комплекса в урочище Кызылтуз в ядре одноименной мульды в 1958 г. описали М. И. Александрова и Е. Н. Сизова; они выделили три толщи. Нижняя — состоит из грубопереслаивающихся серых органогенных известняков и серых, розовых и зеленоватых мелко- и тонкозернистых полимиктовых песчаников с глинисто-кремнистым и карбонатным цементом; мощность отдельных горизонтов 7—50 *м*; мощность толщи 293 *м*. В средней толще чередуются серые песчаники, органогенные и органогенно-детритусовые известняки, доломитистые и глинистые известняки и зеленовато-серые мелкозернистые известковистые песчаники с волноприбойными знаками; характерно послойное размещение остатков организмов различных групп и существование криноидных, пелециподовых, брахиоподовых и других слоев; мощность отдельных горизонтов 5—100 *м*, мощность толщи 357 *м*.

Верхняя толща чередующихся светлых средне-, мелко- и тонкозернистых полимиктовых, реже аркозовых песчаников с известковистым, доломитисто-известковистым и кремнисто-карбонатным цементом и волноприбойными знаками, серых, темно-серых и желтовато-серых доломитовых, доломитистых и глинисто-доломитистых органогенных и органогенно-детритусовых известняков и ракушников, местами с прослоями песчано-глинистых известняков, мергелей, известковых и глинисто-известковых доломитов, имеет мощность 399 *м*; горизонты известняков и даже доломитов содержат обильные органические остатки с четко выраженной локализацией представителей отдельных групп в различных слоях. Мощность отдельных слоев колеблется от 2,5 до 58 *м*.

В комплекс фауны всех трех толщ входят брахиоподы (преобладают), пелециподы, гастроподы, мшанки, криноидеи, колониальные кораллы, ругозы. В списке брахиопод присутствует значительное число форм, встречающихся, по данным Н. В. Литвинович и М. В. Мартыновой (1960), в белеутинском горизонте Джезказганской и Тенизской впадин: *Echinoconchus subelegans* Thom., *Productus concinnus* Sow., *Cancrinella undata* (Defr.), *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Antiquatonia khimenkovi* (Jan.), *Spiriferina insculpts* (Phill.), *Neospirifer djezkasganensis* Litv., *N. nalivkini* Bolch., *N. procameratus* Litv., *Athyris trinuclea* Hall и др. При сопоставлении списков брахиопод трех толщ обращает внимание более широкое развитие в верхней представителей родов *Marginifera* и *Neospirifer*. Общий список позволяет сопоставить описанные толщи с белеутинским горизонтом. Однако, наличие в комплексе фауны большого количества верхневизейских брахиопод и отсутствие маркирующего горизонта с гигантопродуктусами и горизонта колониальных ругоз, характерных для белеутинского разреза, затрудняют определение нижней границы намюра. В связи с этим выделяются нерасчлененные верхневизейские — нижненамюрские отложения, значительная часть которых отвечает, очевидно, белеутинскому горизонту.

Общая мощность отложений верхнего визе — намюра достигает 1050—1100 *м*. Они залегают согласно на дальненском горизонте и связаны постепенными переходами с красноцветной толщей среднего — верхнего карбона.

В результате детальных исследований 1964—1965 гг. С. А. Шувалов, М. Г. Бияшев и другие выделили намюрский ярус, представленный серыми и зелеными полимиктовыми песчаниками, органогенными битуминозными доломитизированными известняками, содержащими очень близкий к приведенному выше комплекс брахиопод, а также остатки микрофауны: *Planoarchaediscus minimus* (Grozd. et Leb.), *Neoarchaediscus incertus* (Grozd. et Leb.), *Asteroarchaediscus pustulus* (Grozd. et Leb.), *Tetrataxis* aff. *kingiricus* Vdov. Мощность намюра определена в 1000—1100 *м*. К намюру толща отнесена, по-видимому, по преобладанию в комплексе брахиопод намюрских форм, так как указанные фораминиферы имели распространение от позднего визе до башкирского века включительно. Эти отложения со смешанной фауной можно считать намюрскими, но граница намюра и визе остается весьма условной.

На куполе Бестюбе к верхнему визе — нижнему намюру отнесены пестроцветные мергели и глинистые известняки с прослоями ракушников неполной мощностью 37 *м*. Породы содержат остатки брахиопод, морских лилий, мшанок, ругоз, пелеципод. Среди брахиопод Н. А. Пупышев определил: *Echinoconchus defensis* (Thom.), *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Productus concinnus* Sow., *Composita* cf. *trinuclea* (Hall).

В Восточно-Каракольской мульде, где дальненский горизонт не выделен, к поздневизейско — ранненамюрской толще отнесены залега-

ющие непосредственно на яговкинском горизонте серые песчаники, тонкопереслаивающиеся с серыми алевролитами и органогенными известняками. Общая мощность около 360 *м*. В известняках собраны остатки брахиопод, мшанок и морских лилий. Среди брахиопод часто встречаются: *Linoproductus jagovkini* (Nal.), *Sinuatella sinuata* Kon., *Neospirifer* aff. *karaulicus* Litv., *N.* ex gr. *precameratus* Litv., характерные для верхов визе и низов намюра. Эта толща без признаков несогласия перекрыта комплексом серых, коричневато-бурых и кирпично-красных разнозернистых кварцевых и полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью около 550 *м*, отнесенным В. А. Шурыгиным условно к намюру.

Судя по составу и строению разрезов, осадконакопление в позднем визе и намюре происходило при колебательных движениях в мелководном постепенно регрессирующем море.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего и, предположительно, верхнего карбона участвуют в строении крупных — Тёсбулакской, Қызылтузской, Восточно-Қаракольской и Аксорской мульд, слагая их ядра. Незначительные выходы имеются на северо-восточном побережье сора Буралкенынтуз и, западнее, в районе гор Қокшетау и Қыземшек. Они представлены мощным пестроцветным и красноцветным терригенным комплексом, преимущественно грубо-мелкозернистых горизонтально- и косослоистых полимиктовых песчаников, реже аргиллитов, с линзами крупно-среднегалечных полимиктовых конгломератов.

В Қызылтузской и Восточно-Қаракольской мульдах выше толщи верхнего визе — нижнего намюра расположена связанная с нею постепенными переходами толща серых, сиреневатых и фиолетовых мелкозернистых глинистых песчаников, с включениями мелких глинистых окатышей, первоначально отнесенная М. И. Александровой (1955) к намюру, из-за находок в урочище Уланбель растительных остатков, определенных М. О. Борсук как *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill. из нижнего карбона, *Calamites suckowii* Brongn. и *Calamites* cf. *cistii* Brongn. из нижнего вестфала, а также из-за залегания под красноцветной толщей, сопоставлявшейся с джезказганской свитой. При детальных исследованиях в Қызылтузской мульде, сопровождавшихся тщательными сборами фауны, в 1958 г. М. И. Александрова и Е. Н. Сизова установили под толщей пестроцветных песчаников с растительными остатками морские намюрские отложения, тесно связанные с верхним визе. После этого, ее причленили к основанию средне — верхнекаменноугольного комплекса. Впоследствие М. М. Марфенкова в толще нашла *Mesocalamites cistiformis* (Stur.) Hirm., *Palmatopteris* aff. *furcata* Brongn. (определение М. И. Радченко).

В Тёсбулакской мульде аналогичное место занимает толща зеленых и фиолетовых песчаников и аргиллитов с отдельными прослоями известняков мощностью не более 250—260 *м*. Выше нее без признаков несогласия залегает толща темно-коричневых, серовато-фиолетовых и вишнево-красных мелко-грубозернистых горизонтально- и косослоистых плитчатых песчаников с мощными (до 50—80 *м*) горизонтами крупно-среднегалечных полимиктовых конгломератов.

В Қызылтузской мульде в основании красноцветной толщи находятся мелкогалечные конгломераты мощностью 70 *м*, свидетельствующие о размыве после отложения пестроцветных песчаников, то есть

в среднем карбоне (аналог «раймундовских» конгломератов Джезказганской впадины). Неполная мощность красноцветов 1350—1500 *м*.

Органических остатков в красноцветной толще не обнаружено: к среднему — верхнему карбону она отнесена исключительно по залеганию выше пестроцветов, охарактеризованных вестфальской флорой. Верхняя возрастная граница не ясна. Значительные мощности (до 2000—2500 *м*) в Тёсбулакской и Қызылтузской мульдах и литологическое сходство с джезказганской свитой позволяют предполагать, что формирование комплекса пестроцветных и красноцветных терригенных отложений происходило в прибрежно-континентальных условиях в среднем карбоне, захватив частично позднекаменноугольную эпоху.

ЧУ-БАЛХАШСКИЙ РАЙОН И КЕНДЫКТАС

Отложения карбона в Чу-Балхашском районе и Кендыктасе распространены ограниченно. В Западном Прибалхашье они выполняют небольшие наложенные мульды (Қашкантенизскую, Акжар — Сарытумскую, Қаракамысскую, Мынаральскую, Қызылкемерскую, Қуланкетпесскую, Алакольскую); обнажены в изолированных тектонических блоках Чу-Илийских гор и Кендыктаса и повсеместно представлены нижним отделом.

Нижний отдел

Отложения нижнего карбона распространены во всех каменноугольных структурах Западного Прибалхашья, Чу-Илийских гор и Кендыктаса, где они в едином разрезе с фаменом резко несогласно перекрывают девонские вулканиты или нижний палеозой. В Қашкантенизской, Акжар-Сарытумской, Қаракамысской и Мынаральской синклиналях турнейский и неполный визейский ярусы представлены прибрежно-морскими фациями; на юго-востоке Кендыктаса широко развиты терригенно-вулканогенные породы, а в Чу-Илийских горах и северной части Кендыктаса — континентальные терригенные осадки (рис. 33). Мощности нижнего карбона колеблются от 700 до 2000 *м* в зависимости от литологического состава и полноты разрезов. По палеонтологическим остаткам отдел разделен на турнейский, визейский и намюрский ярусы.

Турнейский ярус

Отложения этого яруса известны во всех каменноугольных мульдах. В Западном Прибалхашье, относящиеся к ярусу красноцветные и зеленоцветные песчаники, алевролиты, известняки и конгломераты слагают крылья Қашкантенизской, Акжар-Сарытумской, Қаракамысской и Мынаральской синклиналей. По составу органических остатков и особенностям литологии турне делится на подъярусы. Нижняя граница яруса неопределенна. Его подстилают фаменские отложения, дающие постепенные переходы к турне и, также как нижний подъярус турне, представленные красноцветами. Поэтому ниже даются полные разрезы фаменкаменноугольных мульд.

В основании Қашкантенизской мульды красноцветные полимиктовые песчаники часто перемежаются с конгломератами. В других структурах преобладают разнозернистые песчаники (возможно, частично фаменский ярус). Выше отмечены горизонты, красноцветных, реже серых алевролитов, туфопесчаников, кислых туфов, доломитизированных известняков; преобладают мелкозернистые песчаники. Мощность колеблется от 100 до 400 *м*. Возраст толщи определен стратиграфическим положением: красноцветные песчаники продолжают разрезы фаменских

отложений и подстилают охарактеризованные фауной осадки верхнего турне. В песчаниках и алевролитах Каракамысской и Мынаральской структур встречены остатки флоры: *Pteridorachis* sp., *Archaeopteris* sp., *Lepidodendron* sp., характеризующие низы нижнего карбона.

Верхнее турне в Западном Прибалхашье чаще всего представлено зеленовато-серыми полимиктовыми песчаниками, светло-серыми известняками, серыми спонгиолитами и алевролитами; в основании иногда присутствуют конгломераты. Горизонты известняков выдержаны по простиранию и образуют хорошо выраженные в рельефе гряды. В верхнем турне у побережья зал. Кашкантениз и в северо-западной части Мынаральской структуры преобладают темно-серые и черные окремненные алевролиты с горизонтами серых мелко- и среднезернистых известняковых, полимиктовых и кварцевых песчаников и тонкокристаллических известняков с остатками фауны. На юго-востоке Мынаральской структуры преобладают серые и зеленовато-серые разнозернистые, в основном кварцевые песчаники с остатками флоры плохой сохранности. Остатки фауны из верхнего турне Западного Прибалхашья, по О. Н. Насикановой, представлены: *Marginatia burlingtonensis* (Hall), *M. vaughani* (M.W.), *Spirifer grimesi* Hall, *S. biplicatus* Hall, *S. maykudukensis* Sim. Мощность разрезов колеблется от 180 до 400 *м*.

Несколько иным литологическим составом характеризуются турнейские отложения Чу-Илийских гор и Кендыктаса, выполняющие мелкие разобщенные мульды или обнаженные в небольших тектони-

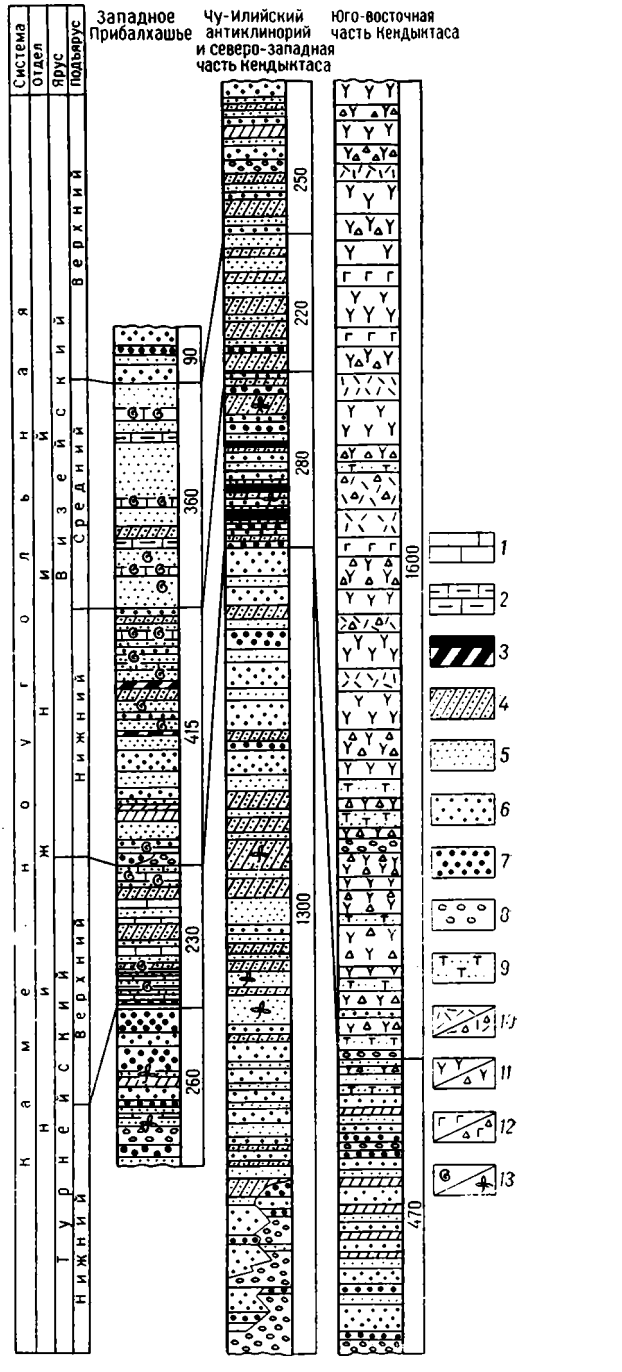


Рис. 33. Схема сопоставления разрезов нижнекаменноугольных отложений Чу-Балхашского района и Кендыктаса (по В. И. Власову, с использованием материалов С. Г. Токмачевой и Б. А. Салина)

1 — известняки; *2* — мергели; *3* — угли, углистые породы; *4* — алевролиты; *5* — мелкозернистые песчаники; *6* — среднезернистые песчаники, гравелиты; *7* — гравелиты; *8* — конгломераты; *9* — туфопесчаники; *10* — липарито-дацитовые порфиры и их туфы; *11* — андезитовые порфириты и их туфы; *12* — базальтовые порфириты и их туфы; *13* — ископаемые остатки фауны и флоры

ческих блоках. Они сложены исключительно континентальными красноцветными осадками и не расчленены на подъярусы; только на северо-западе Чу-Илийских гор известны морские образования. Так, в ядре мульды, расположенной к югу от урочища Кокэспе, по данным Н. Г. Марковой (1961), толща турне (до 150 *м*) представлена мергелистыми известняками и известняками с прослоями алевролитов и песчаников. В 60 *м* к восток-юго-востоку близ кол. Карабия в узкой вытянутой в северо-западном направлении наложенной мульде последовательно обнажены конгломераты из хорошо окатанных мелких галек кварцитов протерозоя, яшм и основных эффузивов кембрия (100—120 *м*), серые аркозовые и полимиктовые песчаники (3—6 *м*) и пелитоморфные известняки с остатками брахиопод и кораллов турне.

Еще юго-восточнее (45 *км*) отложения турне и фамена выполняют Кызылкемерскую синклиналь. На ее южном крыле в горных выработках, В. И. Власов в 1968 г. установил, что на девонских вулканитах залегают красно-бурые и буровато-коричневые алевролиты, переслоенные мелко- и среднезернистыми песчаниками с косоволнистой, реже горизонтально-волнистой слоистостью мощностью 370 *м*. На них налегают серые и серовато-розовые среднезернистые и реже мелкозернистые, в основном кварцевые песчаники с прослоями красно-коричневых алевролитов (167 *м*), сменяющиеся зеленовато-серыми и серовато-зелеными песчаниками с отпечатками флоры плохой сохранности и растительным детритом и прослоями красноцветных песчаников и алевролитов (85 *м*). Выше расположены шоколадно-коричневые и буровато-коричневые алевролиты и мелко-, средне- и разнозернистые песчаники с отдельными прослоями, содержащими обломки алевролитов (94 *м*). В основании верхней пачки мощностью 200 *м* находятся маломощные разногалечные конгломераты с полуокатанной и хорошо окатанной галькой вулканитов, кремнистых сланцев и гранитоидов, сменяющиеся по простиранию гравелитами и разнозернистыми песчаниками, и слой (3 *м*) светло-серых кремнистых пород с красными и черными линзочками. Большая часть пачки сложена красноцветными алевролитами с прослоями разнозернистых песчаников. Общая мощность — свыше 900 *м*.

В Куланкетпесской мульде, расположенной в 30 *км* юго-западнее оз. Балхаш, в основании толщи залегают разногалечные конгломераты мощностью от 5 до 65 *м*, состоящие из разноокатанных обломков девонских порфиров, туфов и песчаников. Выше расположены красноцветные разнозернистые полимиктовые песчаники, гравелиты, алевролиты, реже конгломератовидные песчаники и аргиллиты. Алевролиты и аргиллиты нижней части разреза окрашены преимущественно в коричневые и красно-коричневые тона, в верхней половине преобладают зеленые и серовато-зеленые разновидности, местами окраска пятнистая; характерны карбонатные и карбонатно-глинистые конкреции размером до 2 *см*. Общая мощность толщи 400—500 *м*.

Восточнее отложения турне развиты у южного берега оз. Алаколь. В их основании залегают базальные конгломераты с галькой подстилающих девонских кислых вулканитов. Мощность 10—15 *м*. Вышележащая толща, как и в Куланкетпесской мульде, представлена красноцветными разнозернистыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками, переслоенными коричневыми, реже пятнистыми или серовато-зелеными алевролитами и аргиллитами; мощность 690 *м*.

По-видимому, к турнейскому ярусу относятся верхние горизонты мощной верхнедевонской — нижнекаменноугольной красноцветной терригенной толщи юго-восточной части Чу-Илийских гор и севера Кендыктаса (район ст. Чокпар). В этой толще, в 2,6 *км* северо-западнее

пос. Ешкили-Курдай К. И. Дворцова собрала остатки *Sublepidodendron subfallax* (Nath.) Radcz., характеризующие (по Г. П. Радченко и Н. М. Яковлевой) турнейский возраст отложений. При повторных сборах здесь же И. И. Радченко в 1957 г. обнаружил: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill. *Sublepidodendron* sp., *Knorria* sp., *Pteridorachis* sp., определяющие, по его мнению, позднетурнейский — ранневизейский возраст осадков. Возможно, что эти остатки собраны в верхах верхнедевонской — нижнекаменноугольной толщи.

Формирование турнейских осадков в Западном Прибалхашье происходило в прибрежно-морских условиях, в Чу-Илийских горах и Северном Кендыктасе — на обширной аллювиальной равнине и в речных дельтах при жарком сухом климате.

Визейский ярус

Эти отложения распространены не во всех карбоновых мульдах. Наиболее широко визейские карбонатно-терригенные осадки развиты в Западном Прибалхашье, где выполняют внутренние части Кашкантенизской, Акжар-Сарытумской, Каракамысской и Мынаральской синклиналей. Южнее они установлены в Куланкетпесской и Алакольской мульдах. По литологии и фаунистическим остаткам визе делится на нижнее и среднее и только в Куланкетпесской синклинали, где по-видимому, есть верхний подъярус.

Нижневизейские отложения в мульдах Западного Прибалхашья представлены зеленовато-серыми разнозернистыми преимущественно полимиктовыми песчаниками; подчиненными известняками и углисто-глинистыми породами. В Куланкетпесской и Алакольской структурах преобладают разнозернистые в основном кварцевые песчаники и гравелиты с горизонтами алевролитов, углистых пород и зольных углей. Углистые породы и угли отчетливо выделяют нижневизейскую толщу из разреза нижнего карбона.

В Кашкантенизской и Акжар-Сарытумской мульдах в низах разреза мощностью до 210 *м* преобладают зеленовато-серые и серовато-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники, есть редкие слои песчанистых и пелитоморфных известняков и кварцево-полевошпатовых песчаников. Выше залегают песчаники и органогенно-детритусовые известняки (до 50 *м*), которые перекрыты зеленоватыми и серыми крупно- и среднезернистыми полимиктовыми и кварцево-полевошпатовыми песчаниками с прослоями мелкозернистых алевролитов и ракушников. Общая мощность 400—450 *м*. В мелкозернистых песчаниках и известняках — многочисленные остатки фауны.

В Каракамысской и Мынаральской структурах нижнее визе состоит из разнозернистых, преимущественно кварцевых песчаников; реже отмечаются зеленовато-серые полимиктовые песчаники, песчанистые известняки, темно-серые алевролиты и углистые аргиллиты с линзами углей. Основание обычно слагают крупнозернистые песчаники и гравелиты, переходящие местами в конгломераты с хорошо окатанной галькой девонских эффузивов, реже гранитоидов и кремнистых пород. Мощность толщи 400—450 *м*. Ее возраст подтвержден многочисленными остатками фауны, среди которых О. Н. Насиканова определила: *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Cliothyridina obmaxima* (M. C. Chesn.), *Orulgania plena* (Hall), *Chonetes ischimica* Nal., *Buxtonia dengisi* (Nal.).

В Чу-Илийских горах нижневизейские отложения развиты на небольших разобщенных участках. В урочище Кокэспе и в Кызылкемерской мульде распространены только нижние горизонты (50—70 *м*), слагающие ядра и состоящие из светло-серых разнозернистых кварцевых

песчаников. Юго-восточнее осадки нижнего визе известны в Куланкетпесской и Алакольской мульдах.

В Куланкетпесской мульде в разрезе преобладают (рис. 34) светло-серые, серые, иногда зеленовато-серые полевошпато-кварцевые песчаники; широко распространены темно-серые алевролиты с горизонтальной и полого-волнистой слоистостью и растительными остатками плохой сохранности. Очень характерно присутствие линз полуматовых и реже матовых углей с прослоями углистых пород. Мощность толщи 270 *м*.

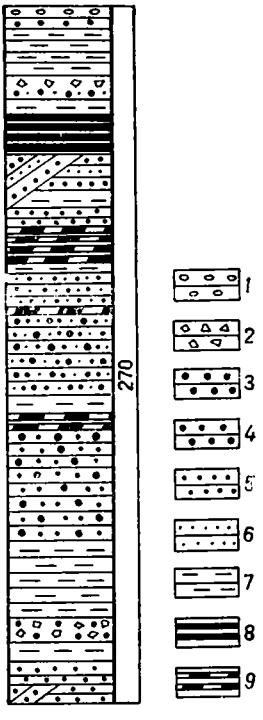


Рис. 34. Разрез отложений нижнего визе Куланкетпесской мульды (Чу-Балхашский район) по В. И. Власову

1 — конгломераты; *2* — гравелиты; *3* — грубозернистые песчаники; *4* — крупнозернистые песчаники; *5* — среднезернистые песчаники; *6* — мелкозернистые песчаники; — алевролиты; *8* — угли матовые и полуматовые, штриховато-полосчатые с прослоями углистых пород и алевролитов; *9*—углистые породы с пластами углей

В разных горизонтах угленосной толщи встречаются отпечатки *Lepidodendron kirghizicum* Z a l., *Caenodendron* sp.

Нижневизейские осадки накапливались на обширной приморской аллювиальной равнине в условиях жаркого влажного климата. В периоды кратковременных ингрессий море заходило в Западное Прибалхашье, но не распространялось южнее.

Средневизейские отложения

В карбоновых мульдах Западного Прибалхашья эти отложения венчают разрезы нижнего карбона и выделены в Куланкетпесской синклинали. С нижневизейскими они связаны постепенными переходами и состоят в основном из зеленых и серых разнозернистых полимиктовых песчаников. Мощность 400—500 *м*. В Кашкантенизской, Акжар-Сарытумской и Каракамысской мульдах среднее визе приурочено к пониженным участкам, занятым такырами, что не позволяет составить непрерывные разрезы. На обнаженных участках видны зеленые и серовато-зеленые мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями органогенных и пелитоморфных известняков; в верхах отмечены пласты буровато-серых, темно-серых, реже бурых разнозернистых полимиктовых песчаников (возможно, это — низы верхнего визе). Среди фаунистических остатков О. Н. Насиканова определила *Dictyoclostus* ex gr. *inflatus* (C h e s n.), *Neospirifer derjawini* J a n.

В восточной части Мынаральской мульды известна только нижняя часть толщи мощностью до 60 *м*, сложенная серовато-зелеными тонко- и мелкозернистыми песчаниками с округлыми карбонатными стяжениями размером от 2 до 15 *см*. Более высокие горизонты находятся под оз. Балхаш. В Куланкетпесской мульде средневизейская толща состоит из зеленовато-серых алевролитов и серовато-зеленых разнозернистых полимиктовых и кварцевых песчаников с прослоями пестроцветных алевролитов. В основании отмечены гравелиты (до 2 *м*), состоящие из обломков кварца, кремнистых пород и алевролитов. Мощность толщи около 200 *м*. Аккумуляция средневизейских отложений в Западном Прибалхашье происходила в прибрежно-морских условиях на фоне усили-

вающейся регрессии моря в северо-западном направлении, а на площади Куланкетпесской структуры — в аллювиально-озерно-дельтовой обстановке.

Верхневизейско-намюрские отложения

Развиты только во внутренней части Куланкетпесской структуры и представлены розовато-серыми, реже зеленовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песчаниками, переслоенными горизонтами буровато-коричневых алевролитов с многочисленными неправильными известково-глинистыми стяжениями размером до 4 *см*. Местами алевролиты пятнистые за счет зеленоватых участков. Мощность толщи 200—250 *м*; возраст ее определен на основании литологического сходства с фаунистически охарактеризованными верхневизейско-намюрскими осадками расположенного западнее Каракольского прогиба Чуйской впадины (Власов и др., 1967). Накопление осадков происходило преимущественно в речных дельтах при жарком и сухом климате.

Нерасчлененные нижнекаменноугольные отложения

Распространены в юго-восточной части Кендыктаса, где образуют пологую Жамантинскую брахисинклиналь — часть крупного Илийского синклинория. По литологическим особенностям осадочно-вулканогенная толща четко делится на две толщи. Нижняя обнажена неширокой (до 5 *км*) полосой в западном крыле структуры и состоит из красноцветных, реже зеленоцветных разнозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, прослоев и линз гравелитов, конгломератов, туфов, туфопесчаников и редких известняков. Конгломераты обычно приурочены к основанию свиты, а горизонты туфов — к ее верхней части. Состав свиты не выдержан по простиранию, что затрудняет сопоставление отдельных стратиграфических разрезов. Наиболее полный разрез свиты составил Б. А. Салин (1963 г.) в междуречье Таскайнар — Сулусай, где на девонских вулканитах залегают базальные валунные и разногалечные конгломераты, переходящие кверху в красноцветные и зеленые косослоистые полимиктовые песчаники. Последние содержат пачки гравийных и мелкогалечных конгломератов, алевролитов и пелитоморфных известняков. В верхней части разреза отмечены прослои туфов андезитовых порфиров. Общая мощность свиты 450 *м*.

Верхняя толща (жамантинская свита) связана постепенными переходами с подстилающей и широко представлена в центральной и восточной частях брахисинклинали. Она делится на три подсвиты: нижнюю — эффузивно-туфогенную, среднюю — осадочно-туфогенно-эффузивную и верхнюю — эффузивно-осадочную. В нижней подсвите преобладают темно-серые, зеленовато-серые, реже буровато-серые андезитовые порфириты, их туфы и туфопесчаники. Соотношения различных пород значительно меняются. Так, в верховьях р. Ргайты (западная) наблюдается чередование андезитовых и базальтовых порфиритов (300—400 *м*). Маломощные горизонты туфов андезитовых порфиритов и разнозернистых туфопесчаников отмечены только в низах и верхах разреза. В верховьях р. Джанысай резко преобладают туфы андезитовых порфиритов; андезитовые лавы известны лишь в верхах подсвиты. Мощность толщи 460 *м*. В междуречьи Майбулак — Урюкты прослежены многочисленные пачки туфопесчаников и туфоконгломератов. Мощность подсвиты от 300 до 600 *м*.

Средняя подсвита представлена разнообразными лавами и разделяющими их осадочно-пирокластическими горизонтами. Андезитовые

порфириты в основании часто переслоены туфами, туфогенными и полимиктовыми песчаниками. Мощность 400—850 *м*. В средней части преобладают песчаники и конгломераты, распространены агломератовые туфы, лавы и туфы трахилипаритовых порфиров, реже андезитовые порфириты и дацитовые порфиры. На юге, в бассейне р. Джанысай, господствуют дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и туфы этих пород; присутствуют конгломераты и песчаники. Мощность до 450 *м*. Верхняя часть подсвиты (до 250 *м*) сложена андезитовыми порфиритами, сменяющимися выше крупнообломочными туфами с прослоями базальтовых порфиритов, песчаников и туфопесчаников. В основании пачки отмечены крупногалечные туфоконгломераты.

Верхняя подсвита (до 400 *м*) прослежена только в юго-восточной части брахисинклинория (междуречье Ичкеле — Нижнее Ичкеле). Ее слагают разнозернистые полимиктовые песчаники, туфопесчаники и конгломераты, переслоенные тремя горизонтами флюидальных дацитовых порфиров, изредка встречаются горизонты агломератовых туфов.

Остатки флоры обнаружены только в породах нижней толщи (район р. Майбулак) и представлены, по заключению М. И. Радченко *Sublepidodendron mirabile* (Nath.), *S. subfallax* (Nath.) Radcz., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth) Zeill. и другими турнейско-ранневизейскими формами. Хотя данных о возрасте жамантинской свиты нет, можно условно считать нижнюю толщу турне-нижневизейской, а жамантинскую свиту — визе-намюрской. Возможно, что низы жамантинской свиты отвечают кетменской свите Заилийского района.

Осадки нижней толщи накапливались в озерно-аллювиально-дельтовой обстановке в условиях жаркого засушливого климата; вулканиты жамантинской свиты наземные.

Средний и верхний отделы

Отложения среднего — верхнего карбона распространены в центральной и северной частях Куланкетпесской мульды, где с размывом перекрывают визе-намюрские осадки. Они представлены красноцветными алевролитами и разнозернистыми, часто плохо сортированными полимиктовыми песчаниками, в которых встречаются светло-серые известковистые стяжения размером до 1,5 *см*. Алевролиты преобладают в верхах толщи, песчаники — в ее низах, отмечены линзы базальных гравелитов и конгломератов. Мощность около 1000 *м*. Органических остатков не обнаружено.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Выходы каменноугольных отложений в казахстанской части Северо-Восточного Тянь-Шаня прослежены от государственной границы на востоке до гор Кендыктас на западе, от горного узла Хан-Тенгри на юге до Илийской долины на севере. Они представлены разнообразными породами трех отделов.

В Заилийском районе выделяются три зоны, отличавшиеся условиями осадконакопления в каменноугольном периоде. Для северной — Илийской зоны характерны вулканогенные разрезы (см. рис. 32); ее южная граница проходит по водоразделу хр. Кетмень, южному склону гор Торайгыр и далее на запад — по водоразделам хребтов Сарытау, Заилийского Алатау и Кастекского. В средней, Южно-Кетменской зоне разрезы смешанного типа; внизу развиты вулканиты, а вверху — осадочные образования. Ее граница с Текесской зоной тянется по широтному отрезку р. Текес и далее на запад по северному склону хр. Кунгей

Алатау. Текесская зона отличается от двух первых чисто осадочными разрезами нижнекаменноугольных отложений, наращиваемых также осадочными толщами башкирского яруса. Полученные материалы позволили составить убедительную схему стратиграфического расчленения карбона в зонах осадочных и осадочно-эффузивных фаций. Расчленение толщ, сложенных вулканитами, местами вызывает сомнение и в значительной мере условно.

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения распространены очень широко; они слагают северные склоны Заилийского Алатау и многие участки его восточных отрогов (Сарытау, Улькун и Балабогуты, Торайгар), развиты на обширных площадях в хр. Кетмень, на северных склонах Кунгей и Терской Алатау. Нижний карбон подразделяется на толщи: турне — верхнего визе, визе, среднего — верхнего визе, верхнего визе, среднего визе — намюра и намюра.

Турнейский ярус—визейский ярус, нижний подъярус

Различаются два типа разрезов этой толщи. Один из них характерен для Текесской зоны, другой — для Южно-Кетменской и Илийской. В первой — отложения турне — нижнего визе на северном склоне хр. Терскей Алатау слагают нижние слои Текесской синклинали. Они с глубоким несогласием налегают на нижнепалеозойские породы. Разрез начинается мощной пачкой конгломератов с галькой пород подстилающих толщ и позднеордовикских гранитоидов и редких прослоев сланцев. Выше появляются горизонты известковистых песчаников, сланцев и отдельные прослои известняков. Толща окрашена в розовато-серый цвет, обусловленный преимущественным развитием аркозовых песчаников и конгломератов. Мощность отложений в центральной части Текесской синклинали достигает 800—1300 *м*; восточнее она сокращается до 200—250 *м*; сокращается и в западном направлении, вначале до 400—500 *м*, а затем выклинивается полностью. Повсеместно толща перекрыта карбонатно-терригенными породами среднего — верхнего визе, содержащими обильные остатки брахиопод и фораминифер.

По всей мощности отложений турне — нижнего визе в грубозернистых песчаниках и темно-серых алевролитах собраны растительные остатки: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.), *A.* cf. *karagandensis* (Bors.), *Caenodendron* cf. *primaevum* Zal., Lycopsidae, *Pteridorachis* sp., *Sphenopteridium* sp., *Neuburgia*? sp. *Girtia*? sp. Флора, по заключению М. И. Радченко, и К. З. Сальменовой, нижнекаменноугольная, скорее турне-визейская, подобная встречаемой в основании кетменской свиты. В песчанистых известняках, залегающих в верхней части толщи по р. Улькункакпак, И. Л. Захаров (1964) встретил остатки фораминифер: *Bisphaera reitlingerae* M. Maclay, *Earlandia elegans* Raus. et Reitl. По мнению Б. В. Пояркова, они характеризуют отложения турне — нижнего визе. К северу от Текесской зоны отложения турне — нижнего визе представлены почти исключительно в вулканогенных фациях и известны под названием кетменской свиты. С. С. Шульц (1940) назвал ее каратау-кетменской и считал девонской — нижнекаменноугольной. Позднее ее возраст уточнили, а наименование сократили. Свита занимает большие площади в хр. Кетмень и Заилийском Алатау. По широтному отрезку р. Чилик ее выходы на отдельных небольших участках прослежены до истоков. В основании кетменской свиты обычно залегает осадочная пачка ритмично переслаивающихся конгломератов,

гравелитов, песчаников, сланцев и темных водорослевых, часто кремнистых, известняков. Мощность колеблется от первых десятков до 350 *м*. Чем грубее и полнее ритмы, тем больше мощность пачки. Иногда в ее верхах отмечаются прослои туфов дацитовых и липарито-дацитовых порфиров. Почти повсеместно в песчаниках осадочной пачки встречаются растительные остатки. Наиболее часты: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *A. karagandensis* (Bors.), Radtsch *Caenodendron primaevum* Zal., *Lepidodendropsis* cf. *sigillarioides* Jongm., *L.* cf. *obovatum* Sternb., *Sphenophyllum* sp., *Archaesigillaria* sp. Кроме того, встречены: *Lepidodendron spetsbergense* Nath., *L. vandergrachti* I. Gotn. et D., *Lepidostrobus* sp., *Lepidophyllum* sp., *Ptychodendron* cf. *batoiensis* Chachl., *Cyclostigma asiaticum* Radcz., *Rhodea moravica* (Ett.) Stur, *Algae* sp. *Cardioneura* (?) sp., *Cardiopteris* (?) sp., *Hexagonocarpus* sp., *Trigonocarpus* sp. По заключению М. И. Радченко и М. А. Сенкевич комплекс определяет турне-нижневизейский возраст вмещающих пород.

Не исключена возможность выделения в восточной части хр. Кетмень (плато Ушхасан) более древних, чем кетменская свита нижне-турнейских (?) отложений. В песчаниках, обнажающихся в тектоническом блоке, Б. Ф. Кашкаров (1960 г.) обнаружил *Leptopholeum rhombicum* Daws., *Annularia* sp. и *Asterocalamites* sp. М. А. Сенкевич предполагает, что эти остатки характеризуют слои более низкого стратиграфического уровня, чем кетменская свита.

На востоке, в горах Каратау, основание кетменской свиты образует осадочная пачка (150—170 *м*), а выше следуют вулканиты (около 2500 *м*), разделенные Б. Ф. Кашкаровым на две пачки. В нижней части первой пачки туфогравелиты, туфопесчаники переслаиваются с андезитовыми порфиритами и их туфами. Далее следуют бурые дацитовые порфиры и пирокласты. Разрез наращивается зелено-серыми базальтовыми порфиритами (270 *м*) и венчается дацитовыми порфирами и их туфами, переслаивающимися с прослоями туфопесчаников и туфогравелитов (230 *м*). Общая мощность нижней пачки 1285 *м*. Верхняя пачка представлена, в основном, эффузивами и туфами дацитового состава, содержащими мощный (320 *м*) горизонт зелено-серых туфов порфиритов. Мощность верхней пачки около 1000 *м*. Выше следуют известняки с фауной среднего — верхнего визе. На хр. Кетмень и в горах Басулытау мощности и строение толщи остаются подобными. В междуречье Чилик-Чарын вулканиты по разрезу обособлены более четко. Основные и средние разности приурочены к низам свит, а кислые — к верхам (см. рис. 32).

В горах Бокайдынтау, в хр. Карач и бассейне р. Талгар вулканиты нижнего карбона прорваны многочисленными интрузиями и зачастую сохранились в виде ксенолитов различной величины. Контактовые изменения и разрывная тектоника весьма осложняют их изучение. Вулканиты, относимые в настоящее время к кетменской свите, могут включать эффузивы более позднего и раннего возраста. В верховьях рек Тургень и Иссык отложения карбона находятся в более спокойной тектонической обстановке. Здесь кетменская свита несогласно налегает на разновозрастные образования от докембрийских до кастекскской свиты девона. Основание разреза образует мощная (200—290 *м*) пачка бурых полимиктовых конгломератов, песчаников и редких прослоев туфов дацитовых порфиров. Выше следуют бурые тонкофлюидальные туфолавы и, реже, игнимбриты дацитового и липаритового состава (500—650 *м*). Верхняя пачка (400—550 *м*) представлена темно-серыми, зелено-серыми и бурыми дацито-андезитовыми, андезитовыми и, реже — андезито-базальтовыми порфиритами и венчается красно-бурыми липарито-дацитовыми и трахитоидными дацитовыми порфирами и туфами. Выделенные

пачки прослеживаются по простиранию и могут рассматриваться в качестве подсвит. Мощность кетменской свиты в целом 1100—1500 *м*.

Западнее, в верховьях рек Узункаргалы и Каракастек, кетменская свита сохраняет важнейшие черты. Здесь, как в верховье р. Тургень, она несогласно налегает на докембрийские образования, позднеордовикские граниты и свиты девона. На бурых базальных конгломератах (до 320 *м*) лежит пачка тонко переслаивающихся туфогравелитов, туфопесчаников, туффитов и кислых туфов, очень характерная для данного участка и по положению отвечающая кислым туфолавам бассейна р. Тургень. У ее основания в песчаниках встречается турне-нижневизейская флора. На пестроцветной пачке лежат андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, переходящие вверх в андезитоидные дацитовые и дацитовые порфиры. Мощность пачки 500—580 *м*. Верхняя граница кетменской свиты проводится условно по смене порфиритов кислыми флюидальными туфолавами, относимыми к среднему визе — намюру. Суммарная мощность свиты около 1100—1200 *м*.

Для кетменской свиты особенно характерны наличие в основании осадочной пачки с флорой и широкое развитие мощных покровов андезитовых порфиритов, отличающихся обилием мелких зерен полевых шпатов в порфировых выделениях. Кислые эффузивы, туфы, туффиты и туфопесчаники, залегающие между двумя названными пачками и составляющие маркирующую толщу в западной части Заилийского Алатау, на востоке выпадают из разреза или резко сокращают мощности.

Визейский ярус, нижний подъярус

Эти подразделения выделили И. Л. Захаров и Л. Н. Мозолев на крайнем юго-востоке в приводораздельной части хр. Терскей Алатау. Выходы пород подъяруса обособлены в узкую широтно ориентированную полосу; они образуют герцинский Восточно-Терскейский прогиб. В верховьях р. Турук (средняя составляющая р. Каркара) нижнее визе несогласно налегает на породы докембрия; с нижним палеозоем и позднеордовикскими гранитами контакты повсюду по разломам. Отложения среднего визе — намюра залегают на нижневизейских согласно. Толща состоит из серых и буровато-серых разнозернистых кварцево-полевошпатовых песчаников, темно-серых и черных глинистых и кремнисто-глинистых сланцев, часто с примесью углистого материала; встречаются прослои гравелитов и разногалечных конгломератов, очень редко — известняков. В казахстанской части Восточно-Терскейского прогиба мощность толщи 400—500 *м*, а юго-западнее, в его центральной части (в Киргизии) она достигает 1600—1700 *м*. В восточной части прогиба нижнее визе сложено красноцветными конгломератами, гравелитами, песчаниками и алевролитами. По данным И. Л. Захарова, в песчаниках, залегающих вблизи основания, обнаружены остатки нижневизейских (по Л. С. Либровичу) гониатитов — *Perycyclus* sp. и флоры — *Micheevia* cf. *rimnensis* Z a l., по которым на Урале определяется граница турне и визе (Т. А. Сикстель). В верховьях р. Аюсай, в самых верхах толщи собраны нижневизейские брахиоподы: *Schizophoria* cf. *schwallewi* H a l l, *Grandispirifer milkensis* V a n s c h i p., *Brachythyris sonculica* G l a d. (определения А. Я. Гладченко).

Визейский ярус, средне-верхний подъярусы

Эти отложения широко распространены в Текесской и Южно-Кетменской зонах. Они представлены преимущественно известняками и известковистыми песчаниками. Вблизи Илийской зоны появляется вул-

каногенный материал, а к югу, к Текесской зоне, возрастает количество терригенных прослоев. Обычно средне-верхневизейские отложения налегают на турне — нижнее визе со следами размыва, выраженного местами отчетливо, иногда очень слабо. Нередко на юге визейские известняки располагаются непосредственно на досилурийских породах. Базальные конгломераты имеют в этом случае невыдержанную мощность — от единиц до 150 *м*.

На северном крыле Копылской антиклинали среднее — верхнее визе начинается пестроцветными конгломератами (60—80 *м*); выше лежат светло-серые массивные известняки с фауной (400—450 *м*). Южнее коленчатого изгиба р. Текес облик толщи меняется; конгломераты замещаются известковистыми песчаниками, а вышележащие известняки — сланцами, алевролитами с пропластками глинистых известняков; мощность сокращается до 100—120 *м*. Еще южнее, на северном крыле Текесской синклинали, мощность толщи вновь возрастает до 400—700 *м*; в разрезе преобладают аркозовые конгломераты и песчаники, содержащие маломощные прослои известняков с фауной. В центральной части синклинали толща, залегающая на турне-нижневизейских отложениях с размывом и лишь на правобережье р. Улькункакпак — согласно (граница толщ определена по смене комплексов микрофауны), сложена темноокрашенными глинистыми, известковистыми сланцами, плитчатыми известняками, розово-серыми разнозернистыми аркозовыми и полимиктовыми песчаниками. У восточной оконечности хр. Кунгей Алатау средне-верхневизейские известняки (300—400 *м*) несогласно, с конгломератами в основании, налегают на денудированную поверхность позднеордовикских гранитов. Мощность конгломератов колеблется от единиц до 100 *м*. Обычно конгломераты трудно отличимы от подстилающих гранитов, так как галька и цемент образованы за счет гранитоидов.

В Южно-Кетменской зоне средне-верхневизейские известняки повсеместно надстраивают разрез кетменской свиты. Здесь также почти повсюду обнаружены следы размыва и горизонты конгломератов и песчаников мощностью от единиц до 80 *м* в основании толщи. Предельная мощность известняков на южном склоне хр. Кетмень, по данным Б. Ф. Кашкарова и В. И. Сорокоумова, достигает 800 *м*, в других местах колеблется от 200 до 450 *м*.

Для южного склона хр. Кетмень характерно появление в низах разреза визе невыдержанной пачки ярко-зеленых алевролитов, песчаников, туфопесчаников и кислых туфов. Нередко в ней есть маломощные прослои известняков с фауной.

В районе месторождения Туюк мощность пачки около 70—80 *м*, в верховьях р. Комурчи она максимальная 350—400 *м*. Восточнее она теряет ярко-зеленую окраску, замещаясь серыми, буровато-серыми песчаниками и гравелитами небольшой (10—30 *м*) мощности.

Западнее коленчатого изгиба р. Чилик разрез визе значительно меняется. Карбонатные осадки постепенно замещаются вулканитами. У восточного подножия хр. Далаашик на кетменской свите лежит толща чередующихся бурых конгломератов и песчаников с горизонтами серых известняков и, редко, темных зелено-серых андезитовых порфиритов и дацитовых порфиров. В известняковых прослоях, прослеживаемых по всей мощности (600 *м*) толщи, присутствуют остатки средне-верхневизейских брахиопод и кораллов. В Далаашикской мульде, в осевой части хребта, разрез уже смешанный — вулканогенно-осадочный. Вулканиты, наблюдавшиеся у подножия хребта в отдельных прослоях, в восточном крыле синклинали слагают около половины мощно-

сти толщи. Бурые флюидальные дацитовые порфиры и туфы прослоены 8—10 пачками известковистых песчаников, гравелитов и известняков мощностью 25—100 *м* каждая. Суммарная мощность толщи около 800—850 *м*. На западном крыле мульды роль вулканитов еще более возрастает; на их долю приходится до 700—800 *м*, тогда как общая мощность 4—5 пачек известняков и песчаников составляет лишь 300—400 *м*. Далее на запад средне-верхневизейские отложения прослежены до меридиана перевала Аккия.

В северном направлении смена карбонатных фаций визе эффузивными происходит на коротком расстоянии в узкой полосе, служащей границей Илийской и Южно-Кетменской зон и особенно четко выражена по гребню хр. Кетмень. Эта граница приурочена к двум крупным параллельным разломам, подвижки по которым разделили в средневизейское время единую до этого область на две части. Видимо и западнее, в Заилийском Алатау, граница следует вдоль разломов, но выражена менее отчетливо.

Повсюду в средне-верхневизейских известняках содержатся обильные органические остатки. Среди наиболее характерных и часто встречаемых форм можно отметить брахиоподы (определения О. Н. Насикановой): *Aulacophoria* cf. *keyserlingiana* Kon., *Chonetipustula fergananensis* Jan., *Plicatifera plicatilis* (Sow.), *Mesophila mesoloba* Sow., *Argentiproductus margaritacea* (Phill.), *Arg. pectinoides* (Phill.), *Krotovia spinulosa* Sow., *Buxtonia scabricula* (Mart.), *Striatifera striata* (Fisch.), *S. striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Fluctuaria undata* (Defr.), *Overtonia fimbriata* Sow., *Sinuatella sinuata* Kon., *Pustula aculeata* (Mart.), *Punctospirifer* aff. *salemensis* (Well.), *P.* aff. *kinjebaevi* Litw.

Среди фораминифер, определенных Б. Я. Поярковым и М. М. Марфенковой, типичны: *Ammodiscus volgensis* Raus., *Archaediscus convexus* Grosd. et Leb., *A. pauxilus* Schlyk., *A. moelleri* Raus., *Howshinia gibba* (Moell.), *Eostafella paraparva* Gan., *E. mosquensis* Vis., *Propermodiscus krestovnikovi* Raus. var. *koktjubensis* Raus., *Tetrataxis conica* Ehrenb., *Forschia mikhailovi* Dain., *Endothyranopsis crassa* (Brady), *Pseudoendothyra struvei* (Moell.), *Asteroarchaediscus rugosus* (Raus.). Кроме того, многочисленны остатки средне-верхневизейских кораллов и редко — мшанок.

Возможно, что возраст кунгейских известняков местами может быть более древним, так как в нижних частях свиты в районах рек Комурчи и Бийсыкактас (южные склоны хр. Кетмень) Ю. А. Симоновой встречены турнейские виды фораминифер: *Quasiendothyra urbana* Mal., *Tornayellina beata* Mal., *Septaglomospiranella primaeva* forma minima Lip., *Chernyschinella humulosa* Lip.

Собственно верхневизейские образования под названием сатинской свиты выделены лишь на небольшом участке на северном склоне хр. Кунгей Алатау (междуречье Курменты — Каинды). Свита, однородная по составу и облику, сложена зелеными и бурыми трещиноватыми миндалекаменными пироксеновыми порфиритами (преобладают) и их туфами. Максимальная ее мощность 400 *м*. По правому склону долины р. Каинды порфириты согласно лежат на известняках среднего — верхнего визе. Здесь же, по южной границе выходов, есть узкая полоска отложений намюра, перекрывающих порфириты сатинской свиты. Западнее налегание намюра выражено более четко и на большей площади. В основании намюра лежат конгломераты с обильными обломками миндалекаменных порфиритов и известняков. Верхневизейский возраст сатинской свиты определен по ее положению в разрезе.

Визейский ярус, средний подъярус—намюрский ярус

Сюда отнесены карбонатно-терригенные отложения северного склона хр. Терской Алатау и вулканиты, развитые севернее оси хр. Кетмень и по северному склону Заилийского Алатау.

В Текесской зоне, в Восточно-Терскейском прогибе, по И. Л. Захарову и Л. Н. Мозолеву, однородная толща светло-серых массивных и слоистых известняков среднего визе — намюра согласно перекрывает нижнее визе. В ней, иногда в значительном количестве, присутствуют алевролиты, песчаники и конгломераты. Мощность толщи 600—1000 *м*, а в центральной части прогиба 1600 *м*. В известняках встречаются остатки брахиопод: *Striatifera striata* (Fisch.), *Gigantoproductus* cf. *edelburgensis* (Phill.) и др. (определение А. Я. Гладченко), фораминифер — *Eostafella ikensis* Viss., *E. parva* Moell., *Textularia* cf. *longiseptata* (Lip.), *Archaediscus moelleri* Raus., *Asteroarchaediscus* cf. *baschkiricus* (Theod. et Krest.) (определения В. П. Скворцова).

Визе-намюрские отложения известны также в верховьях р. Улькункакпак, где залегают несогласно на докарбоновых образованиях, представлены толщей известняков, внизу — тонкослоистых, вверху — массивных. В основании толщи находится горизонт конгломератов с плохо окатанной галькой подстилающих пород. В известняках — обильная фауна среднего — верхнего визе и намюра.

В северной части Текесской впадины и в Южно-Кетменской зоне намюрские отложения обычно легко отличаются от подстилающих средне-верхневизейских по составу пород и органическим остаткам.

В Илийской зоне к визе-намюрским отложениям отнесены преимущественно кислые вулканиты. В подчиненном количестве встречаются породы среднего и основного состава, туфопесчаники и туфогравелиты. В водораздельной части хр. Кетмень в толще есть прослои и линзы известняков со смешанной средневизейской — намюрской фауной. Разрез, составленный В. М. Сорокоумовым (1962 г.) в верховьях р. Кишиузунсай, характеризует толщу визе — намюра переходной зоны. Этот разрез образован буровато-серыми и зеленовато-серыми гравелитами, лилово-серыми и серыми базальтовыми порфиритами, туфопесчаниками, туфогравелитами и туфоконгломератами. Встречены залежи базальтовых порфиритов. В верхней части разреза наблюдались пачки известняков с фауной. Самая верхняя часть разреза сложена лавами дацитовых и липарито-дацитовых порфиров. Общая мощность 1930 *м*. По-видимому, она завышена, так как границы с подстилающими и перекрывающими вулканогенными отложениями проведены условно. Обычно видимая мощность визе — намюра 500—700 *м* и едва ли превышает 1500 *м*. В горизонтах известняков встречаются остатки брахиопод, кораллов и фораминифер. Среди последних М. М. Марфенкова и Б. В. Поярков определили: *Plectogyra pauciseptata* Raus., *Mediocris breviscula* (Gan.), *Propermodiscus* ex gr. *krestovnikovi* Raus., *Ammodiscis* cf. *volgensis* Raus. Кораллы, по заключению М. С. Быковой, представлены: *Caninia spumosa* var. *tenuiseptata* Gorsky, *Lithostrotion volkovae* Dobr., *L. junceum* (Flem.), *Biphyphyllum tuberculatum* Volk., *Dorlodotia* cf. *briarti* Salei var. *simplex* Tschuk. Среди брахиопод О. Н. Насиканова отметила: *Fluctuaria* cf. *undata* Defr., *Sinuatella* cf. *sinuata* Kon., *Spirifer* cf. *bisulcatus* Sow. Фауна смешанная, средневизейская — намюрская.

Более определенные границы толща имеет в верховьях р. Нарынкупсай, на северном склоне хр. Кетмень (см. рис. 32), где по данным Б. Ф. Кашкарова (1963 г.) базальные конгломераты визе — намюра налегают на дацитовые порфиры кетменской свиты. На них лежит

пачка (260 *м*) туфопесчаников и туфогравелитов, переслаивающихся с прослоями игнимбритов и туфов разного состава. Пачку венчает горизонт (5 *м*) известняков. Далее следуют буровато-серые туфоконгломераты и песчаники (100 *м*), сменяющиеся пестроцветной пачкой тонкочередующихся прослоев песчаников, известняков и редко андезито-дацитовых порфиров, туфоконгломератов, туфогравелитов и туфопесчаников. В известняках всюду встречается фауна среднего визе — намюра. Толща перекрыта отложениями верхнего карбона — нижней перми.

Западнее, в бассейне рек Қарасай и Сумбе (хр. Кетмень), в основании визе-намюрской толщи залегает пачка ярко-зеленых песчаников и алевролитов с прослоем серых визейских известняков с фауной. Выше их сменяют светлые розово-серые игнимбриты и туфы кислого состава, флюидальные красно-бурые лавы и туфолавы липарито-дацитов. При удалении от водораздела хр. Кетмень на север, прослои известняков выклиниваются и разрез становится вулканогенным. Органические остатки из известняков низов разреза (бассейны рек Қарасай и Сумбе) определяют средне-верхневизейский возраст, из известняков верхов разреза (верховья р. Голсай) — намюрский возраст.

В горах Торайгыр, Улькунбогуты и Балабогуты визе-намюрские образования не выделены. Это объясняется значительным перерывом в осадконакоплении перед верхним палеозоем, во время которого нижнекаменноугольная толща подверглась глубокому размыву. На отдельных участках размыв дошел до слоев, переходных от турне — нижнего визе к среднему визе — намюру (р. Чарын), в других — сохранились лишь низы кетменской свиты (западная оконечность гор Улькунбогуты). Западнее, в горах Алмалы, к визе — намюру относится пачка бурых липаритовых порфиров (200 *м*), налегающая на кетменскую свиту через горизонт туфопесчаников и туфогравелитов (см. рис. 32).

В горах Бокайдынтау и хр. Карач отложений визе — намюра не выделяли. Эффузивно-пирокластическую толщу, подстилающую флористически охарактеризованные отложения среднего — верхнего карбона, относили к кетменской свите. По-видимому, верхнюю часть толщи, сложенную почти сплошь туфами кислого состава, можно сопоставить с визе — намюром восточной части Илийского синклинория.

В верховьях рек Тургень, Иссык и междуречьи Узункаргалы — Қаракастек толща визе-намюрского возраста наращивает разрез кетменской свиты. Граница между ними выражена сменой средних эффузивов вулканитами кислого и ультракислого состава. В субширотно вытянутой Тургенской синклинали от с. Иссык до р. Асы среди пород визе-намюрской толщи, окрашенных в светло-серые цвета различных от салатно-зеленых, пепельно-серых до розовых и темно-лиловых оттенков, преобладают липаритовые, трахилипаритовые лавы, часто сферолитовые, литокластические туфы кварцевых липаритовых порфиров и игнимбриты. Мощность толщи 500—600 *м*. В ее основании иногда находятся агломератовые туфы. В Тургенской синклинали, в верховье р. Кишитургень, среди песчаников нижней части встречены остатки растительности плохой сохранности: *Pteridorachis* sp., *Phyllotheca* sp., *Angaridium*? sp., *Dicranophyllum* sp. По заключению К. З. Сальменовой, такая флора встречается в отложениях карбона и перми.

В бассейне р. Узункаргалы в низах толщи залегают дацитовые порфиры с прослоями туфогравелитов и туфопесчаников. Вверху (2/3 разреза) существенную роль играют красно-бурые липаритовые, трахилипаритовые порфиры и игнимбриты, сопровождаемые прослоями туфов. Для них характерна слоистость и отчетливая тонкая флюидальность. В ядре Майтобинской синклинали липарито-дацитовые порфиры

согласно перекрыты темно-серыми андезитовыми порфиритами, андезито-дацитовыми порфирами и их туфами. Мощность пачки 300—350 *м*. Мощность визе-намюрской толщи в целом в бассейне р. Узункаргалы 900—1200 *м*. Формирование верхней нижнекаменноугольной вулканогенной толщи Илийской зоны, по-видимому, происходило от среднего визе до башкирского века среднего карбона включительно. Это предположение основано на согласном налегании башкирского яруса на отложения намюра в Текесской синклинали, свидетельствующее, что существенных изменений в режиме осадконакопления в это время не происходило на обширной территории. Основная тектоническая перестройка, повлиявшая на общий ход развития района, произошла на границе башкирского и московского веков или в нижнемосковское время.

Намюрский ярус

Отложения, охарактеризованные богатым комплексом органических остатков намюрского яруса, выделены в Текесской и Южно-Кетменской зонах. Благодаря литологическим особенностям, они обычно легко отделяются от средне-верхневизейских отложений, на которых лежат со следами небольшого размыва, связанного с отступанием визейского моря. Толща формировалась в отшнурованных от моря лагунах или на прибрежном мелководье. Обстановка способствовала появлению ритмичности в осадках, частому чередованию разнозернистых песчаников, алевролитов, сланцев, известковистых песчаников и известняков. Мощность прослоев колеблется от сантиметров до нескольких метров и редко больше. Изредка появляются горизонты туфогенных пород и конгломератов. Характерны прослои углистых сланцев, песчаников с растительным детритом и хорошо выраженная слоистость. Грубозернистые песчаники и известняки окрашены в светлые серые тона, а тонкозернистые песчаники и сланцы — в зеленовато-серые и темно-серые. В Текесской синклинали и по р. Улькункакпак разрез намюра венчает пачка светло-серых известняков мощностью 150—300 *м*.

На отдельных участках открытый морской бассейн существовал и в намюре. Здесь визейские известняки без заметного перерыва наращиваются толщей намюрских известняков (Чалкудысуйская синклиналь). Мощность намюрских отложений колеблется от 400 до 800 *м*. В. М. Сигитов (1959 г.), А. В. Леонов (1959 г.), И. Л. Захаров и Л. Н. Мозолев (1964 г.) для осевой части Текесской синклинали указывают мощность 1900—2100 *м*. Верхняя граница толщи здесь определяется налеганием со следами размыва осадков с фауной верхов намюра — низов башкирского яруса.

Вдоль границы Южно-Кетменской и Илийской зон на отдельных участках можно выделить намюрские отложения смешанного вулканогенно-осадочного состава. На северном склоне гор Кулуктау (западное окончание хр. Кетмень) на визейских известняках лежат красно-бурые туфоконгломераты и туфогравелиты, туфопесчаники и туфы порфиритового состава с обломками игнимбритов дацитовых порфиров. Этой толще эффузивных пород подчинено два тонких прослоя известняков.

Разрез обрезается сбросом. Мощность по разрезу 570 *м*. К востоку в намюрских отложениях постепенно уменьшается число эффузивных прослоев и резко возрастает количество конгломератов. В верховьях р. Темирлик толща состоит сплошь из бурых крупнообломочных конгломератов с прослоями песчаников. Еще восточнее разрез намюра вновь становится эффузивно-осадочным. На соседних площадях, где разрез карбона существенно вулканогенный, граница между визейскими и намюрскими отложениями теряется.

Возраст отложений определяется по органическим остаткам, встречаемым повсеместно и представленным богатыми комплексами. Из обильной фауны наиболее характерны фораминиферы (определения Б. В. Пояркова и М. М. Марфенковой): *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) var. *regularis* (Sul.), *N. gregori* (Dain.), *Asteroarchaediscus* aff. *rugosus* (Raus.), *Ammodiscus* aff. *multivolutus* Reitl., *Eostafella paraprotvae* Raus.; брахиоподы (определения О. Н. Насикановой, А. Я. Гладченко) — *Argentiproductus* ex gr. *atrypoides* Rot., *Gigantoproductus* ex gr. *rectestrius* (Grob.), *G. superbus* Sar., *G.* ex gr. *edelburgensis* (Phill.), *Productus concinnus* Sow., *Antiquatonia* ex gr. *khimenkovi* (Lan.), *A. antiquata* (Sow.), *A. insculpta* (M.W.), *Linoproductus* cf. *corrugatus* (M'Coy), *Striatifera striata* (Fich.), *S. striata* (Fisch.) var. *angusta* Jan., *Marginifera schartimensis* (Jan.), *Proboscidella proboscidea* Vern., *Spirifer triangularis* Mart., *S. bisulcatus* Sow., *Chonetipustula ferganensis* (Jan.): гониатиты — *Posidonia* ex gr. *becheri* Bronn., *Orthoceras crebriliratum* Girty, *Praedaraelites* ex gr. *praecursor* (From.), *Paragoniatites* cf. *subcircularis* (Mill.), *Dombarites* aff. *tectus* Libr., *Gravenoceras* cf. *cowlingense* Bisat., *Mesacanites quinquelobus* (Kittl.).Комплекс гониатитов, по заключению А. М. Садыкова, определяет возраст вмещающих осадков как низы намюра.

По всему разрезу часто встречаются растительные остатки. Здесь появляются *Calamites* и *Mesocalamites,* отсутствующие в турне и визе. В алевролитах восточной части хр. Кунгей Алатау (в 1940 г., П. А. Грюше) собраны *Calamites suckowii* Sternb. При повторных сборах в этом же пункте (Чабдаров, 1956 г.) обнаружен *Mesocalamites cistiformis* (Stur.) Hirmer., характерный, по заключению М. А. Сенкевич, для намюра. Находка *Calamites suckowii* позволили П. А. Грюше, а за ним и другим, считать возраст толщи среднекаменноугольным. Комплексы фауны и флоры, собранные в последние годы, убедительно показывают принадлежность их к намюрскому ярусу, чему не противоречит и флора, собранная П. А. Грюше, встречающаяся в отложениях от намюра до перми включительно.

И. Л. Захаров и Л. Н. Мозолев (1964 г.) в северном крыле Текесской синклинали выделили верхненамюрские отложения, тесно связанные с башкирскими известняками и залегающие на более древних образованиях с размывом. Лишь в долине р. Тюп они постепенно наращивают разрез визе-намюрских осадков. Толща состоит из красноцветных разногалечных конгломератов, песчаников и реже алевролитов. В конгломератах обильны обломки визе-намюрских известняков. В горах Тиек присутствуют прослои серых и зеленовато-серых песчаников, глинистых сланцев и известняков с *Productus concinnus* Sow. и *Spirifer bisulcatus* Sow. Мощность верхнего намюра оценивается здесь в 235—300 *м*. а на внутридепрессионных поднятиях резко сокращается.

Средний отдел

В Заилийском районе к среднему карбону относят фаунистически охарактеризованные отложения башкирского яруса и налегающие на него пачки Текесской зоны и вулканиты северных склонов Заилийского Алатау и хр. Кетмень. Эти образования не сопоставимы и, возможно, не одновозрастны. Вулканиты Илийской зоны, с которых начинается этап верхнепалеозойского осадконакопления, несогласно лежат (с конгломератами в основании) на нижнекаменноугольных и более древних породах; возможно они моложе осадков Текесской зоны, которые постепенно наращивают нижнекарбоновые разрезы.

Фаунистически охарактеризованные среднекаменноугольные отложения Текесской зоны И. Л. Захаров и Л. Н. Мозолев расчленили на три толщи: нижние названы тюпской и чааркудукской свитами, верхняя считается нерасчлененным средним карбоном.

Тюпская свита согласно и постепенно сменяет отложения верхнего намюра в центральной части Текесской синклинали. Она представлена тонко- и массивнослоистыми известняками, внизу песчанистыми с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов. В верхах имеются светло-серые мергели. Мощность свиты увеличивается с запада на восток от 30—50 до 300—350 *м*. В нижних горизонтах обнаружены фораминиферы, переходные от верхнего намюра к башкирскому ярусу: *Globivalvulina mosquensis* Reitl., *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.) var. n., *Neoarchaediscus parvus* (Raus.) var. *regularis* (Sul.) и др. Выше появляются фораминиферы и брахиоподы башкирского яруса: *Eostafella postmosquensis* Kir. var. *acutiformis* Kir., *Pseudostafella antiqua* (Dutk.) (определения Б. В. Пояркова и В. П. Скворцова); *Linoproductus corrugatus* (M'Coy) *Diaphragmus cesteriensis* (Worth.), *Choristites bisulcatiformis* Semich., *C. andugensis* Semich. (определения А. Я. Гладченко).

Чааркудукская свита согласно, местами с небольшим размывом налегает на тюпскую. В западной части Текесской синклинали она сложена зеленовато-серыми и серыми разнозернистыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами, мергелями и прослоями гипсов (до 100 *м*). Мощность толщи в целом 200—400 *м*. В восточном направлении возрастает роль песчаников; мергели и гипсы выклиниваются или образуют редкие маломощные прослои. Мощность свиты увеличивается до 1700 *м*. Нередко терригенные осадки венчают серые известняки с фауной башкирского яруса *Choristites bisulcatiformis* Semich., *Pseudostafella antiqua* (Dutk.) и др.

Нерасчлененные среднекаменноугольные отложения венчают разрез карбона Текесской синклинали. В верховьях рек Тюп и Каркара они залегают согласно на отложениях чааркудукской свиты, а в бассейне р. Текес трансгрессивно перекрывают известняки среднего — верхнего визе. В их разрезе господствуют красноцветные конгломераты и песчаники; алевролитов мало, а прослои известняков крайне редки. Мощности нерасчлененного карбона растут с запада на восток от 100 до 2000 *м*. Их возраст И. Л. Захаров определяет по фораминиферам Textulariidae среднекаменноугольного облика, встреченных в известняках.

Среднекарбоновой условно считается толща (около 400 *м*) серых известковистых конгломератов и песчаников, венчающая разрез карбона в верховьях р. Комурчи (южный склон хр. Кетмень). Конгломераты согласно наращивают разрез отложений, охарактеризованных богатой фауной намюра. В песчаниках встречены остатки каламитов, сходных с подобной флорой намюра.

Средний и верхний отделы

В Заилийском Алатау средне-верхнекаменноугольные отложения Илийской зоны выражены лавами, туфами, игнимбритами, агломератами кислого состава, реже, в нижней части толщи, вулканомиктовыми осадочными породами (до 20% мощности разрезов). На южных склонах хр. Кетмень терригенные и вулканогенные образования неоднократно сменяют друг друга по вертикали.

Стратотипом в Заилийском Алатау может служить разрез, составленный в горах Алмалы по р. Карабулак. Здесь на визе-намюрские кислые туфолавы с несогласием налегают (снизу вверх):

1. Конгломераты с галькой кислых вулканитов . . . . . 12 *м*
2. Разнозернистые туфогенные песчаники с прослоями тонкообломочных туфов кварцевых альбитофиров; в тонкозернистых песчаниках остатки *Angaropteridium* (?) sp., *Sphenopsida, Pteridorachis* sp., *Samaropis* sp. . . . . 83 „
3. Конгломерато-брекчии . . . . . 12 „
4. Туфогенные песчаники, туфоалевролиты и туфы . . . . . 18 „
5. Туфобрекчии сложного состава и грубообломочные туфы кварцевых альбитофиров . . . . . 71 „
6. Мелко- и среднеобломочные туфы дацитовых и липаритовых порфиров 57 „
7. Кристалловитрокластические туфы и туфобрекчии кислого состава . . 42 „
8. Кислые тонко- и грубообломочные туфы и игнимбриты с прослоями туффитов . . . . . 65 „
9. Среднеобломочные туфы дацитового и липарито-дацитового состава . 22 „
10. Массивные туфолавы трахидацитовых порфиров . . . . . 63 „
11. Псевдофлюидальные пемзовые игнимбриты трахилипаритовых и липарито-дацитовых порфиров . . . . . 83 „
12. Агломератовые туфы кислого состава . . . . . 8 „
13. Дацито-трахитовые игнимбриты и липарито-дацитовые порфиры . . 60 „
14. Агломератовые лавы липаритовых порфиров . . . . . 10 „
15. Розовато-коричневые трахитовые порфиры . . . . . 18 „

Общая мощность 625 *м*.

В целом для разреза характерны розовые, красноватые, лиловые, красно-бурые тона окраски, пологое залегание пород и фациальная изменчивость горизонтов при прослеживании по простиранию при общем близком кислом составе с нормальной или слегка повышенной щелочностью.

На северных склонах хр. Кетмень средне-верхнекаменноугольные отложения с более древними образованиями почти повсюду контактируют по разломам, из-за чего полных разрезов обычно составить не удается. Чаще всего они представлены разнообразными туфами, игнимбритами и туфолавами кислого, реже трахидацитового и трахитового состава. В нижних частях разрезов нередко присутствуют туфогенно-осадочные отложения. Общая мощность достигает 700—1000 *м*.

На южном склоне хр. Кетмень по р. Кенбулак на туфопесчаники кетменской свиты с угловым несогласием налегает пачка мелкогалечных конгломератов и гравелитов, грубо чередующихся с коричневатыми туфами дацитовых порфиров с прослоями туфопесчаников (380 *м*). Среднюю часть разреза образуют андезитовые порфириты (40 *м*) и флюидальные липаритовые порфиры (160 *м*). В верхних частях мощностью 290 *м* преобладают вулканомиктовые гравелиты, песчаники и конгломераты, среди которых находятся мощные горизонты кислых туфов, лавобрекчий и туфолав дацитового состава. В песчаниках верхнего слоя отпечатки флоры: *Neuropteris* sp., *Pteridorachis* sp., *Samaropsis* cf. *pauxilla* Z a l. Суммарная мощность 820 *м*.

Описываемые отложения несогласно налегают на визе-намюрские образования и также несогласно перекрыты верхнекаменноугольными — нижнепермскими. Растительные остатки указывают, по мнению К. З. Сальменовой и М. И. Радченко, на средне-верхнекаменноугольный возраст вмещающих пород. Эта толща сходна со среднекаменноугольной батпакской свитой Южной Джунгарии, но исследователи склонны расширить возрастной интервал накопления вулканитов на том основании, что они перекрыты верхнекарбоновыми — нижнепермскими отложениями, а не средне-верхнекарбоновыми, как в Джунгарии.

Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы

К верхнему карбону отнесены нижние части вулканогенной толщи кислого состава, которой присваивают верхнекаменноугольный — нижнепермский возраст. В северо-восточной части Заилийского Алатау верхнекарбоновые — нижнепермские отложения слагают большую часть гор Балабогуты и северные подножия гор Улькунбогуты, Согаты и Алмалы. При сопоставлении большого количества разрезов установлено, что среди них преобладают туфы, игнимбриты и туфолавы липаритового, трахилипаритового, липарито-дацитового и дацитового состава. Вулканомиктовые и туфогенные песчаники, туффиты, туфогравелиты и туфоконгломераты редки и неповсеместны.

Сопоставляя мощности, размер и сортированность обломочного материала в вулканитах, а также количество осадочных пород в разрезах, можно предположить, что в северо-восточных отрогах Заилийского Алатау в верхнекарбоновое — нижнепермское время существовали три крупных центра вулканических извержений. Один располагался в восточной части гор Балабогуты, второй — в урочище Чинбулак и третий — в горах Алмалы, где пирокластические образования грубообломочные и имеют большие мощности; здесь также развиты некки.

Наиболее типичный разрез прослежен в горах Алмалы. По р. Карабулак на трахитовые порфиры среднего — верхнего карбона налегают конгломераты, состоящие из валунов и гальки трахилипаритовых порфиров и базокварцевых альбитофиров; цемент туфовый. Встречаются прослои туфобрекчий и грубообломочных туфов. Общая мощность толщи 450 *м*.

В хр. Кетмень отложения верхнего карбона — нижней перми установлены только на северном склоне, где обнажены на крупных площадях междуречий Будуты — Сулатсай, Кенебулак — Нарынкол и Тегермень — Улькунаксу. По литолого-петрографическим особенностям они делятся на две подсвиты. Нижняя туфогенно-осадочная подсвита сложена конгломератами, гравелитами, туфо-гравелитами, песчаниками, туффитами, отдельными горизонтами лав и туфолав андезитового состава. Верхняя эффузивно-туфогенная подсвита представлена туфами, игнимбритами и лавами в основном дацитового и дацито-липаритового состава. Нижняя подсвита обычно имеет тектонические контакты с породами турне — нижнего визе, среднего визе — намюра и среднекарбоновыми гранитоидами. Только в среднем течении рек Нарынкол и Сасыкбулак наблюдается ее несогласное налегание с конгломератами в основании на вулканиты среднего — верхнего карбона.

Наиболее полный разрез свиты отмечен в восточной части хр. Кетмень по р. Будуты. В низах находятся вулканомиктовые конгломераты, туфогравелиты, неравномернозернистые туфогенные и полимиктовые песчаники с отдельными горизонтами туфов андезито-дацитовых и дацитовых порфиров. Мощность пачки 122 *м*. В средней части свиты расположена пачка переслаивающихся туфопесчаников, гравелитов с единичными горизонтами темно-серых битуминозных известняков, туффитов и мелкозернистых песчаников с растительными остатками: *Elatocladus* sp. nov., *Walchiostrobus* sp., *Lebachia* sp., *Ullmannia* sp., *Voltzia* sp. мощностью 256 *м*. Верхнюю часть (327 *м*) образуют туфы, игнимбриты и туфолавы, иногда слабо флюидальных дацитовых и липарито-дацитовых порфиров с отдельными прослоями туффитов. Общая мощность свиты 750 *м*.

С востока на запад в разрезах верхнекаменноугольной — нижнепермской толщи хр. Кетмень отмечено постепенное замещение грубооб-

ломочных фаций мелкообломочными, существенно туфогенными, и параллельное уменьшение мощности нижней терригенной части разреза; в верхней эффузивной части разреза увеличивается количество кислых вулканитов. В бассейнах рек Тегермен и Улькунаксу в основании залегают агломератовые и грубообломочные туфы кислого состава (25 *м*). Выше находятся витрокластические туфы липаритового состава, туффиты и туфопесчаники (47 *м*), которые сменяются туфами и туфолавами дацито-липаритовых и липаритовых порфиров, с единичными горизонтами туффитов и туфопесчаников (120 *м*). Общая мощность толщи 210 *м*.

Возрастное положение толщи малоопределенно. Она налегает на средне-верхнекаменноугольные породы и согласно перекрыта флористически охарактеризованными отложениями нижней перми. Редкие остатки растительности, по мнению К. З. Сальменовой, позволяют говорить о верхнекаменноугольном — пермском возрасте толщи.

ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Каменноугольная система здесь представлена нижним, средним и верхним отделами; наиболее широко распространен нижний отдел, выраженный преимущественно вулканитами. Ограниченно развиты отложения среднего отдела — туфогенно-осадочные морские на востоке и континентальные вулканические на западе. Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения тесно связаны с нижележащими среднекаменноугольными и развиты на небольших изолированных площадях. Верхний карбон распространен несколько шире. Верхняя граница системы не определена, и ее верхи объединены с низами нижней перми.

Нижний отдел

Полоса осадочно-вулканогенных нижнекаменноугольных образований почти непрерывно протягивается от бассейна р. Мукры на северо-западе и гор Шолак на юго-западе до р. Хоргос на востоке. Полные и хорошо изученные разрезы нижнего карбона находятся на западе (горы Жуантобе, Алабасы, Жалгызагаш, хр. Алтынэмель и др.). В северо-западной части района (горы Жуантобе, Алабасы) отчетливо выделяются вулканогенно-осадочные образования турне, нижнего визе, среднего визе и верхнего визе — намюра. В горах Кокшеель, Жалгызагаш и хр. Алтынэмель, так же как и восточнее (горы Суаттау, Коянды-тау, Долантау), разрезы почти нацело сложены вулканитами, как правило, хуже охарактеризованы палеонтологически и изучены слабее. В этих районах детально расчленить их нельзя. Поэтому на большей части района вулканогенные образования турне и нижнего визе объединены. Выше лежащая мощная вулканогенная толща отнесена к среднему визе — башкирскому ярусу среднего карбона (рис. 35).

Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса (очевидно, его нижней половины), развиты на небольших площадях и наиболее достоверно выделены И. И. Никитченко в горах Жуантобе, Алабасы, Ешкиольмес. Их стратиграфическое положение определено несогласным налеганием на породы нижнего девона в горах Ешкиольмес и согласным перекрытием отложениями с фауной ишимских слоев (мукринская свита нижнего визе).

Турнейский ярус сложен преимущественно эффузивно-пирокластическими образованиями. Резко подчиненное значение имеют осадочные породы. Почти повсеместно в основании залегает легко опознаваемая конгломерато-песчаниковая пачка яркой красно-бурой окраски (от 200 до 350 *м*). Находящаяся выше красноцветов хорошо выдержанная пачка коричневых и вишнево-бурых альбитофиров, кварцевых, дацито-

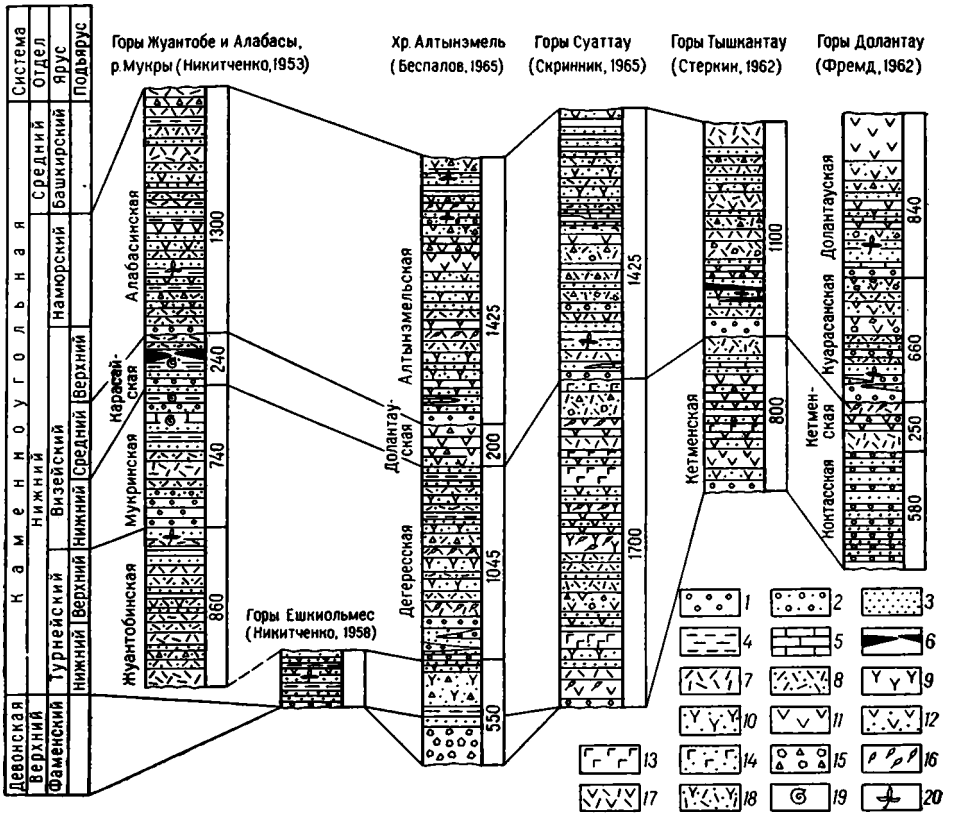


Рис. 35. Схема сопоставления разрезов нижнего карбона Южной Джунгарии (по И. И. Никитченко)

1 — конгломераты; *2* — конгломерато-песчаники; *3* — песчаники; *4* — алевролиты; *5* — известняки; *6* — угли; *7* — липаритовые, липарит-дацитовые порфиры; *8* — туфы липаритового и дацитового состава; *9* — трахитовые и трахилипаритовые порфиры; *10* — туфы трахитового и трахилипаритового состава; *11* — андезитовые и трахиандезитовые порфириты; *12* — туфы андезитового и трахиандезитового состава; *13* — базальтовые порфириты; *14* — туфы базальтового состава; *15* — агломераты; *16* — игнимбриты; *17* — эффузивы смешанного состава; *18* — туфы смешанного состава; *19* — остатки фауны; *20* — остатки флоры

вых и липаритовых порфиров, игнимбритов, агломератов и туфов не менее характерна по внешнему облику и составу (мощность 520 *м*). Пеструю пачку, венчающую турне, образуют переслаивающиеся кислые туфы, дацитовые порфиры, альбитофиры, андезитовые порфириты и гравелиты, туфопесчаники, песчаники, туффиты. Мощность 350 *м*. Мощность турне от 380 до 1350 *м*. В горах Жуантобе в верхней пачке, в туфогравелитах, собраны остатки флоры: *Sphenopteridium* sp., *Archaeosigillaria* sp., *Ulodendron* sp., nov., *Calopteria* sp. Возраст вмещающих пород, по заключению М. И. Радченко, — низы нижнего карбона. На юго-восточных склонах гор Ешкиольмес (восточнее Жуантобе) в нижней осадочной пачке, несогласно перекрывающей девонские отложения,

в песчаниках содержатся остатки плохой сохранности: *Pteridorachis* sp., *Sublepidodendron* sp., *Knorria* sp., имеющие, по определению М. И. Радченко и М. А. Сенкевич, нижнекаменноугольный облик.

На других участках турне самостоятельно не выделено и включено в турне-нижневизейский комплекс. К турнейским отложениям (возможно с элементами девона) в центральной и восточной частях Южной Джунгарии, по мнению И. И. Никитченко, относится пачка красноцветных конгломератов и песчаников мощностью 200—250 *м* и перекрывающие коричневые и буро-вишневые дацитовые порфиры и их туфы (в междуречье Тюлькули и Каинды, в хр. Алтынэмель, в горах Жалгызагаш и Дувантау). Однако из-за их слабой изученности и плохой палеонтологической обоснованности уточнение возраста до яруса очень условно.

Для турнейских вулканитов характерна общая красновато-бурая, коричневатая окраска, преобладание кислых пирокластолитов, отчетливая грубая слоистость, обилие дацито-липаритовых игнимбритов, как правило, флюидальных. Породам комплекса свойственна резко проявленная альбитизация. Отложения турне повсеместно смяты в единые складки с нижневизейским комплексом, без углового несогласия.

Турнейский ярус—нижний подъярус визейского яруса

Отложения комплекса распространены на небольших участках в горах Кокшеель, Дегерес, хр. Алтынэмель и на востоке — в горах Кояндытау, Суаттау, Долантау, Тышкантау. Толщи турне — нижнего визе палеонтологически не охарактеризованы и выделены по положению в разрезе или по сопоставлению с кетменской свитой, развитой на северных склонах Заилийского Алатау и хр. Кетмень, где ее возраст достаточно твердо определен остатками флоры. Повсюду турне-нижневизейские образования представлены главным образом вулканитами трахилипаритового, липарито-дацитового и андезито-базальтового состава. Весьма характерны игнимбриты трахилипаритового до андезитового состава. Состав вулканитов разнообразен на отдельных участках. На западе и центре (горы Дегерес, Кокшеель, хр. Алтынэмель) широко развиты породы дацито-липаритового состава; среди них господствуют пирокласты и отчасти игнимбриты. На востоке (горы Кояндытау, Суаттау, Долантау, Тышкантау) наряду с ними, сравнительно широко распространены базальтовые, диабазовые и андезитовые порфириты, их туфы и туфоагломераты.

В хр. Алтынэмель наиболее полный разрез турне — нижнего визе изучен в междуречье Каинды — Тюлькули (приводораздельный участок). Здесь в основании разреза залегают красноцветные конгломераты и песчаники с четко выраженной ленточной или косой слоистостью мощностью от 150 до 300 *м*. Такая пачка встречена на многих участках как на северном крыле Илийского синклинория (Южная Джунгария), так и на южном (Заилийский Алатау). Выше базальной пачки через конгломераты с галькой известняков, дацитовых порфиров, базальтовых и андезитовых порфиритов, песчаников, кремнистых пород залегает мощная и пестрая по составу вулканогенная толща мощностью более 1000 *м*, образованная преимущественно пирокластическими и отчасти излившимися породами, которым подчинены редкие и маломощные прослои гравелитов, песчаников, туффитов. Пирокластолиты представлены в основном кристаллокластическими и кристаллопепловыми туфами липаритового, дацито-липаритового и трахилипаритового состава, в меньшей мере игнимбритами того же состава. Туфо-

лавы дацитовых и липарито-дацитовых порфиров образуют отдельные прослои небольшой мощности.

В более восточных районах (горы Кояндытау, Суаттау, Долантау, Тышкантау и др.) турне-нижневизейские отложения развиты сравнительно широко и также представлены вулканитами. Наиболее характерные разрезы составлены в горах Суаттау, Керегетас, Долантау. По данным В. Д. Стеркина, А. Т. Хитрунова и других, в горах Керегетас отложения турне — нижнего визе резко несогласно перекрывают известняки сууктюбинской свиты ордовика и песчаники нижнего девона и представлены в низах андезитовыми порфиритами, их туфами, туфами андезито-дацитового и дацитового состава. Реже отмечаются прослои базальтовых порфиритов и туфопесчаников. В верхах разреза преобладают дацитовые, дацит-липаритовые и липаритовые разности, главным образом туфы и туфолавы. Мощность турне-нижневизейских отложений в горах Керегетас 600—900 *м*.

В горах Суаттау состав турне-визейских вулканитов, по Л. И. Скринник, несколько иной. В толще мощностью около 1700 *м* преобладают липариты и базальты; осадочных пород не более 10% мощности. В основании залегают валунно-галечные конгломераты (20 *м*) и бурые андезитовые игнимбриты (100 *м*). Выше пачки бурых трахидацитовых порфиров, разнообразных кислых туфов и игнимбритов, туфопесчаников (145 *м*) идут серо-зеленые афанитовые базальтовые порфириты, переходящие вверху в туфы основного и среднего состава (215 *м*). В средней части разреза (741 *м*), пестрой по составу, преобладают сиреневые, розовые, розовато-серые туфы и игнимбриты липаритового трахилипаритового и трахидацитового состава, в меньшем количестве встречаются коричнево-бурые андезитовые порфириты и их туфы. Верхи разреза образуют серо-зеленые миндалекаменные базальтовые порфириты с прослоями их агломератовых туфов (190 *м*) и пачка (263 *м*) агломератовых туфов липаритового состава, розовых тонкополосчатых липаритовых порфиров и редких прослоев буровато-серых андезитовых порфиритов и бурых туфов основного состава.

Нижневизейский подъярус достоверно выделен только на небольших участках северо-восточных склонов гор Жуантобе и северных склонов гор Алабасы, где представлен вулканогенно-осадочной мукринской свитой. Ее нижняя граница в горах Жуантобе проведена по подошве горизонта туфоконгломератов, трансгрессивно налегающих на вулканиты жуантобинской свиты турне. Здесь И. И. Никитченко составил полный разрез (Жмырев и др., 1965). В основании мукринской свиты залегают массивные зелено-серые туфо-конгломераты (250—300 *м*) с галькой подстилающих вулканитов, реже кремнистых пород и кварцитов. Валунно-галечные внизу, они становятся выше мелкогалечными и переходят в песчаники. На них залегают базокварцевые дацитовые порфиры и туфы кварцевых дацитовых порфиров (156 *м*), сменяющиеся сложно построенной пачкой буровато-серых, вишнево-бурых и зеленовато-серых туфов дацитовых порфиров, туфогравелитов и туфопесчаников (144 *м*). Ее перекрывают осадочные породы — гравелиты, песчаники, алевролиты, известняки, содержащие остатки морской фауны (190 *м*). Мощность свиты в данном разрезе 740 *м*. Для разреза характерен вулканогенно-осадочный состав, с явным преобладанием в нижней части, большей по мощности (около 550 *м*), эффузивно-пирокластических образований и осадочных, прибрежно-морских — в верхней, менее мощной. Среди вулканитов господствуют альбитизированные дацитовые и кварцевые дацитовые порфиры, широко развиты литокластические туфы. Липаритовые порфиры отсутствуют, а андезитовые порфириты встречаются в резко подчиненном количестве. В верхней

осадочной пачке собраны обильные остатки фауны, среди которых О. Н. Насиканова определила брахиоподы: *Buxtonia dengisi* (Nal.), *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *D.* ex gr. *irsuensis* Serg., *Spiriferella* sp., *S. plena* Hall, *S. transversa* Mc. Chesn, *Spirifer grimesi* Hall, *S. (Tylothyris)* cf. *increditus* Mon., *S. baiani* Nal., *S. maykudukensis* Sim., *Pustula* (?) *minima* (Tolm.), *Orthotetes keokuk* Hall, *Chonetes wyssotzkii* Nal., *Waagenoconcha* sp. Из мшанок А. Г. Пламенская нашла: *Fenestella* cf. *langae* Bolkhov., *F.* cf. *triserialis* Ulr., *F.* cf. *narynica* Nikif., *F.* cf. *serratula* Ulr. Совокупность форм достаточно надежно определяет нижневизейский возраст.

На восточном продолжении полосы развития мукринской свиты (горы Алабасы, южные склоны гор Сууктюбе) ее состав заметно изменяется; разрез становится существенно вулканогенным, осадочная пачка почти нацело замещается эффузивами и туфами. Вулканиты представлены, в основном, теми же породами, что и в горах Жуантобе; несколько увеличивается количество прослоев андезитовых порфиритов и их туфов.

СРЕДНЕВИЗЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС

В. Ф. Беспалов, И. И. Никитченко к среднему визе относят карасайскую угленосную свиту гор Жуантобе, северных склонов гор Алабасы и южных склонов гор Сууктюбе. Для свиты типичны вулканогенно-осадочные разрезы, с углистыми породами и пластами углей. Полный разрез карасайской свиты известен в горах Жуантобе, где вскрыты ее основание и верхи. Нижняя граница проведена по горизонту конгломератов, в гальке которых найдены перемятые остатки фауны мукринской свиты. Верхняя граница установлена по слабо несогласному перекрытию вулканитами верхнего визе — намюра. Жуантобинский разрез карасайской свиты схематично расчленен на три почти равные по мощности (75—85 *м*) части. Нижняя пачка сложена конгломератами, туфопесчаниками, песчаниками и в верхах — туфами кварцевых дацитовых порфиров и порфиритов. Средняя часть разреза существенно осадочная, угленосная (разнозернистые песчаники, туфопесчаники, туфоалевролиты, алевролиты, многочисленные линзы углей 3—5 *м* в горах Жуантобе, долинах р. Мукры и руч. Карасай). Верхняя пачка похожа на нижнюю и образована в верхних и нижних частях туфами кварцевых дацитовых порфиров и плагиоклазовых порфиритов, а в средней — песчаниками и туфопесчаниками. Общая мощность карасайской свиты в горах Жуантобе составляет 240 *м*. В средней части свиты в угленосных слоях, собраны остатки флоры низов нижнего карбона, среди которых М. И. Радченко определила: *Sublepidodendron obovatiformis* Radtsch., *Porodendron olivieri* (Eich.) Zal., *Dzungarodendron novikae* Radtsch., *Lepidodendron volkmannianum* Sternb., *Knorria* sp.

В горах Кокшеель, Жалгызагаш, хр. Алтынэмель и других к среднему визе, по мнению В. Ф. Беспалова, относится трахиандезитовая формация, представленная трахитами, трахидацитами, трахиандезитами, андезито-трахитами, андезитами, их туфами и туфогломератами, линзами песчаников. Повсюду образования формации не охарактеризованы флорой, и возраст установлен условно, по литологии и положению в разрезе. Однако, во многих случаях, к формации отнесены интрузивные образования, что не исключает их более молодого, возможно, верхнепалеозойского возраста.

ВЕРХНИЙ ПОДЪЯРУС ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА — НАМЮРСКИЙ ЯРУС (БАШКИРСКИЙ ЯРУС)

Данные отложения занимают значительные площади, протягиваясь почти непрерывной полосой от гор Кокшеель и Жуантобе на северо-западе и гор Шолак на юго-западе до р. Хоргос на востоке. Они представлены мощной и сложной вулканогенной толщей (алабасинская свита, по И. И. Никитченко; алтынэмельская свита, по В. Ф. Беспалову (см. рис. 35). Толща отличается устойчивой однородностью литологического и петрохимического состава, выдержанностью по простиранию на многие десятки километров. От нижележащих вулканитов породы верхнего визе — намюра отличаются более светлой окраской, преимущественно серой и зелено-серой, реже коричневато-бурой. Повсеместно они залегают со следами значительного размыва, как правило, с мощными конгломератами в основании и со слабым несогласием, хотя в общем обладают единым планом дислокаций с породами турне и нижнего визе. Почти повсюду свита имеет трехчленное строение, в связи с чем некоторые (Никитченко, 1960 г.; Беспалов, 1965) ее делят на три подсвиты. В восточных районах верхи нижнего карбона (среднее визе — намюр), по мнению В. Д. Стеркина, Г. М. Фремда, А. Т. Хитрунова и других, имеют двухчленный разрез. Возможно, нижняя часть этой толщи в ряде случаев присоединена к турне — нижнему визе. Это подтверждается аналогией нижней части средневизейско-намюрских отложений, выделяемых на востоке, средней подсвите западных районов, представленных в том и другом случае андезито-дацитами, трахиандезитами, их туфами, с подчиненными прослоями осадочных пород. В верхней части разреза в обоих случаях преобладают вулканиты липаритового, липарит-дацитового и дацитового состава. Нижняя часть разреза представлена пестрым комплексом, состав которого не всегда постоянен. Здесь преобладают туфы смешанного (преимущественно липарито-дацитового, дацитового и андезито-дацитового) состава, туффиты, песчаники, туфопесчаники, туфогравелиты, туфоконгломераты, углистые алевролиты (реже угли). Общая мощность верхнего визе — намюра колеблется от 600 до 1000 *м* В. Ф. Беспалов, Л. И. Скринник определяют ее в 1400—1500 *м*.

На северо-западе Южной Джунгарии типичный разрез верхнего визе — намюра известен в горах Алабасы. Здесь в основании залегают конгломераты, туфопесчаники, туфы и туфоагломераты дацитового состава (200 *м*). Средняя часть разреза представлена чередующимися плагиоклазовыми и пироксеновыми порфиритами, туфами порфиритов, туфопесчаниками, алевролитами и алевропелитолитами с остатками флоры (150 *м*). В верхах преобладают кислые туфы, присутствуют редкие горизонты дацитовых порфиров, туфов порфиритов и частые маломощные пропластки туфопесчаников и алевролитов (220—250 *м*). Общая мощность (видимо неполная) около 700 *м*. На юго-западе, в горах Матай, разрез верхнего визе — намюра образован преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, их туфами; в низах — одиночные горизонты липаритовых порфиров. Мощность толщи здесь составляет 1400 *м*.

В хр. Алтынэмель верхи нижнего карбона представлены, по В. Ф. Беспалову, мощной вулканогенной толщей с четким трехчленным строением. Нижняя, наиболее мощная часть сложена туфами, туфолавами, игнимбритами, песчаниками, туфопесчаниками и туффитами общего трахилипаритового и дацито-липаритового состава (858 *м*). В песчаниках, залегающих выше конгломератов, отмечена обычная визейская флора: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeil., несколь-

ко видов *Lepidodendrion, Knorria* sp., *Caenodendron primaevum* Zal., *Pteridorachis* sp., *Aspidiopsis* sp., *Mesocalamites* sp. Средняя, наиболее однородная часть разреза представлена коричневыми трахиандезитовыми порфиритами, туфами и туфоагломератами того же состава (270 *м*). Разрез венчает пачка переслаивающихся конгломератов, туфопесчаников с остатками флоры (из которых М. И. Радченко определила: *Lepidodendron* ct. *volkmannianum* Sternb., *Asterocalamites* (?) sp., *Preasigillaria* sp., *Caenodendron* sp., *Calamites* sp.), трахилипаритовых туфов, андезитовых агломератов, песчаников и туффитов (297 *м*). Общая мощность 1425 *м*.

На востоке разрез верхнего визе — намюра более пестрый. Здесь часто перемежаются кислые и андезитовые туфы. В горах Суаттау, по Л. И. Скринник, базальную пачку (385 *м*) образуют преимущественно серые и серо-зеленые вулканомиктовые песчаники, гравелиты, туфопесчаники, мелкогалечные конгломераты, редкие прослои туффитов, аргиллитов, кремнистых водорослевых известняков. Значительное место занимают среднеобломочные сиренево-серые туфы липарито-дацитового состава — меньшую — туфы дацитового и андезитового состава. Выше залегает мощный (375 *м*) горизонт серо-зеленых среднеобломочных и агломератовых туфов липаритового и дацитового состава с редкими прослоями туффитов и туфопесчаников. Вышележащая пачка (125 *м*) состоит из миндалекаменных порфиритов и перекрывающих их зеленых и бурых среднеобломочных и псаммитовых туфов базальтового состава и прослоев песчаников, туфопесчаников. Верхнюю пачку (3000 *м*) образуют, как и нижнюю, табачно-зеленые, светло-зеленые и серо-зеленые песчаники, туфопесчаники, гравелиты, а также зеленовато-серые туфы липаритового, трахилипаритового и дацитового состава. Общая мощность около 1200 *м*. Заметно почти полное отсутствие излившихся разностей. По-видимому, это — нижняя часть разреза, так как обычно в верхних частях верхневизейско-намюрских разрезов присутствуют мощные (400—600 *м*) покровы и горизонты туфов дацитового и липарито-дацитового состава. В туффитах базальной пачки найдены отпечатки: *Knorria* sp., *Lepidodendron kirghizicum* Zal., *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *L. volkmannianum* Sternb.

В горах Долантау Г. М. Фремд выделил отложения среднего и верхнего визе и намюра — среднего карбона. Породы среднего — верхнего визе (35 *м*) залегают на размытой поверхности кислых эффузивов турне-нижневизейского возраста и представлены в основании конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками с остатками флоры: *Asterocalamites* cf. *scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *Mesocalamites* cf. *cistiformis* (Stur.) Hirm., *Angaropteridium* sp., *Pteridorachis* sp. и вверху — туфами и туфоагломератами кислого и среднего состава. Намюр — среднекаменноугольная толща (387 *м*) состоит из трех пачек: нижняя представлена преимущественно песчаниками, туфопесчаниками, в меньшей мере литокластическими туфами (76 *м*); средняя сложена, в основном, слоистыми серо-зелеными туфами среднего состава, редкими горизонтами туфопесчаников (161 *м*); верхняя образована мощным покровом пироксеновых андезитов (150 *м*). В западном направлении общая мощность толщи быстро увеличивается более, чем в два раза (841 *м*), за счет утолщения нижней пачки песчаников (до 500 *м*). В песчаниках нижней пачки собраны обильные остатки: *Asterocalamites scrobiculatus* (Schloth.) Zeill., *A. karagandensis* (Bors.) Radtsch., *Lepidodendron* cf. *obovatum* Sternb., *Mesocalamites (Asterocalamites)* sp., *Neurocardiopteris asiatica* Radcz., *Desmiophyllum* sp., *Sigillaria* (?) sp., (типа *Rhytidolepis*), *Knorria* sp., *Belonophyllum*

sp. которая, по мнению М. И. Радченко, определяет возраст вмещающих пород как верхи нижнего карбона.

В. Ф. Беспалов в горах Долантау к верхнему визе — намюру относит вулканогенную толщу (алтынэмельская свита, по Беспалову) мощностью 850 *м*, залегающую слабо несогласно на агломератах трахиандезитовой формации среднего визе. Нижняя часть свиты сложена конгломератами, туфопесчаниками с флорой (*Lepidodendron volkmannianum* Sternb., *L.* cf. *rimosum* Sternb., *Rhodea* sp., *Adiandites* cf. *antiquis* (E.H.) Stur., *Mesocalamites* sp., *Asterocalamites* sp., *Sigillaria* cf. *rugosa* Brong), липарито-дацитовыми порфирами, туфами, игнимбритами и туфоагломератами трахилипаритового состава (650 *м*). Выше залегают андезитовые порфириты (200 *м*).

Как видно, расчленение вулканитов нижнего карбона Южной Джунгарии еще не общепринятое. Объем выделяемых комплексов и их границы понимаются по-разному. Основная причина разногласий заключается в плохой палеонтологической обоснованности возраста свит. Комплексы флоры, хотя и выявлены во многих пунктах, имеют широкие возрастные диапазоны. Литологический состав отложений, преимущественно континентальных или прибрежно-морских, формировавшихся в условиях вулканического расчлененного рельефа, неустойчив, а с другой стороны не имеет существенных отличий в зависимости от возраста. Отложения начала и конца нижнекаменноугольной эпохи нередко близки по облику, и различия между ними не всегда явно выражены. Критерии выделения средневизейского комплекса условны. Зеленоцветность образований, подчеркиваемая Л. И. Скринник, угленосность, о которой говорит В. И. Власов (1968), трахиандезитовый состав (Беспалов, 1966) — признаки, имеющиеся и в других толщах. Кроме того остатки флоры не позволяют отделить средневизейский комплекс от визе — намюрского. Положение верхней границы толщи, завершившей нижнекаменноугольный этап, неопределенно. Находки в Бороталинском синклинории, непосредственно севернее описываемого района, в верхах непрерывной нижне-среднекаменноугольной толщи остатков морской фауны низов среднего карбона свидетельствуют о том, что тектоническая перестройка произошла в среднекаменноугольную эпоху и что вулканогенные комплексы вместе с нижним карбоном должны включать башкирский ярус или, по крайней мере, его низы. Поэтому правильнее всего установить границу внутри среднего карбона.

Средний и верхний отделы

Новый этап верхнепалеозойского осадконакопления начался после активных тектонических движений, проявившихся на значительной части территории Казахстана в конце башкирского или начале московского веков, и описываемые ниже среднекаменноугольные свиты, повидимому, отвечают второй половине эпохи (рис. 36).

Батпакская свита. Верхнепалеозойский разрез начинается с существенно терригенных отложений (конгломераты, песчаники, алевролиты, битуминозные известняки), сменяющихся вверх по разрезу игнимбритами и туфами кислого состава. Эти отложения получили ограниченное распространение, обнажаясь на северных склонах гор Жалгызагаш, Аркалык, Дегерес и Долантау. Стратотипом может служить разрез у северных подножий гор Жалгызагаш, где на флюидальные липаритовые порфиры верхнего визе — намюра (или башкирского яруса?) с размывом налегают базальные конгломераты с хорошо окатанной галькой подстилающих вулканитов и гранитоидов (180 *м*), пе-

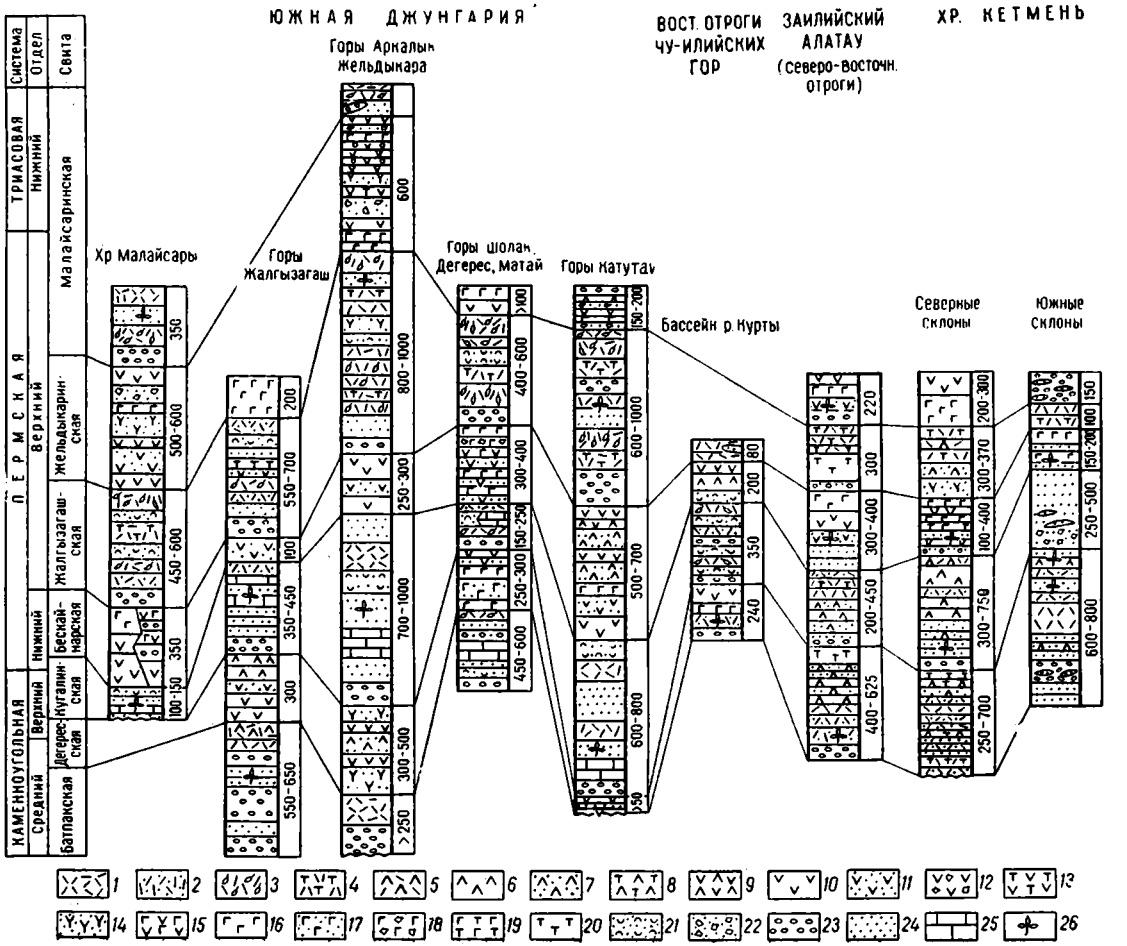


Рис. 36. Схема сопоставления разрезов верхнепалеозойских отложений Илийского синклинория (по К. А. Азбелю)

1 — трахилипаритовые порфиры; *2* — туфы липаритовых порфиров; *3* — игнимбриты липаритовых порфиров; *4* — трахилипаритовые порфиры; *5* — дацито-липаритовые порфиры; *6* — дацитовые порфиры; *7* — туфы дацитовых порфиров; *8* — трахидацитовые порфиры; *9* — андезитоидные дацитовые порфиры; *10* — андезитовые порфириты; *11* — туфы андезитовых порфиритов; *12*—туфоагломераты андезитового состава; *13* — трахиандезитовые порфириты; *14* — туфы смешанного состава; *15* — андезито-базальтовые порфириты; *16* — базальтовые и диабазовые порфириты; *17* — туфы базальтового состава; *18* — туфоагломераты базальтового состава; *19* — трахибазальтовые порфириты; *20* — трахитовые порфиры; *21* — туфопесчаники; *22* — гуфоконгломераты; *23* — конгломераты; *24* — песчаники; *25* — известняки; *26* — ископаемые остатки флоры

реслаивающиеся алевролиты, гравелиты, песчаники и мелкогалечные конгломераты (220 *м*) с растительными остатками (*Calamites* (?) sp. *Mesocalamites* (?) sp., туфы кислого состава (65 *м*), вулканомиктовые конгломераты (20 *м*), коричневые дацитовые порфиры и игнимбриты липарито-дацитового состава (65 *м*). Общая мощность батпакской свиты 590 *м*. Среднекарбоновые отложения на других участках имеют весьма сходные черты. В их основании всегда устанавливаются базальные терригенные слои, а верхи сложены разнообразными кислыми вулканитами. Однако даже при ограниченных выходах свиты на поверхность можно наблюдать невыдержанность отдельных фаций, быструю изменчивость деталей строения разреза. Возраст батпакской свиты установлен по положению в разрезе и на основании скудных растительных остатков. Отчетливое налегание среднекаменноугольных базальных конгломератов на различные горизонты визе — намюрских (башкирских?) отложений наблюдаются в горах Жалгызагаш и Дегерес. Многочисленны случаи перекрытия батпакской свиты без видимого несогласия средним — верхним карбоном (долантауской свитой).

Джаманбулакская свита. На востоке Южной Джунгарии (район рек Чижин и Джаманбулак) развиты среднекаменноугольные отложения, охарактеризованные обильными остатками морской фауны брахиопод, пелеципод, мшанок и т. д. Отложения, выявленные в 1916 г. Н. Г. Кассиным (1926) и известные под названием джаманбулакской свиты (Нехорошев, 1957), распространены на ограниченной площади, их взаимоотношения с подстилающими и перекрывающими породами не видны; соотношения с вулканогенными толщами верхнего палеозоя не выявлены. Сопоставление джаманбулакской свиты с вулканитами среднего карбона условно, и поэтому название «джаманбулакская свита» целесообразно применять только для морских фаций среднего карбона. Джаманбулакскую свиту образуют (снизу вверх): красные плотные крупногалечные конгломераты (свыше 100 *м*), тонкозернистые песчаники и мергелистые алевролиты с обильными остатками фауны (250 *м*) и грубозернистые песчаники с прослоями конгломератов, глинистых сланцев, туфов кварцевых порфиров. Видимая мощность разреза 420 *м*.

В комплексе фауны, встреченной в джаманбулакской свите, в разные годы Г. Н. Фредерикс (по сборам С. С. Шульца), И. И. Горский (по сборам Н. Г. Кассина), О. А. Эйнор и другие определили: *Meekella eximia* Eich., *Chonetes carbonifera* Reys., *C. variolata* d'Orb., *Buxtonia jurossanensis* Tschern., *Marginifera kaschiricus* Ivan., *M. pusilla* Schellw., *M. uralica* Tschern., *Neospirifer carinatus* Morl., *Productus inflatus* Mc'Chesn., *P.* cf. *cancriniformis* Tschern. *P. uralicus* Tschern., *M. timanica* Tschern., *Ortotetes expansa* Schell., *Enteletes lamarkii* Mart., *E.* cf. *carnicus* Shell., *Squamularia perplexa* Mc'Chesn., *Pugnax osagensis* Swall., *Lima krotovi* Stuck., *Aviculopecten occidentalis* Schum., *Fenestella elegantissima* Eichw., *Polypora kutorgae* Stuck., *Fusulina verneuili* Moel. По совокупности органических остатков свиту относят к верхам среднего карбона (московскому ярусу).

Дегересская свита. Порфириты и их туфы средне — верхнекаменноугольной толщи распространены слабо, как и среднекарбоновые свиты. Они пространственно связаны со среднекаменноугольными отложениями, обнажаясь на северных склонах гор Жалгызагаш, Дегерес, Аркалык, Долантау. В наиболее полном и типичном разрезе на северных склонах гор Дегерес у перевала Жузасу, где свита залегает на липаритовых туфах без видимого несогласия, она состоит из чередующихся покровов лав андезито-базальтовых, базальтовых и андези-

товых порфиритов, иногда миндалекаменных и с шаровой отдельностью, и горизонтов туфов андезитового и трахиандезитового, иногда смешанного состава, зеленовато-серых, темно-серых, темно-коричневых, кристаллолитокластических, грубо- и мелкообломочных. Горизонты туфов имеют мощность 20—50, покровы лав — 3—12 *м*. Вулканомиктовые песчаники образуют редкие прослои мощностью до 15 *м*. Общая мощность свиты около 400 *м*, осадочные породы составляют менее 10%.

В юго-восточных отрогах Чу-Илийских гор (горы Басбармак), в крайней западной части Илийского синклинория, по данным Р. Н. Решетова, верхний палеозой начинается с толщи, залегающей на размытой поверхности девонских гранитоидов и сопоставимой с дегересской свитой. В основании лежат мелкообломочные конгломераты (14 *м*). Выше чередуются зеленовато-серые дацито-андезитовые и андезитовые порфириты, темно-серые, светло-серые, светло-коричневые туфолавы андезито-дацитового и дацитового состава, темно-коричневые андезито-дацитовые порфиры, светло-серые дацитовые порфиры. В средней части разреза отмечен покров темно-серых базальтовых порфиритов. Переслаивающиеся с вулканитами темно-коричневые мелкозернистые полимиктовые песчаники и серые туфопесчаники слагают около 15% общей мощности разреза, составляющей 238 *м*.

Определение возраста толщи основано прежде всего на ее стратиграфическом положении. Отчетливое налегание на среднекаменноугольные туфы без видимого несогласия установлено в горах Дегерес, а трансгрессивное залегание на девонских гранитах — в горах Басбармак (отроги Чу-Илийских гор). В горах Жалгызагаш, Аркалык, Катутау и Дегерес средне-верхнекарбоновые вулканиты среднего и основного состава с незначительным размывом перекрыты отложениями верхнего карбона — нижней перми. В северо-восточных отрогах Чу-Илийских гор Р. Н. Решетов собрал отпечатки флоры, среди которых К. З. Сальменова определила: *Lepidodendron dichotomum* (Sternb.) Zeill., *Calamites* cf. *suckowii* Brongn., *Paracalamites* cf. *tenuicostatus* Neub., *Pteridorachis* sp., *Dicranophyllum coniferum* Sal. sp. nov., *Walchiostrobus* (?) sp.; по ее мнению флора свидетельствует в пользу верхнекаменноугольного возраста.

Верхний отдел каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы

Отложения верхнего карбона — нижней перми (кугалинская свита) отличаются от других верхнепалеозойских толщ своеобразием литологического состава. Они представлены, наряду с эффузивными, широко развитыми осадочно-пирокластическими и осадочными породами — конгломератами, песчаниками и туфопесчаниками, гравелитами и туфогравелитами, туффитами и реже алевролитами, известняками и известковистыми песчаниками. Вулканиты состоят главным образом из покровов игнимбритов и пластов разнообразных туфов липарито-дацитового состава. В Южной Джунгарии (в горах Жалгызагаш, на северных склонах гор Аркалык, в ядре Кокшеельской антиклинали, а также в горах Катутау, Долантау и Шолак) эти отложения имеют небольшое распространение (см. рис. 36).

Наиболее полный разрез этих отложений наблюдается на северном склоне гор Аркалык. Здесь, по безымянному притоку р. Кокпакту на порфириты среднего — верхнего карбона налегают вулканомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями черных окремненных известняков,

выше серые туфы, серые и розовые игнимбриты липаритового состава, витрокластические туфы, а еще выше известковистые аргиллиты, ленточные известняки и вулканомиктовые песчаники. Мощность около 900 *м*.

Сходные разрезы верхнего карбона — нижней перми известны в горах Жалгызагаш у р. Кугалинка и на северных склонах гор Катутау. Исключением является бассейн р. Биже, где непосредственно выше покровов андезито-дацитовых порфиров среднего — верхнего карбона наблюдаются слоистые эксплозивные крупно-, средне- и мелкообломочные кислые туфы, переходящие выше в покровы игнимбритов, разделенные агломератовыми туфами. Ими сложен весь разрез толщи (500 *м*).

На северо-восточных склонах Чу-Илийских гор, в междуречьи Ащису и Курты, отложения верхнего карбона — нижней перми залегают на андезитовых порфиритах, сопоставляемых с дегересской свитой, без видимого несогласия. По Р. Н. Решетову толща начинается переслаивающимися конгломератами, полимиктовыми и туфогенными песчаниками (28 *м*), на которые налегают тонкофлюидальные и сферолитовые кислые лавы, туфы и туфолавы кварцевых порфиров (165 *м*). Выше находятся разногалечные туфоконгломераты, мелкогалечные конгломераты, полимиктовые песчаники и углистые алевролиты с отпечатками: *Paracalamites* sp., *Phyllotheca* (?) sp. (44 *м*). Верхнюю часть (110 *м*) образуют переслаивающиеся полимиктовые и туфогенные песчаники, туфопесчаники, гравелиты, мелкогалечные конгломераты и туфы кислого и смешанного состава. Общая мощность около 350 *м*.

Для толщи верхнего карбона — нижней перми характерна резкая фациальная изменчивость отложений, невыдержанность мощности горизонтов по простиранию. Описание отложений показывает, что в Южной Джунгарии в это время существовало несколько мелководных бассейнов, в которых накапливались терригенные осадки и известняки мощностью от 70 на западе до 400 *м* на востоке. В конце эпохи активизировалась вулканическая деятельность, создавшая толщу кислых и умеренно-кислых пирокластолитов. На востоке (горы Катутау) вулканизм проявился интенсивнее, чем на западе. Возраст толщи установлен по стратиграфическому положению и растительным остаткам. Она несогласно налегает на средний — верхний карбон и согласно перекрыта палеонтологически охарактеризованной нижней пермью. Из отложений кугалинской свиты К. З. Сальменова определила: *Dzungariella uninervia* Radcz., *Dicranophyllum* sp., *Pteridorachis* sp., *Lebachia* cf. *piniformis* (Sternb. pars.) *Florin.* (из сборов К. Н. Ткаченко в г. Архарлы, 1961); *Paracalamites* sp., *Calamites* sp., *Lebachia piniformis* (Sternb. pars.) *Florin* (сборы Н. М. Чабдарова в горах Шолак, 1961). Из сборов В. Т. Севастьянова в горах Жалгызагаш и по р. Кокпакты М. И. Радченко установила *Walchia* sp., *Sphenophyllum* sp., *Samaropsis* sp., *Lepidodendron* sp., *Sigillaria* sp., *Knorria* sp. В бассейне р. Курты в отложениях, сопоставимых с данной толщей, впервые в Южном Казахстане И. И. Радченко (1959) обнаружил отпечатки ископаемых амфибий, отнесенных В. В. Кузнецовым к отряду Phyllospondyli Gredu, семейству Protritonidae Gaudry, роду *Protriton brocuchiosanrus* Grendu. В. В. Кузнецов считает, что возраст вмещающих пород — верхний карбон — нижняя пермь. В этих же отложениях в 1963 г. Р. Н. Решетов собрал остатки: *Strobilites* sp., *Paracalamites* sp., *Phyllotheca* sp., *Sphenophyllum* sp., *Coniopteris* ? sp., *Pteridorachis* sp., *Cordaites* sp., *Ginkgophyllum* sp., *Sphenopteris* sp.

СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Каменноугольные отложения в северных и центральных районах Джунгарского Алатау представлены преимущественно осадочными толщами, которые широко развиты в Северо-Джунгарском и Бороталинском синклинориях. В Центрально-Джунгарском антиклинории они слагают небольшие изолированные мульды. Осадки принадлежат преимущественно нижнему отделу. Средний карбон выделен на небольших площадях (табл. 8).

Нижний отдел

Нижнекаменноугольные отложения в Северо-Джунгарском и, возможно, Бороталинском синклинориях связаны с девонскими постепенным переходом. В Северо-Джунгарском синклинории отложения турне входят в тастаускую свиту нерасчлененного верхнего девона — турнейского яруса. Визейские отложения залегают здесь согласно на тастауской свите и согласно перекрыты намюрско-среднекарбоновыми отложениями. В Бороталинском синклинории в верховьях рек Тентек и Тастау Ю. А. Борзаковский в 1962 г. отнес к тастауской свите верхнедевонские и нижнетурнейские отложения и выделил верхнее турне, залегающее здесь несогласно с размывом на тастауской свите. В бассейне р. Казан В. А. Буш параллелизует с тастауской свитой отложения нерасчлененного фаменского — турнейского ярусов*, на которых также согласно лежат визейские отложения. А. М. Жмырев в горах Кызылжар выделил турне и тесно связанные с ним отложения визе. В обрамлении Алакольской межгорной впадины, в горах Кату (отроги хр. Барлык), выделены нерасчлененные нижнекаменноугольные отложения, представленные песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, аргиллитами, порфиритами и известняками со *Spirifer bisulcatus* Sow. и *Diyphyphyllum* sp. (мощность 1000 *м*).

Турнейский ярус

Представлен осадочной толщей. Впервые в 1963 г. его выделил А. М. Жмырев в Кызылжарской синклинали — в горах Кызылжар и Тюемойнак. К ярусу отнесена толща (400—435 *м*), залегающая согласно на фамене. В горах Кызылжар в основании турне лежат туфы кварцевых порфиров (235 *м*) или липаритовые порфиры (37 *м*), переходящие по простиранию в туфогравелиты и туфоконгломераты. Выше располагаются переслаивающиеся алевролиты, алевропелиты, полимиктовые песчаники, туфопесчаники и на отдельных участках туфы липаритовых порфиров (30—50 *м*). В горах Тюемойнак турне слагает разобщенные участки. Здесь прослежены нижние горизонты, представленные неравномернозернистыми полимиктовыми песчаниками с маломощными и редкими прослоями туфопесчаников, туфогравелитов и туфов липаритовых порфиров. Видимая мощность отложений 110—210 *м*. В горах Тюемойнак в песчаниках собраны остатки брахиопод, из которых О. Н. Насиканова определила: *Mesoplica* ex gr. *niger* Gossel., *M.* cf. *niger* Gossel., *M.*(?) cf. *irregularicosta* Krest. et Karp. var. *tschatcalica* Serg., *Sphenospira julii* (Dehee), *Spirifer* ex gr. *sibiricus* Leb., *S.* ex gr. *marionensis* Well., *Torynifer* aff. *cooperensis* Swll., *Mucrospirifer* ex gr. *posterus* Hall, *M.* cf. *tylothyriformis* Krest. et

* Отложения тастауской свиты и нерасчлененные фаменские-турнейские отложения охарактеризованы в разделе «Девонская система».

Таблица 8

Схема сопоставления каменноугольных отложений Джунгарского Алатау

Составил Н. А. Афоничев, 1969

Система	Отдел	Ярус	Подъярус	Тастауский синклинорий	Бороталинский синклинорий				Центрально-Джунгарский антиклинорий
					Кызылжарская синклиналь	Коксуйская синклиналь	Сарычильдинская синклиналь		
							Западная часть	Восточная часть	
Каменноугольная	Средний	Московский							
		Башкирский		Серые полимиктовые разнозернистые песчаники, черные глинистые сланцы 550—1150 *м*				Серые и темно-серые известняки, алевролиты, песчаники, конгломераты, глинистые сланцы 1360 *м*	
		Намюрский	Верхний						Песчаники, конгломераты, известняки, алевролиты 260—300 *м*
	Нижний	Серпуховский	Средний	Алевролиты, кремнистые алевролиты, кремнистые породы, песчаники, туфопесчаники, туффиты, конгломераты, линзы известняков 980—1700 *м*	Туфоконгломераты, туфы кислых эффузивов, туфолавы липарит-дацитовых порфиров, алевролиты, песчаники 1950 *м*	Аргиллиты, туфогенные песчаники, известняки, андезитовые порфириты, туфы, серицит-кварцевые сланцы 950—1900 *м*	Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, кремнистые алевролиты, линзы известняков 1480 *м*	Перерыв	

Каменноугольная	Нижний	Визейский	Нижний			Песчаники, аргиллиты, алевролиты, известняки, конгломераты 250—500 *м*			
		Турнейский	Верхний	Тастауская свита Верхняя подсвита Черные полимиктовые туффиты, аргиллиты, алевролиты, кремнистые породы, яшмы, песчаники, пепловые туфы, туфы кислого состава, линзы известняков 1280 *м*	Туфы кислого состава, липаритовые порфиры, туфогравелиты, туфопесчаники, туфоконгломераты, алевролиты, полимиктовые песчаники 400—435 *м*	Песчаники, аргиллиты, конгломераты, алевролиты, известняки, туфы кислого состава 570—1020 *м*	Алевролиты, глинистые сланцы, песчаники, гравелиты, известняки 1600 *м*	Тастауская свита Глинисто-кремнистые породы, алевролиты, туффты, яшмовидные породы, яшмы, андезитовые порфириты, туфы порфиритов, пепловые туфы 2000 *м*	
			Нижний						
Девонская	Верхний	Фаменский					Тастауская свита Кремнистые алевролиты, глинисто-кремнистые сланцы, туффиты, песчаники, яшмовидные породы, яшмы, спилиты 2600—2800 *м*		Перерыв
		Франский		Нижняя подсвита Глинисто-кремнистые сланцы, кремнистые породы, яшмы, пестроокрашенные аргиллиты, андезито-базальтовые порфириты, диабазы, туфы свыше 1000 *м*					

Karp., *Chonetes* cf. *setigera* Hall, а также *Productella* sp., *Schizophoria* sp., *Schuchertella* sp., *Camarotoechia* sp., *Brachythyris* sp. М. А. Сенкевич определила растительные остатки: *Leptophloeum rhombicum* Daws., *L. australe* (M'Coy) Neub., *Lepidodendron* sp., *Aspiidiaria* sp., *Pteridorachis* sp., *Knorria* sp.

Брахиоподы, собранные в низах разреза, характерны для низов турне, растительные остатки также свидетельствуют о турнейском возрасте. Толща, перекрытая согласно залегающими отложениями визе, относится к турнейскому ярусу.

Турнейские отложения выделены на незначительной площади на о-ве Улькун-Аралтобе (оз. Алаколь). Они залегают несогласно на среднем девоне и по составу сходны с верхними горизонтами тастауской свиты. В известняках (около 1000 *м*) собраны: *Dictyoclostus burlingtonensis* (Hall), *Avonia* sp. и др.

ВЕРХНЕТУРНЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС

Эти отложения выделил Ю. А. Борзаковский в 1961—1962 гг. До этого времени верхнее турне не отделялось от нижнего визе, а толща датировалась как верхнетурнейская — нижневизейская. Верхнетурнейские отложения развиты в Бороталинском синклинории в верховьях рек Тастау и Тентек. Они залегают несогласно на тастауской свите*. Граница верхнетурнейских отложений и тастауской свиты четкая, благодаря литологическим различиям. В отличие от кремнистой тастауской свиты турнейская толща сложена переслаивающимися массивными алевролитами и глинистыми сланцами, песчаниками, образующими как прослои, так и линзы. На отдельных участках проявляются мощные горизонты гравелитов. Линзы известняков встречены в низах верхнего турне. В верхах разреза отмечены прослои (1—2 *м*) яшмовидных пород. Мощность верхнего турне, по Ю. А. Борзаковскому, свыше 1600 *м*. В сланцах и известняках содержатся брахиоподы и мшанки. Н. В. Литвинович определила брахиоподы: *Echinoconchus* cf. *elegans* M.'Coy, Spirifer *forbesi* North et Prott, *S. missouriensis* Swol., *Productus tersa* M.W., *Chonetes kinghirica* Nal., *Reticularia pseudolineata* Hall, *Buxtonia* sp.; Т. Д. Троицкая — мшанки: *Fenestella karagandensis* Nekh., *F. triangularis* var. *marianna* Nekh., *Pinnatopora stelata* Nekh., *Fistulipora* sp. nov., *Sulcoretopora* sp., *Rhombopora* sp., *Polypora* sp. Комплекс фауны характерен для верхнего турне. В этих же отложениях Н. А. Афоничев собрал мшанки: *Fenestella* cf. *multispinosa* Ulr., *F.* ex gr. *rudis* Ulr., *F.* aff. *langae* Bolch., *F.* ex gr. *ovalis* Nekh., *Polypora* aff. *varsoviensis* Prout., *Pinnatopora* ex gr. *hipinnata* Thill. По заключению В. П. Нехорошева, они тоже характерны для верхнего турне — нижнего визе.

Визейский ярус

Отложения этого яруса распространены в Северо-Джунгарском и Бороталинском синклинориях. На северо-востоке осадочные толщи налегают на тастаускую свиту согласно с постепенным переходом или с незначительным размывом. В верховьях рек Тастау и Тентек они лежат согласно на верхнетурнейских. В Кызылжарской синклинали в основании визейской толщи, налегающей согласно на турне, прослежен горизонт туфогравелитов и туфоконгломератов.

---

* Возраст тастауской свиты Ю. А. Борзаковский здесь ограничил верхним девоном — нижним турне.

В Северо-Джунгарском синклинории в хр. Кунгей в визейских отложениях выделены три пачки. В низах развиты темно-серые и черные массивные и рассланцованные алевролиты, участками переходящие в глинистые и кремнистые алевролиты. Песчаники образуют невыдержанные маломощные прослои. Верхняя часть пачки сложена преимущественно черными полосчатыми алевролитами, чередующимися с серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Средняя пачка образована конгломератами, песчаниками и кремнистыми породами; верхняя — алевролитами, прослоями и линзами туфопесчаников, небольшими линзами песчанистых полосчатых или органогенно-обломочных известняков. Разрез заканчивается переслаивающимися черными кремнистыми алевролитами и кремнистыми породами. Западнее в верховьях р. Коксуат в низах разреза преобладают туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и гравелиты, а в верхах распространены темно-серые алевролиты и туффиты, содержащие маломощные единичные прослойки карбонатизированных кислых туфов и более мощные горизонты песчаников. Мощность в хр. Кунгей 980 *м*.

В горах Буланбай, севернее Колпаковской впадины, визейские отложения существенно не отличаются. Мощность их по указаниям В. К. Дмитриевой составляет 1700 *м*.

Ископаемые органические остатки в визейских отложениях встречаются крайне редко. Они найдены только в районе с. Веселого и в двух точках хр. Кунгей. В визейских известковистых алевролитах у с. Веселого М. Б. Стааль в 1949 г., Н. А. Афоничев в 1949 и 1954 гг. и Н. И. Филатова в 1959 г. собрали мшанки: *Fenestella* cf. *multispinosa* Ulr., *F. serratula* (Ulr.), var. *asiatica* Nekh., *F.* cf. *tenax* Ulr., *F.* aff. *donaica* (Leb.) var. *kasakhstanica* Nekh., *Ptilopora* sp., *Rhombopora* sp. и другие по заключению В. П. Нехорошева, характеризующие визейский ярус; брахиоподы — *Buxtonia* (?) sp., *Echinoconchus* sp., *Spirifer* aff. *missouriensis* (Sw.), *Dictyoclostus* cf. *burlingtonensis* (Hall), *Pylothyris laminosa* (M'Coy), *Chonetes annulata* Pl. et Jan., *Athyris laminosa* L'Ev., характеризующие по мнению Н. В. Литвинович верхи турнейского яруса.

В хр. Кунгей в известняках и известковистых алевролитах найдены широко распространенные мшанки: *Fenestella multispinosa* Ulr., *F. nododorsalis* Ulr., *Fistulipora* sp., *Tabulipora* sp., *Goniacladia* sp.; ругозы — *Palaeosnilia* sp., *Arachonolasma* sp.; криноидеи — *Pateriocrinus* cf. *crasus* Mill., *Cyclocyclicus* ex gr. *carinatus* Yelt., *Woodorinus* sp., а также формы, характеризующие визе: ругозы — *Palaeocosmilium murchisoni* Edw., et Haime; криноидеи — *Costocrinus* aff. *extensus* W. et S., *Pentagonocyclicus kuangsinensis* Dubat. et Shao, *Cyclocyclicus* ex gr. *lemniscatus* Yelt. sp. nov., *C. incrustatus* Yelt., *C. arenaricus* Yelt. et Schew.

В Бороталинском синклинории, в горах Кызылжар, по А. М. Жмыреву (1963 г.), в основании визе залегают туфогравелиты, переходящие по простиранию в туфоконгломераты или грубообломочные туфы кислых эффузивов и перекрываемые последовательно туфами кварцевых порфиров и переслаивающимися алевролитами и полимиктовыми песчаниками. Выше лежат переслаивающиеся конгломераты, туфолавы липарито-дацитовых порфиров, туфы кварцевых порфиров, липаритовых порфиров, песчаники и туфопесчаники. Верхнюю часть разреза образуют переслаивающиеся алевролиты, полимиктовые песчаники и туфопесчаники. Общая мощность визе 1950 *м*. В низах и верхах присутствуют органические остатки. О. Н. Насиканова (сборы А. М. Жмырева) по присутствию брахиопод: *Schizophoria* cf. *resupinata* Mart., *Rhipidomella* cf. *michelini* L'Ev., *Pseudoleptaena* (?) sp., *Dictyoclostus*

ex gr. *ursiensis* Serg., *Athyris lamellosa* L'Ev., *A.* ex gr. *obmaxina* M'Chesn., *Echinoconchus* cf. *punctatus* (Mart.), *Cancrinella* cf. *mira* Besn., *Punctospirifer* cf. *insculpta* (Phill.) отнесла вмещающие отложения к визе. В верхних частях этой толщи, Г. В. Нехорошев в 1954 г. собрал остатки фауны и растительные остатки. Брахиоподы: *Productus (Echinoconchus)* cf. *elegans* M'Coy, *P. (Dictyoclostus) gruenewaldti* Krot., *Spirifer* cf. *tegulatus* Trauch., *S.* cf. *laminosa* M'Coy, по заключению А. П. Ротая, указывают, что возраст содержащих их слоев не древнее намюра и не моложе низов перми. В. П. Нехорошев на основании мшанок: *Fistulopora* cf. *balchaschensis* Nekh., *Fenestella* ex gr. *donaica* (Leb.), *F.* ex gr. *multinodata* Nekh., *Polypora* ex gr. *ramipora* Nekh., *Nikiforevella* ex gr. *vachromeevi* Nekh., *Coscinium* ex gr. *kasakhstanicum* Nekh., *Goniacladia* sp. и других считает, что возраст отложений не старше верхов намюра, а наличие рода *Goniacladia* позволяет предполагать, что среднекаменноугольный возраст более вероятен. Различное толкование возраста не позволяет всю толщу безоговорочно относить к визе.

В верховьях рек Тентек и Тастау в нижней части визе преобладают глинистые алевролиты и сланцы, в которых встречаются линзы известняков с фауной, косослоистые песчаники. В верхах правой составляющей р. Тентек Второй низы разреза образуют полимиктовые песчаники, кремнистые алевролиты и обломочные известняки, прослои гравелитов. Верхи слагают кремнистые алевролиты и редкие горизонты песчаников. Мощность визе здесь по Ю. А. Борзаковскому около 1480 *м*.

В Алакольской межгорной впадине визейские отложения выделены на о-ве Улькун-Аралтобе (оз. Алаколь), где залегают согласно на турне и представлены толщей (1000 *м*) песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов и известняков с фауной: *Chonetes laguenssianus* (Kon.), *Brachythyris* cf. *suborbicularis* (Hall.), *Spirifer logani* Hall, *Cancrinella undata* Defr., *Dictyoclostus* sp. и др.

НИЖНЕВИЗЕЙСКИЙ ПОДЪЯРУС

Нижневизейские отложения выделили В. А. Буш и Н. И. Филатова в 1957 г. в Бороталинском синклинории в бассейне р. Коксу вблизи устьев рек Арсан и Тентексай, на юго-восточном склоне горы Чемульсек и на северном склоне хр. Боксанбай. Они слагают ядерную часть синклинория и залегают согласно на фаменско-турнейских (?) отложениях. Лишь в районе горы Сандыктас установлено местное стратиграфическое несогласие. К нижнему визе отнесены песчаники, аргиллиты, алевролиты с прослоями конгломератов и известняков с остатками брахиопод. Состав толщи хорошо выдержан по всей площади. Общая ее мощность 500 *м*. На северном склоне горы Сандыктас мощность отложений уменьшается до 250 *м*. В разные годы в различных горизонтах собраны брахиоподы: *Neospirifer mortonanus* (Mill.), *Spirifer* aff. *grimesi* Hall, *S.* aff. *striatus* Mart., *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Gigantoproductus crorugato-hemisphaericus* (Vaugh.), *Dictyoclostus* cf. *insculptus* (M.W.); мшанки — *Fenestella* aff. *tenax* Ulr., *Polypora* cf. *spinulifera* Nekh., *Fistulopora* sp. указывающие на визейский возраст вмещающих пород.

Нерасчлененные средне-верхневизейские подъярусы

В. А. Буш и Н. И. Филатова в 1957 г. в Бороталинском синклинории выделили нерасчлененные отложения средне-верхневизейских подъярусов, залегающие согласно на нижневизейских отложениях. Для

среднего — верхнего визе характерна изменчивость состава и мощности. В левых притоках р. Казан, вблизи устий, Н. И. Филатова в низах толщи (350 *м*) выделила пачки переслаивающихся фиолетовых аргиллитов и туфогенных песчаников, разделенные слоями известняков (до 20 *м*), косослоистыми туфогенными песчаниками и конгломератами. Верхи разреза (600 *м*) слагают андезитовые порфириты, туфы, подчиненные количественно косослоистые песчаники, серицито-кварцевые сланцы и известняки. В восточном направлении нижние горизонты выклиниваются и замещаются серицито-кварцевыми сланцами с прослоями туфогенных, кварцевых песчаников. Верхняя часть разреза представлена полевошпатовыми порфирами, плагиопорфирами, их туфами, андезитовыми порфиритами с прослоями пепловых и зернистых туфов. Мощность толщи здесь увеличивается до 1900 *м*. В 5 *км* западнее, в районе р. Карабулак, нижняя осадочная пачка замещена андезитовыми порфиритами и их туфами. Средне-верхневизейский возраст отложений установлен на основании согласного налегания на фаунистически охарактеризованные нижневизейские отложения.

Нерасчлененные верхневизейский подъярус — намюрский ярус

Осадочные толщи этого возраста слагают небольшие площади в Центрально-Джунгарском антиклинории. Они образуют наложенные на девонское основание мульды в междуречьи Большого и Малого Баскана, в верховьях правого притока р. Карасарык и в истоках р. Лепсы (р. Талды), а в верховьях р. Айдаусай налегают резко несогласно на нижний палеозой. В верховьях р. Аксу верхневизейско-намюрские отложения интрудированы гранитами или приведены в тектонический контакт с девоном. Они всюду венчают средний палеозой и не имеют контактов с более молодыми толщами. Состав их относительно постоянен, но соотношения литологических разностей и мощности изменяются. На водоразделе рек Большой и Малый Баскан в основании залегает седиментационная брекчия, состоящая из обломков пород девона (мощность 6—15 *м*), на которую налегают переслаивающиеся песчаники, конгломераты, известняки. Разрез заканчивают известняки (75 *м*) и алевролиты (70 *м*). Мощность отложений здесь около 260—300 *м*, а в верховьях рек Лепсы и Айдаусай не превышает 200 *м*. Несколько больше мощность в верховьях р. Аксу. Повсюду в отложениях верхнего визе — намюра обнаружены остатки фауны. Из них определены брахиоподы: *Neospirifer mortananus* (Mill.), *Echinoconchus punctatus* (Mart.), *Schizophiria* cf. *resupinata* Mart., *Athyris* cf. *lamellosa* L'Ev., *Productus* aff. *magnus* M.-W.; мшанки — *Sulcoretepora dzungariensis* Nekh., *Fenestella* ex gr. *donaica* Leb. var. *minor*, *F. balchaschensis* Nekh., *F.* aff. *polyporata* Phill., *Reticularia pseudolineata* Hall и др.

Нерасчлененные верхневизейский подъярус — намюрский и башкирский ярусы

Отложения этого возраста распространены на северо-востоке Джунгарского Алатау и в Бороталинском синклинории. Осадочные отложения развиты на небольших площадях, сохраняясь в тектонических блоках или слагая наложенные мульды в бассейне р. Сарыгура, в верхнем и среднем течении р. Сарычильды, в верховьях рек Каработа, Минтеке, Таскашаган и Арканкирген. Они налегают на девон или карбон (в бассейне р. Чиндалы и в хр. Сарыгура — на размытую поверхность

тастауской свиты) или имеют с ними тектонические контакты. Верхняя возрастная граница описываемых отложений установлена только на отдельных участках. На водоразделе рек Сарычильды и Каработа они перекрыты верхнекаменноугольными конгломератами, в бассейне Дурной речки — нижнепермскими конгломератами, а в хр. Сарыгуна — кислыми эффузивами верхов верхнего карбона — перми.

Верхневизейские-башкирские отложения в бассейне Дурной речки представлены массивными серыми и темно-серыми известняками с прослоями алевролитов и песчаников. В основании разреза прослежены горизонты конгломератов небольшой мощности. В хр. Сарыгура нижние горизонты образуют фациально изменчивые отложения, включающие линзы конгломератов, грубозернистых песчаников, карбонатных песчаников, алевролитов с кремнистым цементом, обломочных и оолитовых известняков. Выше в разрезе встречаются известняки, известковистые конгломераты и единичные горизонты кремнистых пород.

Наиболее полно эти отложения представлены в междуречьи Сарычильды и Каработа. Здесь, по данным Н. А. Афоничева, основание толщи (123 *м*) образуют терригенные породы — преимущественно крупно-, средне- и мелкообломочные конгломераты, черные известковистые алевролиты, известковистые песчаники. В базальных конгломератах галька состоит из кислых эффузивов и кремнистых пород. Среднюю, большую часть разреза слагают криноидные массивные и грубослоистые, иногда черные или оолитовые известняки, чередующиеся с алевролитами, реже с мелкозернистыми известковистыми песчаниками. В верхах разреза вновь залегают терригенные породы (119 *м*), преимущественно песчаники и алевролиты, в меньшей степени — конгломераты с карбонатным цементом. Общая мощность 1360 *м*. Эти отложения резко несогласно перекрыты верхнекаменноугольными базальными конгломератами.

В верховьях рек Минтеке и Таскашаган, по данным Б. В. Алабужина (1960 г.), верхневизейские — башкирские отложения начинаются пачкой переслаивающихся глинистых сланцев, тонкослоистых алевролитов и алевролитовых туффитов, косослоистых песчаников, гравелитов, конгломератов и мелких линз известняков. Выше лежит песчаниковая пачка с подчиненными горизонтами песчанистых известняков и алевролитов, сменяющихся вверх по разрезу конгломератами с прослоями известняков. Верхняя пачка состоит преимущественно из обломочных органогенных известняков, мраморизованных известняков, чередующихся с горизонтами кремнистых алевролитов и известковистых конгломератов. Общая неполная мощность 1145 *м*.

Всюду в описываемой толще сохранились многочисленные остатки фауны. Уже первые их находки показали, что они не решают однозначно вопрос о возрасте отложений, хотя *Choristites norini* Chao, *Brachythyris* sp. характеризуют, по мнению Н. В. Литвинович, башкирский ярус. В междуречьи Каработа и Сарычильды в известковистых алевролитах вместе с видами, характерными для верхнего визе — намюра или для намюра — найдены: *Neospirifer mortonanus* (Mill.), *Linoproductus* aff. *ovatus* (Hall), *Sinuatella sinuata* (Kon.), *Orthotetes* aff. *kaskaskiensis* Mc'Chesn, *Spirifer* aff. *bisulcatus* Sow., *Marginifera* aff. *subcarbonica* Leb., *Linoproductus* aff. *corrugatus* (M'Coy), *Antiquatonia hindi* (M.-W.) Н. А. Афоничев в 1962 г. собрал *Choristites* ex gr. *trautscholdi* Stuck. и *Linoproductus* ex gr. *cora* (d'Orb) типичные для среднего карбона. Н. И. Филатова в 1964 г. в верховьях р. Сарычильды собрала органические остатки, из которых Т. А. Добролюбова определила ругозы, развитые в среднекаменноугольных отложениях Русской платформы и о-ва Шпицберген. Подавляющая часть их характерна для московского яруса. Мшанки из этих горизонтов, по заключению

И. Б. Морозовой, характеризуют вмещающие отложения как нижне-среднекаменноугольные, а брахиоподы, по мнению С. В. Семихатовой, указывают на принадлежность вмещающих пород к верхам башкирского — низам московского яруса. Таким образом, органические остатки возраст толщи однозначно не определяют.

Нерасчлененные намюрские — башкирские отложения

Выделены в Северо-Джунгарском синклинории, где слагают ядра синклинальных складок в горах Буланбай и хр. Кунгей и залегают согласно с постепенным переходом на визе. Верхняя граница их не ясна, так как они в этих районах венчают палеозой. Отложения представлены серыми полимиктовыми массивными песчаниками и черными глинистыми сланцами. Песчаники изменяются от мелко- до грубозернистых, а местами переходят в гравелиты и конгломераты. В конгломератах присутствуют угловатые несортированные обломки черных и зеленых алевролитов, кремнистых алевролитов и большое количество хорошо окатанных галек и валунов кислых вулканитов (кварцевых и дацитовых порфиров, фельзитов) кварца. Мощность отложений в хр. Кунгей 550, в горах Балунбай 1150 *м*. Их возраст принимается по положению толщи в стратиграфическом разрезе.

Средний и верхний отделы каменноугольной системы — нижний отдел пермской системы

В Северной Джунгарии отложения среднего и верхнего карбона известны на ограниченной площади в урочище Шолак-Сарычильды. Этот участок относится к краевой части Эбинорской верхнепалеозойской компенсированной вулканогенной впадины. Нижняя часть верхнепалеозойского разреза общей мощностью 140 *м* может быть средне-верхнекарбоновой. Базальные конгломераты (80 *м*) несогласно налегают на известняки верхнего визе — башкирского яруса. Их перекрывают андезитовые порфириты (60 *м*).

К верхнекарбоновым — нижнепермским отложениям здесь можно отнести пачку (380 *м*), залегающую на порфиритах и представленную псевдофлюидальными игнимбритами, туфами и лавами кислого состава.

ОБЩАЯ СВОДКА

Каменноугольный период отличался разнообразием накапливавшихся осадков. По сравнению с девоном, в нижнем карбоне морские осадки отлагались на больших площадях и занимают ныне значительную часть территории Южного Казахстана. Тектонические условия осадконакопления, однако, принципиально изменились слабо. На северо-востоке, в Северной Джунгарии, по-прежнему сохранялся геосинклинальный режим. Остальная часть территории, как и ранее, представляла уже в значительной степени консолидированный каледонский массив, но не была, однако, однородной. Краевые части массива были относительно подвижными; осадконакопление здесь протекало в условиях движений разного знака и значительных амплитуд; развивались вулканические процессы. Породы этих районов отличаются большим разнообразием и меньшей выдержанностью. В центральных частях массива седиментация протекала при более стабильном режиме, и каменноугольные осадки этих районов по литолого-фациальным особенностям и мощ-

ностям близки к платформенным накоплениям (Чуйская впадина). Активные движения в среднем карбоне, которые привели к инверсии Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы и полному ее замыканию, сказались и на других районах. Наиболее отчетливо они выразились в краевых зонах массива каледонской консолидации, с которых мигрировал морской бассейн (Каратау-Чаткальская зона) и на которых проявились складчатые дислокации (Илийская и Каратау-Чаткальская зоны). В центральных районах массива существенных изменений в среднекаменноугольное время не произошло — там по-прежнему сохранялся субплатформенный режим.

Особенности седиментации и магматизма позволили для каменноугольного периода наметить 8 структурно-формационных зон, для которых типичны специфические ассоциации вулканогенных и осадочных формаций,— Каратау-Чаткальскую, Чуйскую, Чу-Балхашскую, Илийскую, Южно-Кетменскую, Текесскую, Внешнюю и Внутреннюю Джунгаро-Балхашские (табл. 9).

Чуйская зона занимает обширные площади в центральном районе, захватывая, помимо впадины, сооружения Восточной Бетпак-Далы, северо-восточных склонов Малого Каратау, северных склонов Киргизского хребта, горы Улькунбурул. Отложения карбона в центральной и южной частях зоны резко несогласно и трансгрессивно перекрывают каледонское (досилурийское) складчатое основание, согласно залегают на верхнедевонских осадках в Бетпак-Далинской подзоне и местами с умеренным несогласием налегают на вулканиты нижнего — среднего девона. Для зоны характерно непрерывное осадконакопление с турне до конца верхнего карбона. В начале турне возникла континентальная красноцветная молассоидная формация мощностью до 300 *м*, фациально замещенная в северо-западной части Чуйской впадины и в Восточной Бетпак-Дале галогенно-терригенно-карбонатной (лагунной). Позднее в ранне-позднетурнейское время накопилась пестроцветная морская карбонатно-терригенная формация мощностью до 800 *м*. Низам нижнего визе отвечает континентальная олигомиктовая угленосная субформация, четко представленная в Восточно-Каракольской синклинали Восточной Бетпак-Далы (280 *м*); на остальной площади ее мощность не превышает 40—80 *м*. На северо-западе и западе Чуйской зоны угленосная субформация постепенно замещается морской карбонатно-терригенной. Выше залегает лагунно-морская галогенно-терригенно-карбонатная формация (до 800 *м*), отвечающая нижнему, среднему и верхнему визе. На западе и северо-западе она фациально переходит в морскую терригенно-карбонатную. В намюрский век накопилась пестроцветная карбонатно-терригенная формация (до 550 *м*), а в среднем и верхнем карбоне — лагунно-континентальная красноцветная полимиктовая терригенная (до 1500 *м*).

Каратау-Чаткальская зона включает Большой Каратау и относящиеся к Казахстану отроги Таласского Алатау. В ее пределах в карбоне продолжался этап геологического развития, начавшийся в верхнем девоне. Отложения этренских слоев непрерывно наращивают разрез фамена; непрерывность подчеркнута переходными ассоциациями фауны. В Большом Каратау в турне — среднем визе сформировалась терригенно-карбонатная формация (1500—3000 *м*), в которой, наряду с известняками, в значительных количествах присутствуют доломиты, а терригенные породы имеют резко подчиненное значение. Осадки близкого состава аккумулировались и на территории отрогов Таласского Алатау. От верхнего визе до башкирского века осадконакопление происходило в менее спокойных условиях. В сформированной в это время терригенно-карбонатной формации в Каратау (700—900 *м*) значительное место занимают карбонатные брекчии, возникшие при внутриформационных

размывах. Появляются прослои туфогенных пород, источник которых был, очевидно, удален на значительное расстояние. В отрогах Таласского Алатау (северные участки) состав осадков был близким; здесь также преобладают карбонатные породы, преимущественно известняки, реже их доломитистые и мергелистые разности. Только верхнебашкирский подъярус, залегающий с размывом на нижнем карбоне и иногда девоне, представлен туфоконгломератами, туфопесчаниками, глинистыми сланцами, иногда вулканитами и в меньшей мере известняками. В крайних юго-западных (на территории Казахстана) отрогах Таласского Алатау, относящихся к Каржантау-Кураминской подзоне, состав накоплений существенно отличался. Здесь в верхнем визе отложились порфириты, а в намюре — преимущественно терригенные породы: туфогенные и известковистые песчаники, подчиненные им порфириты и известняки с морской фауной. Это позволяет образования верхнего визе — низов башкирского яруса относить к вулканогенно-терригенной формации. Отличия между Чаткальской и Каржантау-Кураминской подзонами стали еще более заметны во второй половине среднего и верхнем карбоне, когда в подзоне формировалась континентальная терригенно-вулканогенная (липаритовая) формация (до 1500 *м*), в которой преобладали кислые лавы и продукты перемыва вулканитов и подстилающих карбонатных толщ. Каратау-Чаткальская зона располагалась на западном обрамлении массива каледонской консолидации, и несмотря на развитие формаций, свойственных послеинверсионным этапам развития, некоторые исследователи считают режим этой зоны в карбоне геосинклинальным, основываясь на распространении морских образований, значительных мощностях карбонатных пород, присутствии вулканических образований и более активных дислокациях по сравнению с Чуйской зоной.

Чу-Балхашская зона охватывала территорию Западного Прибалхашья, Чу-Илийских гор и Северо-Западного Кендыктаса, где каменноугольные отложения слагают изолированные наложенные мульды или встречаются в грабенообразных депрессиях (Северо-Западный Кендыктас). В этой зоне распространены континентальные и реже морские преимущественно терригенные образования, которые наращивают разрез верхнего девона, образуя совместно с ним единые структуры. В Западном Прибалхашье в основании залегает нижнетурнейская континентальная красноцветная терригенная формация (до 400 *м*). Вышележащие осадки верхнего турне — среднего визе (1000—1300 *м*). В. И. Власов выделил в морскую сероцветную карбонатно-терригенную формацию, с нижневизейской угленосной субформацией мощностью до 230 *м*. В Чу-Илийских горах и северо-западной части Кендыктаса широко представлена фаменско-турнейская континентальная красноцветная терригенная формация (2000 *м*), в которой преобладают грубозернистые осадки; на северо-западе Чу-Илийских гор она фациально замещена прибрежно-континентальной молассоидной. В Куланкетпесской и Алакольской мульдах распространена нижневизейская континентальная олигомиктовая угленосная формация (до 300 *м*). Более высокие стратиграфические горизонты карбона установлены только в Куланкетпесской мульде, где известны породы континентальной пестроцветной терригенной формации (до 500 *м*), отвечающие верхнему визе и возможно намюрскому ярусу и красноцветной терригенной формации среднего — верхнего карбона мощностью до 800 *м*. В Чу-Балхашской зоне участки каменноугольной седиментации перемежались с приподнятыми площадями со сложным рельефом, служившими областями размыва.

Обширная Илийская зона включила юго-восточную часть Кендыктаса, северные склоны Заилийского Алатау, его восточные и северо-во-

сточные отроги, северные склоны хр. Кетмень и Южную Джунгарию. В этой зоне возраст базальных слоев точно не установлен. Не исключено, особенно в восточных районах, что основание толщи имеет верхнедевонский возраст, однако прямых доказательств этому нет. Седиментация началась с образования красноцветной терригенной пачки, резко несогласно налегающей на додевонские и местами девонские породы, ее наращивает терригенно-вулканогенная андезито-дацитовая формация (до 1500—2000 *м*) со средневизейской угленосной субформацией (до 300 *м*). Значительное время эта зона, в которой преобладают наземные образования, представляла приподнятую сушу, отделявшую геосинклинальный Джунгаро-Балхашский морской бассейн от эпиконтинентального моря Чуйской впадины и Текесской зоны. Краевые части суши в периоды трансгрессии заливались морем и, возможно, местами расчленялись проливами и заливами.

Тектонические движения середины карбона сузили в Илийской зоне область осадконакопления, особенно на северо-западе и западе, но тип седиментации остался близким. Здесь во второй половине среднего карбона и верхнем карбоне сформирована континентальная осадочно-вулканогенная «порфировая» липарито-дацитовая формация (1500 *м*). Море в московский век на территорию зоны проникало только на очень короткое время в Южную Джунгарию (район р. Джаманбулак), что обусловило накопление конгломерато-туфогенно-мергелистой толщи (до 420 *м*). Вулканиты среднего — верхнего карбона имели преимущественно кислый состав.

К югу от Илийской располагалась Южно-Кетменская зона, отличающаяся развитием переходных фаций от наземных осадочно-вулканогенных Илийской зоны к терригенно-карбонатным Текесской. Она охватывает южные склоны хр. Кетмень, северо-восточные склоны хр. Кунгей Алатау и некоторые восточные отроги Заилийского Алатау. Смешанный состав фаций обуславливает некоторую противоречивость взглядов на строение разреза. В основании карбона здесь выделяют осадочно-вулканогенную турне — нижневизейскую формацию (до 2500 *м*), залегающую резко несогласно на додевонских породах. По другим представлениям, турне начинается известняками (наряду с терригенно-вулканогенными породами), а вулканогенно-осадочная толща может быть, в значительной мере, девонской. В средне — верхнее визе накопились морские терригенно-вулканогенно-карбонатные осадки (кунгейская свита) мощностью до 1000 *м*. Ее во времени продолжает намюрская слабо угленосная туфогенно-осадочная формация (до 500 *м*). После тектонических движений середины среднего карбона и окончательного поднятия сформировалась континентальная вулканогенно-терригенная (липаритово-дацитовая) формация (около 800 *м*). В это время условия геологического развития Илийской и Южно-Кетменской зон были общими.

Расположенная южнее Текесская зона, занимающая восточные отроги Кунгей Алатау и северо-восточные склоны Терской Алатау, отличается от расположенных севернее отсутствием вулканитов в каменноугольных разрезах, устойчивым морским режимом в течение почти всего времени от турнейского века до московского включительно. В основании прослежена турне — нижневизейская карбонатно-терригенная формация (до 1300 *м*), несогласно перекрывающая нижнепалеозойское складчатое основание. Для нее характерны красноцветные грубозернистые породы и более тонкие образования известняков в верхах. Выше лежит морская терригенно-карбонатная формация среднего — верхнего визе (до 700 *м*), переходящая в карбонатно-терригенную формацию намюра — башкирского яруса со слабо угленосной подформацией общей мощностью до 2000 *м*; им свойственны глинистые и мергелистые по-

роды. Верхней части башкирского яруса отвечает галогенно-карбонатно-терригенная формация (до 1500 *м*). Ее появление связано с сокращением морского бассейна и возникновением лагуны. Разрез карбона в Текесской зоне венчает толща конгломератов, песчаников, прослоев алевролитов, присутствие среди которых остатков морской фауны свидетельствует о сохранении морского залива в московском веке. Отложения Текесской и в меньшей мере Южно-Кетменской зон близки к карбону Каратау-Чаткальской зоны, что естественно из-за их принадлежности к области каледонской устойчивой консолидации.

Внешняя и Внутренняя Джунгаро-Балхашские зоны в первой половине карбона сохраняли геосинклинальный режим. Во Внешней зоне, охватывавшей Бороталинский прогиб и Центрально-Джунгарское поднятие, осадки морские, преимущественно карбонатно-терригенные. В Бороталинском прогибе, положение которого унаследовано с девона, породы карбона залегают на девонских с угловым несогласием, хотя существуют мнения и о их полном согласии (В. А. Буш). Возможно, несогласия были местными, на краях прогиба. В западной части прогиба, наряду с терригенными осадками, накапливались вулканиты липарито-дацитового состава, что, по-видимому, отражает активный вулканизм в южнее расположенной Илийской зоне. В восточных районах от начала турне и до башкирского яруса включительно накапливалась карбонатно-терригенная формация (более 2000 *м*). Грубозернистые терригенные осадки приурочены и к низам толщи, и к ее верхам (вместе с известняками), что свидетельствует об восходящих движениях в смежных районах. Центрально-Джунгарское поднятие трансгрессия захватила только во вторую половину визе, и в намюре здесь накопились карбонатно-терригенные осадки, резко несогласно налегающие на размытую поверхность нижне-среднедевонских отложений с видимой мощностью 300 *м*. В конце карбона на востоке Внешней Джунгаро-Балхашской зоны, в районе Шолак-Сарычильды начала формироваться верхнекаменноугольная — пермская континентальная вулканогенная (липарито-дацито-андезитовая) формация. Каменноугольная часть ее разреза около 500 *м*.

Во Внутренней Джунгаро-Балхашской зоне отложения карбона неразрывно связаны с верхнедевонскими и относятся к одному циклу седиментации. Верхняя часть толщи верхнего девона — турне (500—650 *м*), представленная тонкозернистыми терригенными, кремнистыми и туфогенными породами, отнесена Н. А. Афоничевым к «отдаленной кремнистой» формации. Более высокие части каменноугольного разреза (1250—1550 *м*) он стчитает верхней морской молассой. Хотя предвизейские и внутривизейские движения в этой зоне отмечаются, несогласия выражены очень слабо и общее регрессивное развитие отразилось в огрублении осадков вверх по разрезу, вплоть до отложений башкирского, а по мнению некоторых, и до московского яруса включительно.

Анализ условий седиментации позволяет восстановить палеогеографическую обстановку. К началу турнейского века мелководное море занимало территорию отрогов Таласского Алатау и Большого Каратау, но по-видимому не имело прямой связи с Казахстанским морским бассейном. На востоке Казахстанский бассейн располагался в геосинклинальных прогибах Джунгаро-Балхашской системы — Тастауском и Бороталинском. Седиментация происходила в северо-восточной части Чуйского района, Бетпак-Дале и на разобщенных участках в Чу-Балхашском районе и северной части Кендыктаса, где она продолжалась с верхнего девона и где, судя по грубозернистым осадкам, существовал расчлененный рельеф. Начало турнейского века ознаменовалось значи-

тельной трансгрессией Казахстанского бассейна, начавшейся с северо-запада и севера, захватившей Чуйскую впадину, Бетпак-Далу, северо-восточную часть Малого Каратау и в отдельных прогибах распространившейся в Западном Прибалхашье. На востоке море трансгрессировало в Текесскую зону. На значительных площадях Заилийского Алатау, Кетменя, Южной Джунгарии осадконакопление в турне протекало в наземных условиях. Оно было связано с контрастными движениями, предшествовавшими активной вулканической деятельности.

В турне в условиях мелководного моря на территории отрогов Таласского Алатау и Большого Каратау накапливалась мощная толща карбонатных, реже карбонатно-терригенных осадков, богатых окаменелостями морской фауны (с редкими прослоями порфиритов). Море было обширным и через Чаткальскую подзону протягивалось в Центральный Тянь-Шань (Нарынскую подзону) и, возможно, соединялось с морем Текесской зоны. В Чуйской впадине, Восточной Бетпак-Дале накапливались карбонатно-терригенные, местами галогенные отложения. В восточных районах Бетпак-Далы и Чуйской впадины, вблизи Малого Каратау и Киргизского хребта, на участках, прилегавших к областям сноса, в раннетурнейское время в дельтах и конусах выноса предгорных шлейфов отлагались песчано-гравийные породы и галечники. По мере расширения трансгрессии в позднетурнейское время здесь стали преобладать карбонатные и тонкозернистые терригенные осадки. Однако роль терригенных пород по-прежнему заметно растет с северо-запада на юго-восток в результате фациального замещения горизонтов карбонатных пород.

Турнейская суша занимала площади Чу-Илийских гор, Кендыктаса, Южной Джунгарии, Илийской и, возможно, Южно-Кетменской зоны. На ее северо-западе (Кендыктас, Чу-Илийские горы) располагалась приморская аккумулятивная равнина, на которой в условиях аридного климата накапливались красноцветные аллювиально-пролювиальные и озерно-дельтовые отложения; на остальной ее территории отлагались продукты наземной вулканической деятельности с подчиненными слоями терригенных и местами карбонатных пород (озерных?). Суша отделяла западный морской бассейн от северо-восточного, занимавшего Северную и Центральную Джунгарию. На северо-востоке отчетливо выделялись Тастауский и Бороталинский прогибы, в которых возникли терригенные и отчасти хемогенные, а местами вулканогенные образования и которые разделялись островом — Центрально-Джунгарским поднятием.

В ранневизейское время площади отрогов Таласского Алатау и Большого Каратау оставались под поверхностью моря, в котором формировались карбонатные и терригенно-карбонатные осадки. В центральных районах палеоландшафтные зоны несколько изменили очертания. Кратковременные регрессии моря с обширных площадей на окраинах Чуйского бассейна осадконакопления, в Западном Прибалхашье и Текесской зоне и значительное увлажнение климата создали благоприятные условия для заболачивания реликтовых водоемов и торфонакопления. Новая трансгрессия моря на аллювиальные равнины обусловила накопление карбонатно-терригенных осадков, перекрывших аллювиально-озерно-дельтовый угленосный комплекс. Нижневизейская суша занимала приблизительно ту же площадь, что и в турнейском веке. На западе ее (Чу-Илийские горы) местами накапливались континентальные аллювиально-озерные угленосные отложения, на остальной площади — преимущественно вулканиты. Кратковременные вторжения моря в ее краевые части на северо-западе Южной Джунгарии и в Южно-Кетменской зоне обусловили появление среди континенталь-

ных вулканогенных толщ прослоев карбонатно-терригенных пород с морской фауной. В Джунгаро-Балхашских зонах границы морского бассейна оставались такими же, как и в турнейском веке; здесь формировались терригенные осадки. В Тастауском прогибе кремнистые и туфогенные отложения сменились более грубым терригенным алевролито-песчаным материалом. Тастауский и Бороталинский прогибы были по-прежнему разделены внутригеосинклинальным поднятием.

Средневизейский век был временем максимальной морской трансгрессии (рис. 37). Обширные площади отрогов Таласского Алатау,

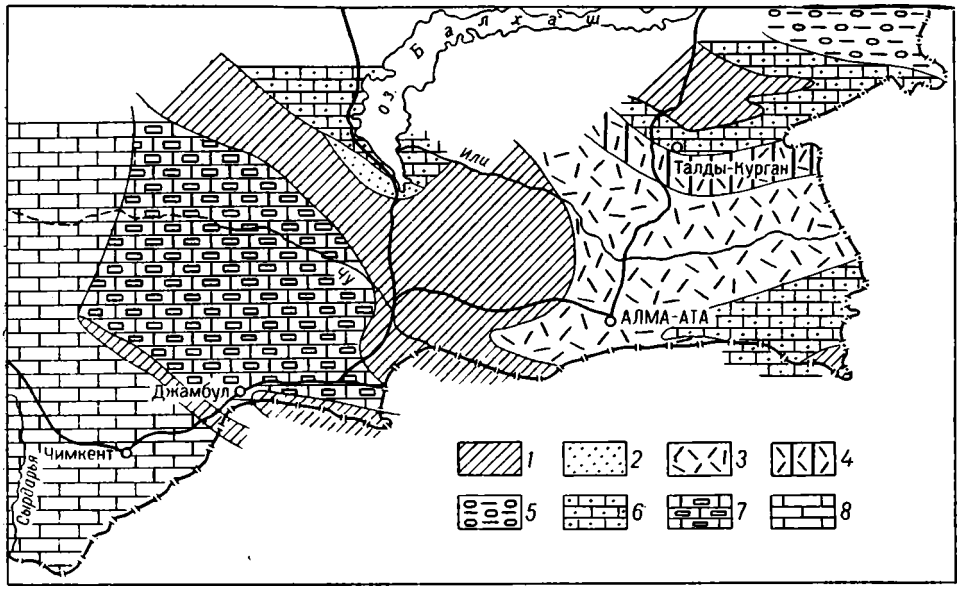


Рис. 37. Литолого-палеогеографическая схема для средневизейского времени (составил В. И. Власов)

1 — районы денудации и локального осадконакопления; *2—4* — зоны накопления континентальных осадков; *2* — терригенных, *3* — терригенно-вулканогенных, *4* — вулканогенно-терригенных; *5—8* — зоны накопления морских и прибрежно-морских осадков; *6* — терригенно-карбонатных, *7* — галогенно-терригенно-карбонатных, *8* — карбонатных

Большого и Малого Каратау, северных склонов Киргизского хребта, Чуйской впадины, Восточной Бетпак-Далы, Западного Прибалхашья, Северной и Центральной Джунгарии, южных склонов Кетменя и отрогов Кунгей и Терской Алатау были покрыты морем. На западе попрежнему преобладал карбонатный тип осадконакопления, в Малом Каратау и Киргизском хребте наряду с карбонатными накапливались и карбонатно-терригенные осадки. В Чуйской впадине и Восточной Бетпак-Дале морские условия временами сменялись лагунными, что определило формирование мощных горизонтов гипсов и ангидритов. В Западном Прибалхашье терригенный и карбонатно-терригенный материал накапливался в морских заливах, прибрежно-морском мелководье и речных авандельтах. В Южно-Кетменской и Текесской зонах сохранялось мелкое море и карбонатное осадконакопление; в прибрежной полосе формировались толщи разнообломочных терригенных пород. В Южно-Кетменской зоне, примыкавшей с юга к суше с активно действовавшими вулканами, помимо карбонатно-терригенных осадков, аккумулировались эффузивно-пирокластические образования. Суша в средневизейский век занимала несколько меньшую площадь. В ее северной, очевидно более низменной части, возникли разнообломочные

делювиально-аллювиальные и озерные осадки с пластами углей и углистых пород, перемежаемые на площади Джунгарии вулканитами; на остальной площади — преимущественно вулканиты. В Северной и Центральной Джунгарии средневизейская трансгрессия значительно сократила возможно всю площадь внутригеосинклинального поднятия.

Здесь формировались карбонатно-терригенные осадки.

Верхневизейско-намюрский век знаменует начало повсеместной регрессии моря. Морской режим сохранялся на площади Большого Каратау и на большей части отрогов Таласского Алатау, где аккумулировался преимущественно карбонатный материал. Конгломераты и песчаники с отдельными прослоями вулканитов и известняков возникли только в хр. Каржантау и Угамском хребте. Территория Малого Каратау, Киргизского хребта, Чуйской впадины и Восточной Бетпак-Далы представляла неустойчивое островное мелкоморье, переходившее на окраинах в заливно-лагунное побережье. Вначале здесь аккумулировались сероцветные карбонатно-терригенные осадки, а к концу века — красноцветные, преимущественно терригенные. Текесская и Южно-Кетменская зоны в позднем визе были покрыты морем, в котором накапливались карбонатные осадки. Движения намюра и поднятия на обрамляющих территориях отразились в смене карбонатной седиментации терригенной. Концентрация растительности в приморских озерах предопределила незначительное угленакопление. В Южно-Кетменской зоне интенсивно накапливались продукты наземного и подводного вулканизма. Суша в верхнем визе и особенно намюре значительно расширилась. Море освободило участки в Чу-Балхашском районе и северо-западных частях Южной Джунгарии. На юго-востоке Кендыктаса, в Южной Джунгарии и северных и восточных склонах Заилийского Алатау и Кетмене продолжались активные наземные вулканические извержения, продукты которых накапливались на пониженных участках, перемежаясь с аллювиально-озерными осадками, возникшими при их перемыве. В Северной и Центральной Джунгарии сохранялся режим, установившийся в середине визе. Активная седиментация карбонатных осадков происходила в восточной части Бороталинского прогиба и Центрально-Джунгарском поднятии. В Тастауском прогибе осадки стали еще более грубыми. Площади их распространения ограничены, что возможно связано не столько с сокращением бассейнов седиментации, сколько с последующей денудацией. В Южной части Бороталинского прогиба терригенные осадки, как и ранее, содержат значительную примесь вулканического материала, доставленного из вулканической Илийской зоны.

В начале башкирского века условия седиментации принципиально не изменились, хотя тенденция к поднятию стала еще более отчетливой; морские прибрежные условия еще сохранялись на территории отрогов Таласского Алатау и Большого Каратау, в Текесской и Джунгаро-Балхашских зонах. На западе в Таласском Алатау преобладали карбонатные осадки, но в позднебашкирское время аккумулировались уже терригенные осадки с прослоями вулканитов и известняков. В башкирском веке в Каржантау формировались вулканогенно-терригенные толщи, отразившие восходящие движения в Каржантау-Кураминской подзоне. В Текесской зоне сохранились прибрежно-морские условия, но бассейн в этом районе вероятно значительно сократился и участки моря чередовались с низкими островами. Территория суши расширилась, но наземное осадконакопление происходило только в области активной вулканической деятельности — в Илийской зоне. В Джунгаро-Балхашских зонах море занимало осевые части прогибов; на их обрамлении восходящие движения стали весьма интенсивными. Веро-

ятно, море отступило со значительной части внутригеосинклинального Центрально-Джунгарского поднятия.

Качественно новый этап геологического развития начался в средне-верхнекаменноугольную эпоху. Резкое усиление восходящих движений освободило почти всю площадь Южного Казахстана в середине среднего карбона от моря и превратило в поднятую сушу. Поднятия сопровождались пликативными дислокациями, более сильными в областях герцинской консолидации, где с этим временем связаны главная эпоха складчатости, замкнувшая Джунгаро-Балхашскую геосинклиналь, и окончательная инверсия. В других районах движения выразились слабой складчатостью и полной регрессией моря (Большой Каратау). После среднекаменноугольной складчатости осадконакопление происходило в локальных прогибах. Один из них существовал на западе (Каржантау-Кураминская подзона) и на территорию Казахстана входил незначительной частью. В нем накапливались вулканогенные и вулканогенно-терригенные образования. Обширный район седиментации располагался в Чуйской впадине, представленный обширным почти изолированным от моря мелководным заливом. В зоне лагунного побережья и дельтах рек формировались красноцветные терригенные осадки с плохо сортированным обломочным материалом. На глубоководных участках накапливались глинистые и карбонатно-глинистые породы. Красная окраска и бедность захороненными растительными остатками обусловлены жарким засушливым климатом.

Активные движения протекали неодновременно. В Каратау они связаны с срединой или с первой половиной башкирского века, в отрогах Таласского Алатау с срединой башкирского века и особенно с концом его — началом московского. В Текесской зоне наиболее активные фазы приурочены к концу башкирского века и наиболее важная — прервавшая морской режим и осадконакопление — к концу московского века; здесь на фоне общих поднятий осадконакопление в московском веке происходило в морских условиях и выразилось в накоплении грубозернистого терригенного материала. К этому времени обстановка прибрежного мелководья и лагун сменилась ландшафтом аллювиально-дельтовых равнин и конусов выноса временных потоков. В Чу-Балхашском районе и Кендыктасе господствовали процессы выветривания и денудации. В Южной Джунгарии, на площади северных и восточных склонов Заилийского Алатау и хр. Кетмень с московского века начался новый этап геологического развития. Лишь на короткий промежуток времени, в московском веке, море проникло в Южную Джунгарию (междуречье Усек-Хоргос). На остальной территории вблизи вулканов нагромождались континентальные толщи разнообломочных туфов, игнимбритов и лав, чередующихся с продуктами их перемыва, которые накапливались в озерных и речных бассейнах. В Северной и Центральной Джунгарии в середине среднего карбона произошла инверсия, активная складчатость и общее поднятие. Лишь в Тастауской подзоне, по мнению В. К. Дмитриевой, морской бассейн существовал в московском веке в локальном прогибе, где формировались грубообломочные толщи, свидетельствующие о поднятии смежных зон. С послеинверсионным этапом в Северной Джунгарии в урочище Шолак-Сарычильды связано формирование наземных вулканитов в краевых участках компенсированной Эбинорской вулканогенной впадины.

Отложения карбона палеонтологически хорошо охарактеризованы. Для расчленения и определения возраста морских осадков важное значение имеют брахиоподы, мшанки, фораминиферы и кораллы, а для континентальных отложений — остатки растительности, также иногда достаточно обильные (особенно в среднем визе).

При сопоставлении фаунистических комплексов отдельных районов наблюдается определенная выдержанность в пространстве и смена их во времени. В раннетурнейский век появились и широко распространились первые представители родов *Dictyoclostus* и *Spirifer*; доживали отдельные виды родов *Mesoplica* и *Cyrtospirifer*. В комплексе брахиопод, кроме эндемичных форм, присутствуют виды, характерные для европейских морей, но преобладают элементы миссисипской формации Северной Америки, сопоставляемые с видами из группы Киндерхук. Отдельные виды комплекса Mesoplica arcuata, Mesoplica concentrica известны в нижнетурнейских отложениях Урала, *Ovatia laevicosta, Sphenospira jullii* — в Кузбассе. Выделенный комплекс брахиопод встречается во всех районах распространения морских нижнетурнейских отложений, за исключением Заилийского района, где Ю. А. Симонова отмечает распространение нижнетурнейских фораминифер. В позднетурнейском бассейне появились представители рода *Marginatia,* характерного для отложений карбона, и были широко распространены спириферидыс дихотомирующими ребрами *(Spirifer baiani)*. В позднетурнейском комплексе спириферидыиграют не меньшую роль, чем продуктиды; в нем над чисто местными формами преобладают американские. Фораминиферовые комплексы по-прежнему характерны для Заилийского района (Южно-Кетменская зона).

В раннем визе отмечены первые представители рода *Buxtonia* и спирифериды *(Spirifer aschliariki),* давшие начало роду *Neospirifer,* широко распространенному в более молодых отложениях. Характерной формой комплекса является азиатский вид *Dictyoclostus deruptus.* В этом комплексе присутствуют местные и американские виды, сопоставляемые с фауной из известняка Кеокук Северной Америки. В средневизейское время возникли наиболее благоприятные условия для развития органической жизни; среди брахиопод появились новые роды продуктид *Gigantoproductus, Productus, Fluctuaria, Sinuatella* и др., из спириферид — род *Neospirifer,* большая часть этих родов жила до среднего карбона. К среднему визе связь с Северо-Американским бассейном ослабела и в комплексе брахиопод этого времени встречается лишь незначительное количество американских форм. Значительное влияние на развитие органического мира оказали связи с морскими бассейнами Средней Азии, Русской платформы, Урала, Таймыра и Западной Европы. В поздневизейское время брахиоподы и фораминиферы достигли расцвета. В комплексе брахиопод происходили, в основном, изменения видового состава, а родовой — изменился мало. Обилие представителей рода *Neospirifer* в верхнем визе Бетпак-Далы и отсутствие гигантопродуктусов свидетельствуют о наличии барьера, расположенного, по-видимому, в районе Малого Каратау и изолировавшего бассейн Бетпак-Далы от Каратау-Чаткальской зоны. В поздневизейском комплексе преобладали виды Европейской зоогеографической провинции. В это время связь с Северо-Американским бассейном, по-видимому, прекратилась.

В намюрское время видовой состав комплекса брахиопод изменился. Достигли расцвета представители рода *Gigantoproductus,* которые к концу века вымерли. В бассейне Бетпак-Далы господствовали представители рода *Neospirifer.* Их господство и своеобразный состав комплекса фораминифер (по данным М. М. Марфенковой) свидетельствует о продолжавшейся изоляции бассейна, который, судя по распространению *Gigantoproductus latissimus,* соединялся с районом Джезказгана. В целом комплекс фауны намюра указывает на связь с бассейнами Средней Азии, Подмосковья, Урала, Таймыра и Западной Европы.

В результате тектонической перестройки в среднекаменноугольную эпоху сократились площади морских бассейнов, что вызвало изменение палеогеографической обстановки района и привело к значительному обновлению состава фаунистических комплексов. Широко распространенные нижнекарбоновые рода *Gigantoproductus, Striatifera* вымерли в намюрский век, появились новые, характерные для отложений среднего карбона — *Choristites, Pseudostafella*. Состав фауны башкирского века свидетельствует о продолжавшейся связи с бассейном Средней Азии. В московское время расцвета достигает род *Choristites,* широко распространенный в бассейнах Средней Азии и Китая.

Таким образом, наличие разнообразных групп фауны, обилие родов и видов отдельных групп (брахиоподы и фораминиферы), присутствие кораллов и мшанок свидетельствуют о существовании нижне- и отчасти среднекаменноугольного открытого морского бассейна. Общность состава фауны турне и раннего визе Южного Казахстана и Северо-Американской провинции, по-видимому, свидетельствует о их постоянной связи, однако присутствие некоторого количества европейских форм говорит о том, что полной изоляции от Западной Европы не было. Со среднего визе, судя по сходству комплексов брахиопод, более тесная связь установилась с Европейской зоогеографической провинцией; с Северо-Американской провинцией она ослабела и в позднем визе прекратилась.

Ископаемая флора в континентальных отложениях встречается почти повсюду, но обычно ее сохранность плохая. Выделяются турне-визейский и визе-намюрский флористические комплексы. Комплекс флоры позднего турне — раннего визе представлен: *Lepidodendropsis vandergrachtii, L. sigillarioides, L. bykovae, Lepidodendron volkmannianum, L. filiformis, L. pseudokirghizicum, Caenodendron primaevum, Porodendron olivieri, Dzungarodendron novikae, Eolepidophloios quadratus, Sphenophyllum tenerrimum, Asterocalamites scrobiculatus, Neuburgia karatauensis;* реже встречаются представители родов *Cardiopteridium, Neurocardiopteris, Sphenopteridium, Rhodea.* Этот комплекс можно сопоставить с флорой кульма Мораво-Силезского кровельного сланца, низов карбона о-ва Шпицберген, Испании, Урала, Подмосковного и Минусинского бассейнов, Галицийско-Волынской впадины, южных окраин Донецкого бассейна, слоев Поконо Северной Америки, Китая. Турне-визейский комплекс типичен для кетменской свиты хр. Кетмень, мукринской и карасайской свит Южной Джунгарии, а также раннекаменноугольных отложений Малого Каратау и Бетпак-Далы. Он известен в кемельбекской свите Северо-Восточного Прибалхашья (более бедный) и ашлярикской свите Карагандинского бассейна. Растительность в турне была скудной, но в визе климат увлажнился и она стала более пышной и разнообразной.

Флористический комплекс позднего визе — намюра представлен: *Sublepidodendron obovatiformis, Lepidodendron kirghizicum, Caenodendron primaevum, Lepidostrobus dzungaricus, Belonophyllum kasachstanicus, Sphenophyllum tenerrimum, Asterocalamites scrobiculatus, Mesacalamites cistiformis, M. bespalovii, Angaropteridium cardiopteroides.* Этот комплекс сопоставляется с флорой визе — намюра Западной Европы (Польша, Чехословакия, Бельгия, Голландия) и Донецкого бассейна. В Южном Казахстане он характерен для визе — намюра Южной Джунгарии и одновозрастных отложений хр. Кетмень. По флоре они сопоставляются с карагандинской свитой Карагандинского бассейна и каркаралинской свитой Северо-Восточного Прибалхашья.

Среднекаменноугольные тектонические движения значительно отразились на развитии флоры. В средне-верхнекаменноугольное время

Южному Казахстану (Южной Джунгарии), а также Джезказгану и Тенизской впадине был свойственен характерный для субтропического климата вестфальский тип флоры, значительно отличавшийся от тунгусского (ангарского), характерного для Прииртышья, Алтая и Сибири с их умеренным и влажным климатом и промежуточного казахстанского со смешанной растительностью (Северо-Восточное Прибалхашье). Средне-верхнекаменноугольная флора изучена недостаточно. Она приурочена к вулканогенным толщам и обычно имеет плохую сохранность. Для средне-верхнекаменноугольного комплекса характерно сочетание родов *Lepidodendron, Lepidophlois, Calamites.* Иногда в низах среднего карбона еще встречаются *Mesocalamites,* птеридоспермы в большинстве случаев эндемичны.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

В пермском периоде значительные площади были охвачены тектоническими движениями, завершавшими герцинскую эпоху тектогенеза. Поэтому отложения перми, представленные континентальными фациями, распространены ограниченно в разобщенных прогибах. Выделяются разрезы двух типов. В районах активного герцинского диастрофизма развиты наземные осадочно-вулканогенные комплексы, известные на юго-западе — в хр. Каржантау и на востоке — в Илийском синклинории (Илийская депрессия, южные отроги Джунгарского Алатау, северные склоны Заилийского Алатау и хр. Кетмень). В эпикаледонской Чуйской впадине система представлена терригенно-соленосными отложениями. Так как и вулканогенные, и осадочные формации сложены наземными фациально неустойчивыми толщами, слабо охарактеризованными остатками растений, расчленение и сопоставление местных подразделений очень сложное. Соотношения между свитами и их последовательность устанавливаются преимущественно по сопоставлению петрографических особенностей и по несогласиям, часто местного характера.

Общность тектонических и палеогеографических условий тесно связывает отложения перми с верхним карбоном и нижним триасом. Во всех структурно-формационных зонах разрезы перми полные. В Чаткало-Кураминской зоне, куда входит хр. Каржантау и в Илийском синклинории внутри системы наблюдается ряд несогласий; Чуйская впадина отличается непрерывными разрезами. На основании редко встречающихся растительных остатков и спорово-пыльцевых комплексов выделяются лишь отделы системы, объединяющие местные свиты.

В Южном Казахстане пермские отложения впервые выделил В. Я. Гринев (1929), собравший в Джунгарском Алатау остатки пермской флоры. Ранее Н. Г. Кассин (1926) высказал предположение о присутствии верхнекаменноугольных — пермских отложений в Джунгарии и хр. Кетмень, которое не было подтверждено палеонтологически. По Н. Г. Кассину (1941) область пермского осадконакопления распространялась в Южный Казахстан из района Джезказгана. Непосредственно за пределами Казахстана, на юго-западе, в Чаткальском хребте морскую раннепермскую фауну обнаружил в 1931 г. Н. П. Васильковский. В конце 30-х годов пермские отложения были установлены в хр. Каржантау. В Чуйской впадине на наличие перми указала в 1960 г. Л. Н. Ржаникова, определившая комплекс спор кунгурского-казанского ярусов. В 1961 г. отложения перми описал С. Б. Бакиров. В изучении пермских отложений много труда вложили К. А. Азбель, З. П. Артемова, С. Б. Бакиров, Н. П. Васильковский, В. И. Дитмар, А. С. Кум-

пан, А. Б. Ли, К. А. Никитин, Г. П. Фильпьев, Р. А. Шахов, Г. А. Ярмак и др. Ископаемые растительные остатки изучали А. Н. Криштофович, М. И. Радченко, Г. П. Радченко, К. З. Сальменова, Т. А. Сикстель, а спор и пыльцы — Л. Н. Ржаникова и Г. В. Сакулина.

ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

В отрогах Таласского Алатау на территории Казахстана пермские отложения известны в хр. Каржантау и на небольших участках в горах Даубаба.

Нижний отдел

Нижнепермские отложения, выделенные Н. П. Васильковским под названием шурабсайской свиты, широко распространены в хр. Каржантау, особенно на его юго-западных и северо-восточных склонах. Шурабсайская свита залегает с резким угловым несогласием на породах разного возраста и состава повсеместно с конгломератами в основании. Гальки конгломератов состоят из различных порфиритов. Свита осадочно-вулканогенная, хорошо стратифицирована, сложена андезитовыми, андезито-дацитовыми порфиритами и их пирокластами обычно коричневых тонов, переслаивающимися с туффитами, конгломератами, песчаниками. Реже встречаются туфы кварцевых порфиров и фельзитов. Туфы по составу и структуре разнообразны. Усредненный химический состав вулканитов близок к гранодиоритам, но повышенной щелочности.

Наиболее типичный разрез шурабсайской свиты в юго-западной части Каржантау составлен Н. П. Васильковским (1952) по долинам Шурабсая и Таваксая, где основание свиты, залегающей на размытой поверхности постакчиинских сиенитов, состоит из аркозовых песчаников, конгломератов и прослоев кислых лав мощностью до 100 *м*. Вышележащую толщу образуют переслаивающиеся красно-бурые и фиолетовые песчаники, зеленовато-серые туфопесчаники, фиолетовые кварцевые и красно-бурые дацитовые и липаритовые порфиры, фельзит-порфиры, их туфы, темно-серые туфолавы порфиритов, редкие прослои туффитов, песчанистых известняков. Общая мощность 1100 *м*.

Севернее и северо-западнее в низах шурабсайской свиты появляются мощные известняковые конгломераты с прослоями известняков, песчаников и вулканитов. Большая же часть разреза слагается флюидальными фельзит-порфирами; мощность свиты увеличивается до 1700 *м*. В горах Минбулак шурабсайская свита состоит преимущественно из оливиновых диабазовых и базальтовых порфиритов, чередующихся с песчаниками. Существенное значение (около 40% мощности разреза) имеют серые, малиновые и красно-бурые фельзит-порфиры. В основании свиты — мощная (300 *м*) пачка темно-бурых конгломератов. Мощность свиты 2430 *м*.

Возраст шурабсайской свиты доказан раннепермскими растительными остатками, найденными в Чаткальском хребте. Н. П. Васильковским и Е. А. Кочневым (определения А. Н. Криштофовича и Т. А. Сикстель): *Sphenopteris* sp., *Lebachia spiniformis* Sternb., *Ullmannia biarmica* Eichw., *Voltzia* sp., *Risodendron angrenicum* Kr., *Samaropsis* sp., *Dorycordaites pancifolia* Schmalch., *Callipteris* sp., *Neuropteridum* sp., *Glossopteris* sp., *Baiera* sp., *Noeggerathiopsis* cf. *arta* Zal., *Dicranophyllum* sp. и др. Найденные у оз. Кугалы остатки *Phyllotheca* sp., *Cordaites* sp. и отпечатки коры лепидофита, сходного с *Pleuromeia*, по заключению Т. А. Сикстель, указывают, что верхняя часть шурабсайской свиты не древнее второй половины ранней перми.

Верхний отдел

Равашская свита выделена Н. П. Васильковским и З. П. Артемовой на северном склоне Чаткальского хребта в Узбекской ССР; здесь она несогласно залегает на шурабсайской и несогласно перекрывается кызылнуринской свитой пермско-раннетриасового возраста (Ахмеджанов и др., 1966). На территории Южного Казахстана кызылнуринская свита не распространена.

Равашская вулканогенная свита в Южном Казахстане известна только в урочище Богучалпак по правобережью р. Угам и в низовьях Дудусая, где представлена (снизу вверх) переслаиванием пачек серых известняковых конгломератов и зеленовато-серых полимиктовых известковистых песчаников. В верхней половине развиты сиреневые флюидальные туфолавы и туфы, красно-бурые альбитофиры и дацитовые порфиры. Общая мощность более 590 *м*.

Равашскую свиту Н. П. Васильковский относил условно к верхней перми: Н. М. Миклухо-Маклай (1963), И. И. Хорват (1958) — к нижней — верхней перми, а И. П. Кушнарев и Б. А. Каждан (1958) отрицали ее самостоятельность. По данным М. А. Ахмеджанова и других (1966) в основании равашской свиты южных склонов Чаткальского хребта содержится фауна и флора середины перми. Учитывая стратиграфическое положение, равашскую свиту можно отнести к верхней перми.

Даубабинская свита. Среди вулканогенных формаций верхнего палеозоя Каржантау и прилегающих с севера районов особое место занимают щелочные эффузивы, известные в ядрах трех аналогичных по строению синклиналей, крылья которых сложены нижне- и среднекаменноугольными отложениями — в Даубабинской субширотной синклинали, а также Бадамской и Уинской меридиональных синклиналях. По петрохимическим особенностям эти эффузивы резко отличны от верхнепалеозойских вулканитов Чаткало-Кураминской структурно-формационной зоны.

В Даубабинской синклинали на площади 15×8 *км* выделена одноименная свита, состоящая из двух подсвит. Вулканиты нижней залегают с размывом на среднекаменноугольных осадочных породах и представлены лейцитовыми базальтами, тефритами, лейцititами, щелочными плагиоклазовыми и ортоклазовыми базальтами и их пирокластолитами. В разрезе чередуются до семи покровов лав и туфов. В низах залегают меланократовые базальты: в средней части преобладают их ортоклазовые разности, выше сменяющиеся лейцитовыми базальтами. Мощность нижней подсвиты 900—1000 *м*. В основании верхней подсвиты залегают вулканомиктовые конгломераты (6—7 *м*) с окатанной галькой щелочных базальтов, что свидетельствует о местном перемыве. Выше залегают три горизонта вулканокластических пород (60—100 *м*), разделенные двумя выдержанными покровами латитовых порфиров (100—120 *м*) и трахиандезитовых порфиритов (60—70 *м*). Суммарная мощность ее около 500 *м*.

Щелочные вулканиты, обнаженные в ядре синклинали в бассейнах рек Бадам, Кызылата и Джузум на площади около 30 *км*^{2}, описала Е. Д. Карпова (1957). Многочисленными разломами выходы разбиты на отдельные блоки. Толща состоит из трех пачек. Нижняя пачка начинается мощными (80—200 *м*) известняковыми конгломератами и песчаниками с пластами известняков. Средняя пачка (600 *м*) сложена однообразными красно-бурыми трахилипаритовыми и трахидацитовыми игнимбритами и туфами. Верхняя пачка четко стратифицирована и состоит из чередующихся покровов (20—70 *м*) латитовых порфиров, тра-

хиандезитовых, андезитовых порфиритов, трахитовых порфиров, их туфов, подчиненных сравнительно маломощных (10—35 *м*) горизонтов эпилейцитовых, шошонитовых порфиритов, трахитовых порфиров, фонолитов и редких невыдержанных прослоев туфоконгломератов, песчаников и алевролитов. В верхах разреза роль вулканокластических пород возрастает. Мощность верхней пачки 600—700 *м*. Растительные остатки плохой сохранности, найденные в осадочных прослоях, не определяют возраст бадамской толщи.

Третий участок развития щелочных вулканитов находится в бассейне р. Уя, занимая площадь 45 *км*^{2}. Нижняя часть уинского разреза сложена, также как на р. Бадам, туфоконгломератами, песчаниками и известняками общей мощностью 400—500 *м*. Верхняя часть состоит из горизонтов (100—120 *м*) трахиандезитовых порфиритов и пирокластолитов, среди которых встречаются эпилейцитовые порфириты типа абсарокито-шошонитовых и эпи- и псевдолейцитовые трахитовые порфиры.

Прямые геологические данные, указывающие на возраст щелочной ассоциации, недостаточны. Абсолютный возраст пород, установленный калий-аргоновым методом 287—256 млн. лет (Рахманов, 1968 и др.) указывает на пермь. Приуроченность щелочных эффузивов к узлам пересечения региональных разломов (Угамского и др.) и петрохимические особенности указывают на позднее формирование свиты в субплатформенных условиях в связи с послеорогенной активизацией. Соотношения щелочных вулканитов с кислыми эффузивами кызылнуринской свиты Чаткало-Кураминской зоны не установлены. Цифры абсолютного возраста свидетельствуют о более молодом возрасте последней, и поэтому даубабинская свита отнесена к верхней перми. Общие геологические соображения скорее говорят об обратном: щелочные расплавы должны были извергаться после завершения вулканической деятельности, создавшей магматиты нормального ряда; в этом случае даубабинская свита моложе кызылнуринской. Скорее всего, однако, что развитие глубинных очагов шло одновременно, и толщи, распространенные в смежных районах, формировались синхронно.

ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА

Пермские отложения обнажены по юго-западной периферии Чуйской впадины. Наибольшие площади они занимают к северо-востоку от Малого Каратау, где распространяются до р. Талас. Разрозненные мелкие выходы среди кайнозоя по ее левобережью известны на буграх Кемпыртобе, Кызылжар, Ушкызыл и др. Незначительные выходы установлены в Киргизском хребте по долинам рек Каракистак и Сарыбулак. В закрытой части Чуйской впадины пермские отложения вскрыты многочисленными скважинами в низовьях рек Сарысу и Чу, в Сузакском прогибе, на Тогускен-Ушаральских структурах вплоть до Курагатинского вала на юго-востоке (см. рис. 31). Северная граница их распространения не прослежена. На Тастинском поднятии они отсутствуют, но по правобережью р. Чу пермь установлена скважинами в районе Кентаральского купола. Возможно пермская толща обнажена по северо-восточной окраине сора Буралкенынтузы. Небольшой выход предположительно пермских слоев известен в Бетпак-Дале в урочище Кемпиртакыр, северо-западнее гор Кокшетау (Зайцев, Покровская, 1948).

Пермская система сложена озерными осадками, отложившимися в условиях прогрессирующего осолонения бассейна. Ее нижняя часть состоит преимущественно из сероцветных терригенно-карбонатно-сульфатных осадков, верхняя — из красноцветных терригенно-соленосных и пестроцветных терригенных. Общая мощность достигает 1000 *м*.

Нижний отдел

Нижнепермские отложения прослежены на поверхности по юго-западному склону Чуйской впадины от р. Шабакты у с. Байкадам южнее цепи озер Сорколь, Тузколь, Ащиколь, вдоль северного побережья оз. Акколь до долины р. Талас и обнажены в Киргизском хребте по долине р. Сарыбулак. На закрытой территории они вскрыты скважинами в западной и юго-западной частях впадины, от правобережья р. Сарысу и низовьев р. Чу до Курагатинского вала. На Тастинском поднятии они размыты, но наличие палинологически охарактеризованной верхней перми на Кентаральском куполе заставляет предполагать развитие нижнего отдела до р. Чу. Отложения залегают согласно на среднем — верхнем карбоне и их нижняя граница проведена по основанию пачки с частыми прослоями известняков и сероцветных пород, нехарактерных для кызылканатской свиты. Нижняя пермь выражена преимущественно сероцветными алевролитами, переслаивающимися с известняками, аргиллитами и тонкими прослоями гипса, ангидрита, линзами каменной соли, доломитов. Эти отложения называют соленосной толщей (Авров и др., 1964, 1965, 1966). С. Б. Бакиров, Д. Н. Беляшов (Бакиров, 1964, 1965, Бакиров и др., 1966, 1967) нижнюю пермь расчленили на нижнюю — каракырскую (ранее датированную верхним карбоном) и верхнюю — соркольскую свиты.

Каракырская свита сложена переслаивающимися пачками серых глинистых и кремнистых известняков с красновато-коричневыми, пятнисто-слоистыми алевролитами, редкими прослоями мелкозернистых песчаников и аргиллитов, линзами ангидритов, гипсов, глауберитов.

Строение каракырской свиты характеризует разрез, составленный С. Б. Бакировым по р. Коктал ниже Байкадамского шоссе (снизу вверх):

1. Серые плитчатые известняки	0,5 *м*
2. Зеленые микрослоистые алевролиты и аргиллиты с обуглившимся растительным детритом, сменяющиеся коричневыми алевролитами	0,9 „
3. Часто переслаивающиеся коричневые пятнисто-прерывисто-слоистые алевролиты (мощность слоев 0,2—5,0 *м*), темно-серые кремнистые пелитоморфные известняки (мощность слоев 0,2—0,5 *м*) и тонкие прослойки серых и зеленоватых аргиллитов, содержащих обильный растительный детрит; в известняках содержатся разрозненные остатки рыб сем. Palaeoniscidae	10,1 „
4. Темно-коричневые прерывисто-косослоистые алевролиты, слабо загипсованные, переслаивающиеся с мелкозернистыми песчаниками; в верхах остатки *Calamites suckowii* Brongn., *C. cistii* Brongn., *Crucicalamites multiramis* Weiss., *Paracalamites decoratus* (Eichw.) Zal., *P. frigidus* Neub.	6,1 „
5. Переслаивающиеся известняки (0,4—0,8 *м*) и алевролиты (1,4—1,7 *м*), аналогичные слою 3	4,8 „
6. Пятнистоокрашенные в коричневые и бурые тона загипсованные горизонтально- и косослоистые алевролиты с тонкими прослоями известняков и зеленых аргиллитов	48,0 „
7. Часто чередующиеся алевролиты и известняки, аналогичные слоям 3 и 5	10,0 *м*
8. Коричневые загипсованные алевролиты с прослоями светло-коричневых мелкозернистых песчаников с отпечатками волновой ряби	5,0 „
9. Коричневые иногда загипсованные алевролиты, переслаивающиеся с темно-серыми кремнистыми известняками	3,0 „
10. Косоволнистослоистые алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников	10,2 „
11. Переслаивающиеся серые известняки и коричневые алевролиты, аналогичные слоям 3, 5, 7	7,0 „

Общая мощность каракырской свиты 72 *м*.

Возраст свиты определен на основании найденных в нижней части ее растительных остатков, определенных М. И. Радченко и указывающих на раннюю пермь Камско-Уральской фитогеографической области.

Чешуя, зубы, челюсть и другие остатки ганоидных рыб семейства Paleoniscidae по заключению А. А. Казанцевой, вероятно имеют верхнекарбоновый возраст. Находки остатков рыб Grossopterigii из этих толщ отмечал еще В. Н. Вебер (1935).

Во внутренних частях Чуйской впадины от низовьев рек Сарысу и Чу до р. Талас строение разрезов остается таким же, как и на юго-западном крыле. Резко преобладают сероцветные породы, наблюдается более интенсивная сульфатизация (глауберит, реже гипс и ангидрит), пиритизация при одновременном уменьшении количества и мощности прослоев известняков. Тем не менее, благодаря наличию частых прослоев известняков даже при неполном отборе керна каракырская свита хорошо выделяется электрокаротажем, вследствие более высокого, чем у соркольской свиты электрического сопротивления.

В Чуйской впадине в каракырской свите установлены немногочисленные спорово-пыльцевые комплексы. В мергелях скв. 6 (северо-восточнее оз. Ащиколь) Г. В. Сакулина обнаружила споры (1,5—12,5%) плауновых: *Lepidozonotriletes ciliaris* Lub., *L. curtatus* Lub., *Zonotriletes punctulosus* Lub., *Acanthotriletes globosus* (Andr.) Naum.; пыльцу — кордаитов (7,5—18%), гинкговых и цикадофитов (0,5—4,0%), невыясненной систематической группы (14,5—32,5%), хвойных — *Striatopinites* Sed., *Striatopodocarpites* Sed., *Striatolebachiapites* Sed., которые по своему спектру близки к раннепермским комплексам Приуралья. Из керна скв. 37-С (Кумырлинское поднятие) А. И. Степаненко описаны: *Cordaitina spongiosa* (Lub.) Sam., *C. subrotata* (Lub.) Sam., *C. uralensis* (?) Sam., *Azonaletes levis* Lub., *Azonotriletes* cf. *globosus* (Lub.) Sam. позднекаменноугольного — раннепермского возраста.

К востоку от Таласского поднятия нижнепермские отложения — пестроцветные, терригенные; в Моюнкумском прогибе среди них появляются включения и прослои галита. На северо-восточном склоне Тастинского поднятия в скв. 8-П к каракырской свите отнесены коричневые пятнистые алевролиты с прослоями косослоистых песчаников и аргиллитов, залегающие на глубинах 932—997 *м*. В Моюнкумском прогибе аналогичные пестроцветные алевролиты и аргиллиты с включениями и прослоями прозрачного и розового галита вскрыты скв. 6-Г. Мощность каракырской свиты здесь, так же как и других толщ верхнего палеозоя, увеличена и достигает 180 *м*. Подобная тонкая перемежаемость загипсованных песчаников, алевролитов и аргиллитов свойственна отложениям свиты на Курагатинском валу, где она вскрыта скважинами 1-Г, 2-Г, 1-Г (Луговская) на глубинах от 772 до 1130 *м*. В интервале 855—859 *м* скв. 2-Г Л. Н. Ржаникова обнаружила пыльцу: *Cordaitina uralensis* Lub., *Vittatina copcasgani* Rgan., *Azonomonoletes marattiformis* Sam., *Azonoletes levis* Lub., характеризующую нижнюю пермь (кунгурский ярус).

Тонкопереслаивающуюся пестроцветную терригенную загипсованную пачку с тонкими (миллиметровыми) прослоями голубоватых мергелей описали по р. Сарыбулак в Киргизском хребте Х. Д. Лем и Ю. А. Алехин (1966 г.). В средней части пачки (40 *м*) они собрали, а З. К. Сальменова определила отпечатки раннепермских растений: *Dzungarostrobus masculus* Sal m., *Sphenopteris* sp., *Samaropsis* sp.

Таким образом, на юго-востоке Чуйской впадины в каракырское время отлагались, благодаря привносу временными потоками обильного терригенного материала, красноцветные слабо загипсованные осадки. На северо-западе в более спокойной водной среде озерного водоема откладывались наряду с терригенными карбонатные осадки, нередко с глауберитом, ангидритом, гипсом. Во впадинах существовала

восстановительная среда, обусловившая преобладание сероцветных пород и их пиритизацию. В наиболее прогнутом Моюнкумском прогибе началась садка каменной соли.

Нижняя и верхняя границы каракырской свиты проводятся соответственно по подошве нижнего и по кровле верхнего пласта известняков в ритмично переслаивающейся карбонатно-терригенной толще. Границы также четко улавливаются по смене красноцветных терригенных фаций карбона сероцветными известково-алевролитовыми отложениями. Выше их залегают обломочно-сульфатные фации соркольской свиты. Ниже и выше границ каракырской свиты прослои известняков встречаются редко. Каракырская свита хорошо выдержана фациально и, благодаря малой мощности, отличному от других свит составу, выступает как маркирующий горизонт внутри верхнепалеозойской толщи. Мощность каракырской свиты колеблется от 45 на Кумырлинском и Тастинском поднятиях (скв. 37-С, 57) до 180 *м* в Моюнкумском прогибе (скв. 6-Г).

Соркольская свита сложена в основном серыми и зеленовато-серыми алевролитами и редкими прослоями мелкозернистых песчаников, мергелей, аргиллитов, гипсов-ангидритов, глауберита, доломитов. Коричневые и коричневато-серые полимиктовые алевролиты и мелкозернистые песчаники развиты в низах свиты только по юго-западному склону впадины вблизи Малого Каратау. Маломощные слои карбонатов образуют два маркирующих горизонта в средней части свиты. Для пород характерны тонкая листоватая и линзовидная слоистость, присутствие в тяжелой фракции кластогенной роговой обманки, аутигенной родуситовой минерализации (Бакиров, Беляшов, 1967), подводно-оползневых нарушений (колобков, спиралей, брекчий и складок) в карбонатных прослоях, розеток и порфиробластов глауберита или ангидрита.

Юго-западнее оз. Сорколь составлен ее разрез — стратотип, охарактеризованный флорой, чешуей рыб и зубами котилозавров (снизу вверх):

1. Коричневато-бурые и коричневато-серые известковистые и гипсоносные слоистые алевролиты с редкими пропластками коричневых мелкозернистых загипсованных песчаников и прослоями красно-бурых аргиллитов; в породах — порфиробласты сульфатов, волновая рябь . . . . . 145 *м*

2. Тонко переслаивающиеся листоватые углисто-кремнистые и доломитистые псевдооолитовые известняки, мергели и алевролиты с оползневыми складками; отмечены зубы котилозавров, чешуя рыб *Acrolepis, Elonichtys* и растительные остатки *Crucicalamites multiramis* Weiss, *Paracalamites* sp. 7,0 „

3. Серые, желтые, коричневато-серые полимиктовые тонкослоистые алевролиты, сильно сульфатизированные; глауберит и ангидрит образуют пойкилитовый цемент, друзы и розетки крупных, местами обильных порфиробластов; встречаются волновая рябь и рябь течений; в верхах единичные прослои темно-серых доломитистых известняков . . . . . 33,5 „

4. Серые листоватые тонко- и линзовиднослоистые углисто-известковистые алевролиты и аргиллиты с прослоечками известняков и мергелей; отмечены — подводнооползневые брекчии, колобки, спирали; в алевролитах — отпечатки стеблей растений плохой сохранности, из которых М. И. Радченко определила *Walchia* (?) sp., К. З. Сальменева — *Samaropsis* sp., *Pteridorachis* sp., *Dzungariella kisilkainarica* Salm., *Paracalamites* sp., *Sphenopteris* sp. . . . . 5 *м*

5. Переслаивающиеся грязно-коричневые загипсованные комковатые известковистые алевролиты и аргиллиты; в верхах прослои мергелей . . . 20,5 „

Общая мощность соркольской свиты по разрезу 211 *м*.

Раннепермский возраст соркольской свиты обоснован разнообразными органическими остатками, собранными из 2 и 4 слоев приведенного разреза. Соркольская свита фациально устойчива. Изменения выражаются в увеличении содержания сульфатов во внутренних частях района и замещении их каменной солью в прогибах (Моюнкумском,

Ушаральском, Сузакском), в замене коричневато-бурых прослоев зеленовато-серыми, увеличении степени пиритизации, углистости, битуминозности, количества и мощности прослоев аргиллитов, гипсов и ангидритов. Эти особенности указывают на существование застойных озерно-лагунных фациальных условий со спокойным гидродинамическим режимом и конседиментационным прогибанием дна.

Восточнее Таласского поднятия соркольская свита приобретает, так же как и каракырская, красноцветный облик и терригенный состав. Пестроцветная гипсоносная толща (более 30 *м*) обнажена в среднем течении р. Сарыбулак в Киргизском хребте. Судя по спорово-пыльцевому спектру, аналогичному комплексам центральных частей впадины, она имеется и в разрезе скв. 1-Г (Луговская) на Курагатинском валу. В скважине 6-Г (Моюнкумский прогиб) красноцветные породы переслаиваются с прослоями каменной соли.

Соркольской свите свойственна высокая насыщенность споро-пыльцевыми комплексами, описанными различными палинологами из многих скважин. Спорово-пыльцевой спектр включает более 110 видов. Среди них распространены типичные раннепермские: *Ginkgocycadophytus retroflexus* (Lub.) Sam., *Noeggeratiopsidozonaletes rotatus* Lub., *Coniferites nudus* Lub., *Cordaitina ornata* Sam., *S. uralensis* (Lub.), *Protodiploxypinus bullaeformis* Sam., *Ullmannia* sp., *Vittatina vittifer* Lub., по которым Г. В. Сакулина и Л. Н. Ржаникова дают заключения о переходном кунгурско-казанском возрасте верхних горизонтов соркольской свиты.

Соркольская свита согласно расположена между каракырской и тузкольской. За ее верхнюю границу принято появление частых прослоев каменной соли или, в зависимости от фациальной обстановки, гипсов и ангидритов и одновременная смена сероцветных пород красноцветными. Мощность соркольской свиты колеблется от 50 (Тогускен-Таласский вал) до 270 *м* в Моюнкумском прогибе. Средняя мощность 100—130 *м* выдержана на больших площадях.

Нерасчлененные нижнепермские отложения

Эти отложения встречены скважинами 6, 12, 43-П в низовьях рек Сарысу и Чу. Скв. 6, расположенная в 30 *км* северо-восточнее оз. Ащиколь, с глубины 497 *м* вскрыла толщу (78 *м*) серых мергелей с маломощными прослоями серых песчаников и алевролитов и включениями гипса. По сейсмическим данным их мощность достигает 500—600 *м*. В мергелях обнаружены спорово-пыльцевые комплексы, близкие, по заключению Г. В. Сакулиной, к раннепермским комплексам Приуралья. Северо-восточнее по скв. 12 (интервал 444—475 *м*) описана пачка, состоящая из переслаивающихся коричневато-серых, серых и грязно-коричневых алевролитов, зеленовато-серых тонкослоистых мергелей и мелкозернистых песчаников с линзами доломитовых мергелей.

Скважина 43-П, расположенная в 35 *км* севернее кол. Шолакэспе, в интервале 855—1005 *м* вскрыла красновато-коричневые алевролиты, ангидрито-доломитистые, косоволнистослоистые, с частыми порфиробластами глауберита или псевдоморфозами ангидрита с гипсом по глауберите. В низах наблюдаются частые прослои зеленовато-серых алевролитов, и, редко, серых мергелей.

Серые мергели (30 *м*) Н. С. Зайцев, Н. В. Покровская (1948) отметили в Бетпак-Дале, в урочище Кемпиртакыр, и отнесли их по аналогии с кенгирскими мергелями к пермской системе.

Верхний отдел

О возрасте отложений, венчающих пермскую систему, у исследователей Чуйской впадины нет единого мнения. П. Я. Авров, А. Б. Ли и другие (Авров и др., 1965, 1966), В. И. Дитмар (1966, Дитмар, Тихомиров, 1967), Р. А. Шахов (1965) расчленяют эти отложения на нижнепермскую соленосную и верхнепермскую надсоленосную толщи. Г. Х. Дикенштейн и другие (1963, 1964) соленосную толщу относят к нижней — верхней перми. С. Б. Бакиров, Д. Н. Беляшов (Бакиров, 1965_1; Бакиров, Беляшов, Ярмак, 1967) тузкольскую свиту позднепермского возраста делят на нижнюю (соленосную) и верхнюю (надсоленосную) подсвиты. Такого же подразделения придерживаются С. Я. Баяхунова, Ю. Б. Коврижных, В. Д. Малиновская, Г. А. Ярмак (1964 г.), Х. Д. Лем, Ю. А. Алехин, М. А. Студенина (1962 г.), Г. Н. Страхов (1965 г.).

Тузкольская свита на юго-западном крыле Чуйской впадины выступает из-под мезо-кайнозойского чехла на обрывистых побережьях озер Сорколь, Тузколь и Ащиколь. Мелкие выходы прослежены в низовьях рек Асса и Талас, на буграх Кемпыртобе, Ушкызыл, Кызылжар. Отложения вскрыты скважинами в центральных частях впадины за исключением Тастинского поднятия. Тузкольская свита расчленена на две подсвиты.

Нижняя подсвита на юго-западном крыле Чуйской впадины, включая Таласский вал, связана постепенными переходами с соркольской и сложена пластами гипса, переслаивающегося с ангидритом, загипсованными красноцветными алевролитами, аргиллитами и редкими прослоями мелкозернистых песчаников (Бакиров, 1962). В верхних горизонтах отмечаются согласные прожилки целестина (до 5 *см*). Для терригенных пород, слагающих большую часть разреза, характерны насыщенность гипсом, реже ангидритом, красновато-коричневая мелкопятнистая окраска, сложные волнистые типы слоистости, нарушенные текстурами взмучивания, взламывания, «знаков нагрузки», ходами донных животных.

В центральных частях Чуйской впадины сульфатные прослои замещены каменной солью, с которой ассоциируют тонкие линзы ангидрита, гипса, мергелей, доломитов, зеленовато-серых аргиллитов. На Ушарал-Тогускенской площади подсвита имеет трехчленное строение: соленосные пачки группируются в ее низах и верхах, разделяясь преимущественно терригенно-ангидритовой толщей. Ангидрит образует серые и голубовато-серые конкреционные криптокристаллические стяжения диаметром до 4—5 *см*, часто группирующиеся в маломощные прослои. Часты пропластки белого и розоватого мелкозернистого сахаровидного гипса. Каменная соль образует пластовые залежи мощностью от сантиметров до 28,4 *м* или мелкие гнезда, включения, присыпки, корочки и прожилки. Суммарная мощность пропластков галита достигает 150—200 *м*, т. е. до 40—50% мощности разрезов.

Верхняя подсвита закономерно и постепенно сменяет осадки нижней при заполнении озерного бассейна терригенным материалом, вследствие оживления восходящих движений и некоторого увлажнения климата. В ней галогенные породы отсутствуют. Верхняя подсвита отличается от нижней более грубозернистым составом, присутствием частых пропластков мелкозернистых песчаников, косоволнистой слоистостью мелководья, разнообразной рябью, резко пятнистой пестроцветной окраской.

Верхняя подсвита в хорошо изученном Ушарал-Тогускенском районе расчленена на три горизонта: нижний — алевролито-аргиллитовый,

средний — косослоистых загипсованных мелкозернистых песчаников и крупнозернистых алевролитов и верхний — алевролито-аргиллитовый, хорошо выделяемых на электрокаротажных кривых.

В. И. Дитмар (1966; Дитмар, Тихомиров, 1967), А. Б. Ли, М. М. Майлибаев и другие (1963 г., 1964 г.) считают, что верхняя подсвита налегает на соленосную с размывом, и границы подсвит осложнены неровностями с относительными превышениями до сотен метров. С. Б. Бакиров, Д. Н. Беляшов (1966б; Бакиров, Беляшов, Ярмак, 1967), Г. А. Ярмак (1962 г.), Г. Н. Страхов (1965 г.) и другие на основании преемственности условий образования обеих подсвит, выраженной в литологическом сходстве и загипсованности пород верхней подсвиты, отсутствия грубообломочных слоев в основании нижней подсвиты, неизбежной при денудации на глубину до сотен метров, отсутствия следов размыва при прослеживании границ подсвит на дневной поверхности, отрицают наличие перерыва. Предполагаемые неровности рельефа, устанавливаемые геофизическими методами, ими объясняются фациальным переходом пачек каменной соли в терригенные толщи в зоне поднятий и несоответствием физических поверхностей стратиграфическим границам.

Возраст тузкольской свиты определяется палинологическими данными и стратиграфическим положением. Она налегает согласно на отложения, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами кунгурского или кунгурско-казанского ярусов. Спорово-пыльцевые спектры достоверно из тузкольской свиты получены в трех скважинах. Г. В. Сакулина и Е. К. Терехова из алевролитов скв. 5-Г, пройденной в Сузакском прогибе, в интервале 928,6—934,3 *м* получили богатый комплекс спор и пыльцы, который, по их заключению, несколько отличен от спектров соркольской свиты этого района; в нем больше разнообразной пыльцы более молодого облика типа Paucistriatae Sauer, характерной для верхнепермских отложений. В Кентаральской структуре по правобережью р. Чу из гипсоносных алевролитов (скв. 301, глубина 290 *м* и скв. 318, интервал 305—308 *м*) получен обильный спорово-пыльцевой материал: споры (2%), пыльца кордаитов (17%), надгруппы Paucistriatae (16%), Multistriatae Sauer (14%), Paleoconiferae Sauer (5%), *Striatopodocarpus* (21,5%), виттатин (8%) и мелкие ребристые формы (23,5%).

По заключению Г. В. Сакулиной, приведенный комплекс содержит, кроме форм, характерных для кунгурско-казанских отложений, большую группу пыльцы, присущей верхнепермским осадкам, — надгруппы Paucistriatae, очень мелких ребристых и гладких зерен типа *Cedrus, Pinus, Dacrydioides* и др. На этом основании она считает возможным вмещающие породы относить к верхней перми. В скв. 57, расположенной в 15 *км* северо-восточнее с. Аккуль, в интервале 263,4—267,2 *м* из сульфатизированных алевролитов Л. Н. Ржаникова получила бедный спорово-пыльцевой комплекс поздней перми.

Среди пыльцы и спор, выделенных из пород Чуйской впадины, отмечены характерные для верхнепермских отложений Двинско-Камской провинции: *Protopodocarpus alatus* (Lub.) Sam., *Striatopinites bullaeformis* Sauer, *S. prolixus* (Lub.) Abr. et Martch., *S. perfectus* (Naum.) Sauer, *S. latissimus* (Lub.) Sauer, *S. tractiferinus* (Sam.) Sauer, *S. silvestritypus* (Sam.) Sauer, *S. elongatus* (Lub.) Sauer, *Lebachia* sp., *Ullmannia splendida* Sauer, *Vittatina striata* Lub., *V. cincinnata* Lub., *V. subsaccata* Sam., споры селягинелл и осмундовых папоротников.

Аналоги тузкольской свиты обнаружены в Западной Бетпак-Дале. В скв. 12, расположенной в 36 *км* севернее солончака Кокпансор, на

глубинах 420—444 *м* встречены коричневые известковистые алевролиты с голубовато-серыми бесформенными мергелистыми включениями. Из верхов толщи Н. Г. Ашимова и А. И. Степаненко выделили пыльцу: *Vittatina vittifer* Lub. (15%), *Florinites luberae* Sam. (8%), *Striatohaplohypinus* Sauer (12%), *S. tractiferinus* Sam. (8%), *S. perfectus* (Naum.) Sauer (7%), *Striatodiplohypinus bullaeformis* Sam. (8%), *Striatopodocarpites alatus* Sauer (4%), *Podocarpites alatus* Sam. (4%), *Cordaitina* sp. (15%) и споры (15%), по комплексу которых алевролиты отнесены к верхней перми.

Северо-восточнее в 28 *км* скв. 43-П (Придорожная структура) вскрыла известковистые сульфатизированные алевролиты, красновато-коричневые, разнозернистые, косоволнисто-слоистые, сильно глинистые с округлыми стяжениями серого криптокристаллического ангидрита, обособляющегося в тонкие прослои, с пустотами выщелачивания, вероятно от включений галита. Мощность верхней перми здесь около 335 *м* (интервал 520—855 *м*).

Таким образом, в осевой части Чуйской впадины в Сузакеком, Байкадамском, Моюнкумском прогибах и в Ушаральском районе в тузкольское время формировалась пестроцветная галогенно-алевролитовая толща. По периферии впадины галитовые фации повсеместно замещены гипсово-ангидрито-алевролитовыми. Верхняя подсвита всюду сохраняет пестроцветный терригенный облик. Средняя мощность тузкольской свиты около 800, в Моюнкумском прогибе она достигает 100 *м*. Мощность нижней подсвиты изменяется от 40 (скв. 32, Тогускенское поднятие) до 560 *м* (Акжарская антиклиналь, скв. 33-Г); средняя устойчивая мощность около 400—450 *м*. Максимальная наблюдаемая мощность верхней подсвиты 610 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Пермские отложения на востоке сосредоточены в Илийском синклинории; на его северном крыле — в Южной Джунгарии, в восточных отрогах Чу-Илийских гор, на плато Карой и на юге — на северо-восточных склонах Заилийского Алатау и в хр. Кетмень. Они повсюду представлены вулканитами и продуктами их перемыва (см. рис. 36). Небольшие участки, сложенные пермью, известны в Северной Джунгарии, в урочище Шолак, где выражены вулканитами, а также в полосе Алакольско-Джунгарского разлома — в Джунгарских воротах (район Дурной речки), где развиты красноцветные терригенные осадки, и, возможно, в горах Буланбай. Пермские отложения представлены нижним и верхним отделами.

По основным вопросам стратиграфии перми (и верхнего палеозоя в целом) существуют разногласия, возникшие вследствие: 1) слабости палеонтологической документации (только флорой), обусловленной континентальным режимом осадконакопления, причем определение возраста флоры осложняется своеобразием флористической провинции, какой была Джунгария в верхнем палеозое; 2) резкой фациальной изменчивости вулканитов, преобладающих в верхнем палеозое; 3) интенсивно проявленной позднегерцинской и альпийской разрывной тектоники; молодые движения существенно затруднили реставрацию позднегерцинской геологической истории Илийского синклинория, расчленив его территорию на горные хребты и межгорные впадины, выполненные мощными мезозойскими и кайнозойскими отложениями. По этим причинам существует несколько стратиграфических схем верхнего палеозоя Илийского синклинория, опубликованных, либо использованных в обобщающих работах (табл. 10). Схемы заметно отличаются одна от другой, хотя

внешне имеют много общего; во всех начало верхнепалеозойского осадконакопления отнесено к среднему карбону, а завершение — к началу триаса. Различия касаются возрастных границ внутри верхнепалеозойской толщи и названий свит. Отсутствие резко выделяющихся литолого-петрографических особенностей отдельных частей толщи и характерных горизонтов или пачек привело к тому, что в некоторых случаях их последовательность определена по-разному.

Нижний отдел

Вулканиты нижней перми на северных склонах хр. Кетмень, горах Балабогуты, Улькунбогуты, без видимого углового несогласия налегают на отложения верхнего карбона — нижней перми (описанные вместе с каменноугольной системой) и представлены в основном лавами базальтовых и андезито-базальтовых, андезитовых и трахиандезитовых порфиритов. В Илийском синклинории состав нижнепермских вулканитов обычно сохраняется; разрезы отличаются мощностями покровов и терригенных пород. Наиболее полно они развиты на северном склоне хр. Кетмень, где в восточной части хребта, по р. Кушлык, на порфиры верхнего карбона — нижней перми последовательно налегают светло-серые цеолитизированные пироксеновые андезитовые порфириты (5 *м*), чередующиеся покровы (2—25 *м*), зеленоватых миндалекаменных оливиновых базальтовых, базальтовых и темно-бурых пироксеновых андезитовых порфиритов (46 *м*) и пачка (48 *м*), в которой темно-коричневые до черных миндалекаменные базальтовые порфириты чередуются с маломощными прослоями основных туфов, зеленовато-серых тонкозернистых туфопесчаников и серых мелкозернистых вулканомиктовых песчаников. Общая мощность толщи 105 *м* (осадочные породы и туфы 4 *м*). К западу в толще появляются туфогенно-осадочные породы, вначале в виде отдельных маломощных прослоев, затем их мощность постепенно увеличивается; мощность основных эффузивов также наращивается.

В 20 *км* западнее, по р. Жинишке, вскрыт наиболее полный и характерный разрез отложений нижней перми. Здесь в основании находится пачка (88 *м*) переслаивающихся разнозернистых полимиктовых и туфогенных песчаников, вулканомиктовых гравелитов, конгломератов с линзами битуминозных известняков и желтых тонкозернистых песчаников с фауной стегоцефалов (определения В. В. Кузнецова) и растительными остатками: *Calamites cruciatus* Sternb., *Paracalamites* (?) sp., *Koretrorachis* sp. nov., *Pteridorachis* sp., *Walchiostrobus* sp. (определения К. З. Сальменовой). В пачке отмечены редкие покровы андезитовых порфиритов и их туфов. Мощность слоев от 2 до 11 *м*. Выше чередуются покровы трахибазальтовых, базальтовых (оливиновых и безоливиновых, часто миндалекаменных) и андезито-базальтовых порфиритов с единичными маломощными пластами вулканомиктовых песчаников, гравелитов и покровами андезитовых порфиритов. Мощность отдельных покровов 8—50, а эффузивной части разреза 330 *м*. Суммарная мощность разреза 420 *м*.

На южном склоне хр. Кетмень нижняя пермь слагает небольшие площади в междуречьи Улькунчийбут — Дардамты, где с размывом и угловым несогласием налегает на нижний и средний — верхний карбон. Она представлена покровами оливиновых базальтовых и оливиновых диабазовых порфиритов, толеитовых базальтов, разделенными прослоями песчаников и туфопесчаников. Контакты между покровами обычно неотчетливые. Шлаковые и туфовые фации совершенно отсутствуют. В разрезе по р. Кейнбулак, по данным В. Б. Рахмана, из общей мощности 192 *м* на долю миндалекаменных базальтовых и мелкозернистых диа-

Таблица 10

Сопоставление свит верхнего палеозоя Илийского синклинория
Составили К. А. Азбель, В. Г. Севастьянов, 1969 г.

Схема, принятая в настоящей работе	Свиты (и их части), выделенные различными исследователями, и их соотношения с принятыми подразделениями							
По К. А. Азбелю, М. Р. Борукаевой, 1961—1969 гг.	По Г. В. Нехорошеву (для Южной Джунгарии), 1957	По Б. П. Блинову, Б. Ф. Кошкарову (для хр. Кетмень), 1957	По С. Е. Майрину (для Илийского района), 1958	По Г. М. Фремду (для Южной Джунгарии), 1961—1963	По М. Н. Чабдарову (для хр. Кетмень и Заилийского Алатау), 1962—1969	По В. Ф. Беспалову (для Илийского района), 1962	По В. Г. Севастьянову (для хр. Кетмень и Заилийского Алатау), 1965—1939	По А. С. Кумпану, Г. Л. Добрецову, В. В. Донских (Илийский синклинорий), 1964—1969
$P_2^2—T_1$ Малайсаринская свита Конгломераты, песчаники, гравелиты, туфы, реже игнимбриты кислого состава 200—500 *м*	—	—	Малайсаринская (T_1)	—	—	Малайсаринская P_2	—	$P_2^2—T_1$
P_2^2 Желдыкаринская свита Туфы, агломераты и лавы среднего и основного состава, лахаровые брекчии и вулканомиктовые песчаники 400—700 *м*	$P^2_2—T_1$	Есекартканская Вулканиты кислого и среднего состава, песчаники, алевролиты (P_2)		Достарская ($P^2_2—T_1$) (преимущественно конгломераты)	P_2	Чулакская ($P_1—P_2$) и Красногоровская (P_1)	Ачинахская (P^2_2)	P_2^2
P_2^1 Жалгызагашская свита Конгломераты, песчаники, игнимбриты, реже туфы, иногда лавы кислого состава 500—1000 *м*	Малайсаринская (P_1)		Кызылкайнарская (P_1)	Кузгунская (P_2), Катутауская ($P_1—P_2$) Включены средние и основные вулканиты	P_2	Конуроленская ($C_3—P_1$)	Караимчекская (P^1_2)	P_2^1

P_1^2 Бескайнарская свита Лавы и туфы среднего и основного состава, редко вулканомиктовые конгломераты и песчаники 300—600 *м*	Конуроленская (C_3)	Базмайнакская Миндалекаменные порфириты, конгломераты, песчаники (P_1)	Верхние части матайской (C_3) и досовской (P_2)	Конуроленская (C_3—P_1) (включены кислые вулканиты)	P_1	Кугалинская (C_{2-3})	Базмойнакская (P_1)	P_1
C_3—P_1 Кугалинская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, туфы и игнимбриты кислого состава 300—900 *м*	Матайская (C_3)	Джамбасская Кварцевые порфиры, альбитофиры (C_{2-3})	Нижние части матайской (C_3) и досовской (P_2)	Айнабулакская (C_2—C_3)	C_{2-3}	Джаманбулакская (C_{2-3})	Алмалыкская (C_3—P_1)	C_3—P_1
C_{2-3} Дегересская свита Лавы и туфы основного и среднего состава 400—500 *м*				Долантауская C_1—C_2		Кугалинская (C_{2-3})		
C_1 Батпакская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, туффиты и туфы кислого состава 500—600 *м*	Джаманбулакская (C_2)		Джаманбулакская (C_2)			Джаманбулакская (C_2)	Карабулакская (C_{2-3})	C_{2-3} (без вулканитов кислого состава)

базовых порфиритов приходится 139 *м*, а туфопесчаники и песчаники играют подчиненную роль. Мощность слоев от 6 до 34 *м*.

В северо-восточной части Заилийского Алатау полные разрезы нижней перми установлены по р. Карасай (горы Балабогуты) и в урочище Чимбулак. По р. Карасай в их основании залегают андезитовые, андезито-базальтовые и базальтовые порфириты. Мощность отдельных покровов 8—38, — базальной пачки 230 *м*. Средняя часть пачки сложена грубообломочными пирокластами андезитового, дацито-андезитового и смешанного состава; мощность 113 *м*. Верхи разреза (77 *м*) представлены туфопесчаниками, туффитами, известняками, алевролитовыми туфами и алевролитами с растительными остатками: *Dicranophyllum* cf. *gracilis* Zal., *Cordaicarpus* sp., *Paracalamites* sp., *Moucrites kirghizicum* (Tschirk.) Radcz. Мощность толщи 420 *м*.

В урочище Чимбулак разрез нижней перми несколько иной и состоит из 3-х пачек: нижняя пачка (110 *м*) состоит из туфопесчаников, туфоконгломератов, туффитов и туфов; средняя пачка (75 *м*) представлена массивными туфобрекчиями сложного состава с горизонтами туфогравелитов и туфопесчаников; в состав верхней пачки (100—120 *м*) входят вулканические брекчии андезитового состава, лавы базальтов и андезито-базальтов. Общая мощность толщи около 300 *м*.

В Южной Джунгарии нижнепермская толща (бескайнарская свита) является фациально самой изменчивой из верхнепалеозойских, хотя химический состав слагающих ее эффузивов остается постоянным (андезиты с редкими отклонениями до андезито-базальтов и андезито-дацитов) на всей площади развития этих пород (горы Аркалык, Жалгызагаш, Малайсары, Архарлы, Шолак, Матай, Катутау, Атыджек). На северных склонах гор Аркалык нижняя пермь (330 *м*) начинается пироксеновыми андезитовыми порфиритами (60 *м*), которые перекрыты слоистыми псаммитовыми витрокластическими туфами с пепловым цементом (70 *м*). Выше вновь лежат пироксеновые андезитовые порфириты (200 *м*). В 40 *км* юго-восточнее, на северных склонах гор Жалгызагаш, на верхнекаменноугольных — нижнепермских отложениях лежат туфы андезитовых порфиритов, переслаивающиеся с туфогенными песчаниками; их мощность не превышает 100 *м*. В горах Шолак хорошо видно фациальное замещение покровов андезитовых порфиритов (не менее 300 *м*) туфами среднего состава и туфогенными песчаниками. В горах Катутау покровы андезитовых порфиритов ритмично чередуются с их туфами, агломератами и туфогенными песчаниками; насчитывается до 15 покровов общей мощностью 1000 *м*. В восточной части хр. Малайсары покровы андезитовых порфиритов отделены друг от друга почти исключительно туфопесчаниками и внутриформационными туфоконгломератами, с окатанной галькой липаритовых порфиров. Разрезы нижней перми западной части гор Малайсары сходны с таковыми в горах Катутау, отличаясь вдвое меньшей мощностью. Еще западнее, на левобережье р. Курты, нижнепермскую толщу, наряду с андезитовыми порфиритами, образуют туфы и туфолавы дацитовых и липарито-дацитовых порфиров, а также туфопесчаники общей мощностью 200 *м*.

Таким образом, в ранней перми в Илийском синклинории интенсивность вулканизма была различной, наиболее сильной — в горах Катутау и хр. Кетмень, а слабой — в горах Архарлы, Жалгызагаш, Саускан, Шошкалы. Возраст толщи установлен по положению и органическим остаткам, собранным С. М. Григорьевым, Б. Ф. Кашкаровым и Б. В. Рахманом в хр. Кетмень, Н. М. Чабдаровым в горах Шолак и В. Г. Севастьяновым по р. Карасай. Из этих сборов К. З. Сальменова, кроме вышеперечисленных, определила: *Strobilites* sp., *Paracalamites* cf. *goeppertii* Radcz., *Phyllotheca* cf. *deliquescens* (Goepp.) Schm., *Koretrophyl-*

lites cf. *longifolia* Radcz., *Dicranophyllum* cf. *kirghisicum* Tschirk., *Lebachia* cf. *piniformis* (Sternb. pars.) Florin.

В Северной Джунгарии в урочище Шолак нижнепермские образования, залегающие на кварцевых порфирах верхнего карбона — нижней перми, представлены покровами андезитовых порфиритов, чередующимися с горизонтами туфов и агломератовыми потоками. Их мощность 630 *м*. В районе Джунгарских ворот, в среднем течении Дурной речки, по А. Ф. Степаненко, толщу перми образуют преимущественно конгломераты, среди которых встречаются отдельные пласты песчаников (до 30 *м*) и многочисленные линзы гравелитов. В гальках обычны алевролиты, песчаники и органогенные известняки, реже кислые вулканиты и яшмовидные породы. В 1960 г. в низах разреза К. М. Давыдов собрал остатки флоры. Изучавшая их А. Л. Юрина установила *Neuropteris dichotoma* Neub. и *Noeggerathiopsis* sp. и склоняется в пользу раннепермского возраста вмещающих отложений. Мощность толщи 480 *м*.

В. А. Буш и другие (1967) считают, что в горах Буланбай в зоне Алакольско-Джунгарского разлома развиты морские нижнепермские отложения. Их предположение основано на находках ругоз, определенных Т. А. Добролюбовой, И. В. Кабаковичем, М. М. Смеловской и Т. Г. Ильиной как: *Cyathocarinia tuberculata* Soshk., *C. rushiana* var. *multituberculata* Soskh., *Amplexocarinia heimai* Heritsch., *A. muralis* Soskh., *Soshkineophyllum artiense* (Soskh.), *Polycoelia karpinsky* Stur.

Эта фауна обнаружена в толще темно-серых туфогенных песчаников, туфогенных и кремнистых алевролитов, несортированных известковых песчаников и линз известняков общей мощностью 220 *м*, залегающей несогласно на живете. Серый цвет и тонкозернистость осадков, а также выпадение мощных толщ верхнего девона и нижнего карбона, вызывают сомнения, поскольку заведомо нижнепермские образования свидетельствуют о палеогеографической обстановке, не подходящей для таких фаций.

Верхний отдел

Верхнепермские образования очень широко распространены в Илийском синклинории, особенно в Южной Джунгарии, где они занимают большую часть гор Кокшеель, Ашутасты, Жельдыкара, Аркалык, Жалгызагаш, Малайсары, Архарлы, Шолак, Дегерес, Катутау и др. В Заилийском районе вулканиты позднепермского возраста протягиваются узкой полосой на северных склонах Заилийского Алатау и хр. Кетмень; они известны в горах Балабогуты, Шошкалы, Саускан, Чимбулак. Значительная часть верхней перми перекрыта мезо-кайнозойскими отложениями межгорных впадин.

Верхнепермские существенно вулканогенные образования делятся на две толщи, различающиеся петрохимическим составом. Нижняя образована преимущественно покровами игнимбритов и пластами туфов липаритового и липарито-дацитового состава, нередко повышенной щелочности, а верхняя — лавами и туфами андезито-базальтового ряда. Для нижней толщи характерны розовые и светло-сиреневые тона окраски, а для верхней — черные, темно-серые, зеленовато-серые и темно-коричневые.

Нижняя позднепермская толща (жалгызагашская свита) однотипна в Южной Джунгарии, Заилийском Алатау и хр. Кетмень. Резкая фациальная изменчивость не уничтожает важнейшие особенности, обусловленные ведущей ролью игнимбритов и разнообразных кислых туфов. В Южной Джунгарии стратотип толщи описал К. А. Азбель, (Азбель, Борукаева, 1966) в горах Аркалык, вдоль линии Казахской железной

дороги. Здесь валунногалечные конгломераты с галькой андезитовых порфиритов и слоистым туфогенно-песчаным и песчаным цементом налегают (40 *м*) на андезитовые порфириты нижней перми. Выше чередуются сиреневые и темно-розовые липаритовые и коричневые дацитовые игнимбриты, слоистые псефитовые, псаммитовые и алевритовые витрокластические и витрокристаллокластические туфы, туфогенные песчаники и гравелиты. Отмечен прослой лейкократовых трахитов. Игнимбриты образуют 60% общей мощности толщи, составляющей 950 *м*. В верхах толщи в песчаниках собраны остатки *Dicranophyllum* sp.

В хр. Кетмень наиболее полный разрез установлен В. Г. Севастьяновым (1965 г.) по р. Малый Ачинахо, где на базальтовые порфириты

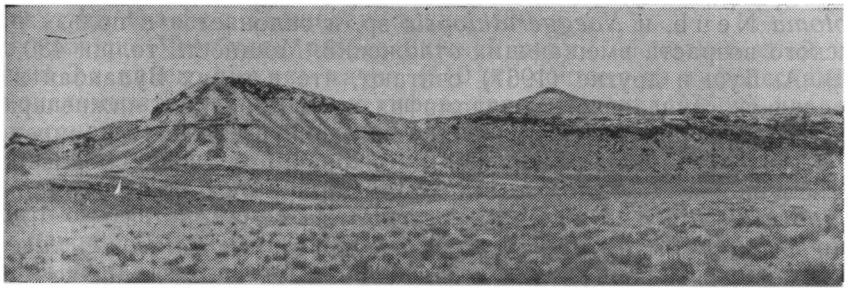


Рис. 38. Налегание верхнепермских базальных конгломератов с размывом на туфопесчаники и туфы нижней перми. Центральная часть гор Киши-Калканы. Вид с востока. Южная Джунгария. Фото К. Н. Ткаченко

нижней перми согласно ложатся пепельно-серые и сиренево-серые туфы кислого и смешанного состава, сменяющиеся выше дацитовыми кластолавами сиреневого цвета и серыми туфами и трахилипаритовыми игнимбритами. Общая мощность толщи в восточной части хр. Кетмень 300 *м*.

В горах Балабогуты по р. Карасай В. Г. Севастьянов (1962 г.) составил типичный для северных склонов Заилийского Алатау разрез, начинающийся маломощным (12 *м*) слоем вулканомиктовых конгломератов. Преобладают розовые, красно-бурые, фиолетовые туфолавы, лавобрекчии и флюидальные лавы трахитового, трахидацитового и трахилипаритового состава, присутствуют темно-фиолетовые андезитовые порфиры, флюидальные трахиандезитовые порфириты и темно-серые туфы смешанного состава. Общая мощность 300 *м*.

У восточного окончания Чу-Илийских гор к нижней толще поздней перми относят венчающую верхнепалеозойский разрез пачку псевдофлюидальных игнимбритов и витрокластических туфов липаритового и трахилипаритового состава мощностью 80 *м*.

Для разрезов нижней позднепермской толщи характерно обилие покровов кислых игнимбритов, нередко со щелочным уклоном. Своеобразие этих пород, обычно неоднородное (многочленное) строение покровов, их значительная мощность (до 200 *м*) и протяженность (до 100 *км*) определяют облик толщи. Положение толщи отчетливо определено ее налеганием через базальные конгломераты на нижнепермские основные вулканиты (горы Аркалык, Малайсары, Дегерес, Шолак и Катутау — в Южной Джунгарии; горы Алмалы и Балабогуты — в Заилийском Алатау и бассейне р. Малый Ачинахо (рис. 38). В этих же районах видно, что она перекрыта без видимого несогласия средними и основными вулканитами верхней позднепермской толщи. О ее поздне-

пермском возрасте также свидетельствуют многочисленные определенные К. З. Сальменовой растительные остатки: *Dzungariella* sp., *Sphenopteris roesserthiana* Presl., *Noeggerathiopsis* sp., *Ginkgophyllum* sp., *Lebachia piniformis* (Sternb. pars.) Florin., *Ernestiodendron filiciformes* (Sternb., pars.) Florin, *Ullmannia bronni* Goepp., *U. frumentaria* (Schloth.) Goepp., *Widdringtonites* sp., *Voltzia heterophylla* Brongn., *Samaropsis* sp. (из многократных сборов в логе Кызылкайнар в хр. Малайсары); *Phyllotheca* sp., *Strobilites* sp., *Dicranophyllum* sp., *Lebachia piniformis* (Sternb. pars.) Florin., *Ernestiodendron filiciformes* (Sternb., pars.) Florin (из сборов Н. М. Чабдарова в горах Шолак).

В Северной Джунгарии (урочище Шолак) верхнепалеозойский разрез также завершается верхнепермскими агломератами, игнимбритами, туфами, реже лавами кислого состава, суммарная мощность которых достигает 170 *м*.

Верхняя позднепермская толща (жельдыкаринская свита) получила едва ли не господствующее распространение среди верхнепалеозойских образований Южной Джунгарии (горы Жельдыкара, Аркалык, Кокшеель, Ашутасты, Малайсары, Архарлы, Катутау и др.); в хр. Кетмень и Заилийском Алатау она развита менее. Для толщи характерно господство вулканитов основного и среднего состава. В горах Жельдыкара она без видимого несогласия налегает на липаритовые игнимбриты нижней толщи верхней перми вдоль линии железной дороги. В 1959 г., К. А. Азбель (Азбель, 1961; Азбель, Борукаева, 1966), составил типичный для Южной Джунгарии разрез. В нем преобладают пирокластолиты среднего состава — большей частью грубообломочные туфы и агломераты, реже псаммитовые и алевритовые кристалло- и витрокластические. Покровы трахиандезитовых, роговообманковых андезитовых и андезито-базальтовых (в меньшей степени) порфиритов составляют 25% общей мощности толщи; присутствуют лахаровые брекчии и редкие (не более 10%) прослои туфогенных песчаников. Мощность толщи 830 *м*.

Стратотипом в Заилийском Алатау может служить разрез, составленный В. Г. Севастьяновым (1961 г.) в горах Саускан по р. Асы. Этот разрез начинается туфоконгломератами с галькой кислых эффузивов, выше которых расположены вулканомиктовые песчаники, туфогравелиты, туфы андезитового состава, а еще выше глинистые сланцы с флорой и пропластками битуминозных известняков. В верхней части свиты распространены серые и зеленоватые туфоалевролиты, туффиты, базальтовые порфириты и дацитовые туфы. Суммарная неполная мощность 220 *м*.

В хр. Кетмень, в междуречьи Жинишке — Кызылтас, на игнимбриты трахидацитового состава низов верхней перми налегает толща (220 *м*) лав андезито-базальтового, трахибазальтового, базальтового и андезитового состава, редких маломощных пластов среднезернистых вулканомиктовых песчаников и одного (12 *м*) горизонта лавобрекчий андезитового состава.

Многообразие субфаций (покровы и потоки лав, разнообразные туфы, агломератовые и лахаровые брекчии и т. п.), их невыдержанность по простиранию, изменчивость количественных соотношений (коэффициент эксплозивности меняется от 10 до 70%) не позволяют прослеживать разрезы на значительных площадях. В общих чертах можно говорить о южно-джунгарском, заилийском и кетменском типах разрезов. Для первого характерна ритмичность, создаваемая многократным появлением покровов андезитовых, андезито-базальтовых, реже базальтовых и дацито-андезитовых порфиритов, разделенных горизонтами разнообразных туфов, агломератов, лахаровых брекчий и песчаников.

Заилийский тип отличается значительной ролью терригенных осадков, а кетменский — явным преобладанием лав над пирокластолитами. Полные разрезы двух последних типов не обнаружены.

Возраст верхней позднепермской толщи андезито-базальтовых вулканитов достаточно надежно установлен по ее положению в разрезе и на основании изучения растительных остатков (рис. 39). Налегание верхней толщи на нижнюю установлено во многих районах Южной Джунгарии, хр. Кетмень и Заилийского Алатау. В горах Аркалык, Жельдыкара, Кокшеель, Малайсары и другие (Южная Джунгария) верхняя позднепермская толща перекрыта малайсаринской свитой, относимой к концу перми — началу триаса.

Остатки растений в толще нашли в горах *Малайсары* К. А. Азбель и М. Р. Борукаева. Среди них К. З. Сальменова установила верхнеперм-



Рис. 39. Несогласное налегание кислых вулканитов верхней перми — нижнего триаса, на вулканомиктовые песчаники и пирокластолиты верхней перми. В основании пермотриаса — горизонт туфоконгломератов. Западная часть гор Архарлы. Южная Джунгария. Фото А. П. Пономаревой

ские формы: *Nephropsis* sp., *Sphenopteris roessertianae* Presl., *Dicranophyllum* sp., *Ullmannia bronni* Goepp., *Voltzia* sp., *Dzungarostrobus* sp., *Samaropsis* sp. Она же из сборов Н. М. Чабдарова и В. Г. Севастьянова по р. Асы (Заилийский Алатау) определила верхнепермские: *Koretrophyllites* sp., *Sphenopteridium* cf. *brikanae* Sixt., *Pteridorachis* sp., *Ginkgophyllum* sp., *Voltzia* cf. *heterophylla* Brongn., *Cardiocarpus* sp., *Coniferales* sp.

Верхний отдел пермской системы — нижний отдел триасовой системы

Верхний палеозой венчает толща гравелитов, песчаников, туфов, игнимбритов и лав кислого состава, выделенных С. Е. Майриным в 1954 г. в малайсаринскую свиту. Обнаруженные у ст. Майтобе отпечатки растений изучала Э. Р. Орловская и на основании форм *Neocalamites* sp., *Sphenopteris* sp., *Bowenia spectabilis* дала заключение о их нижнетриасовом возрасте. Малайсаринская свита перекрыта только верхнемеловыми (?) и кайнозойскими породами и таким образом ее полные разрезы не сохранились. Свита в низах сложена существенно осадочными породами, замещающимися выше кислыми туфами и лавами.

На южных склонах гор Аркалык у ст. Майтобе малайсаринская свита (около 200 *м*), налегающая на андезитовые порфириты верхней перми, образована базальными полимиктовыми песчаниками с редкими пропластками гравелитов и мелкогалечных конгломератов (120 *м*), переслаивающимися карбонатизированными туфогенными песчаниками и кварцево-полевошпатовыми туфами с пропластками литокристалло-

кластических туфов с отпечатками ископаемой флоры (27 *м*) и липаритовыми игнимбритами (50 *м*).

В горах Малайсары разрез свиты очень похож. Ее основание образуют базальные конгломераты с галькой вулканитов и переслаивающиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и туфопесчаники с остатками *Voltzia heterophylla* Brongn. (90 *м*). Выше лежит толща преобладающих псефитовых литокристаллокластических и литокластических туфов и трахилипаритовых и липаритовых игнимбритов (прослои мощностью 8 и 50 *м*). Общая мощность 340 *м*. В горах Ашутасты мощности аналогичной толщи достигают 500 *м*.

К. З. Сальменова (1967), определившая из отложений малайсарийской свиты: *Neocalamites* sp., *Sphenopteris dzungarica* sp. nov., *S. roessertianae* Presl., *Ginkgophyllum* sp., *Cycadofolium pinnatum* sp. nov., *Voltzia heterophylla* Brongn., *Brachiphyllum* sp. склонна относить ее к верхней перми — нижнему триасу. По мнению В. Ф. Беспалова, свита сформировалась в конце пермского периода. Очевидно, более целесообразно относить ее верхнюю границу уже к началу триасовой системы.

ОБЩАЯ СВОДКА

В пермском и начале триасового периодов закончился орогенный (послеинверсионный) этап геологического развития. Пермские и верхнепермские — нижнетриасовые толщи были образованы в процессе замыкания Урало-Тяньшаньского подвижного складчатого пояса и перехода к платформенному этапу. В них еще наблюдались отчетливые следы ранее существовавшего геосинклинального режима. В перми общие поднятия резко преобладали над прогибанием, значительная часть территории представляла возвышенную сушу, однако контрастность движений была выражена уже слабо. Лишь в областях активного вулканизма и в Джунгарской зоне послегеосинклинальной герцинской складчатости поднятия достигали значительной высоты, что подтверждается грубостью осадков.

Вулканогенные компенсированные впадины, располагавшиеся на крайнем юго-западе и востоке Южного Казахстана, и центральный район, который занимал обширный озерный бассейн (Чуйская впадина), резко различались составом пермских образований. Эти районы можно рассматривать как структурно-формационные зоны (рис. 40), возникшие в среднем — верхнем карбоне. Вулканиты юго-запада (хр. Каржантау) относятся к Чаткало-Кураминской зоне активного наземного субсеквентного вулканизма. Вторая, удивительно похожая Илийско-Прибалхашская зона, охватывавшая цепью компенсированных впадин Джунгарское поднятие, включала Илийский и Эбинорский вулканогенные прогибы (ныне синклинории). Возможно самостоятельную зону представляли прогибы, развивавшиеся вдоль Алакольско-Джунгарского разлома, где накапливались красноцветные грубозернистые терригенные осадки. Морские отложения перми в Южном Казахстане практически отсутствуют. Лишь на крайнем востоке, в Северной Джунгарии (горы Буланбай), по мнению В. А. Буша и других (1967), существовал залив ингрессировавшего из Джунгарской впадины моря, в осадках которого обнаружены артинские ругозы, сходные с уральскими формами.

Как в подвижных районах, так и в области устойчивой каледонской консолидации на границе карбона и перми не произошло существенных палеогеографических изменений. Геологические события в перми развивались, наследуя особенности средне-верхнекаменноугольной эпохи. По-видимому, в это время не было активных движений, и на юго-западе

и на востоке выделяют переходные отложения верхнего карбона — нижней перми. Значительных несогласий нигде (возможно за исключением Алакольско-Джунгарской зоны) не отмечено.

Чаткало-Кураминская структурно-формационная зона (хр. Каржантау) и Джунгаро-Заилийский район в пермском периоде были наиболее подвижными, напряженными в тектоническом отношении. Интенсивные тектонические движения сопровождались наземными вулканическими извержениями, продукты которых накапливались на площадях компенсированного опускания, достигая общей мощности в Чаткало-

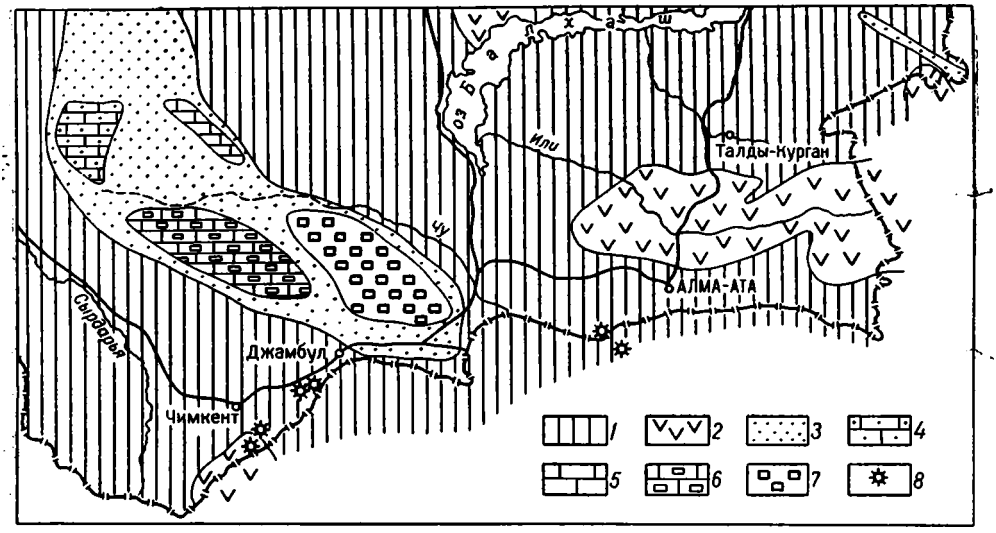


Рис. 40. Палеогеографическая схема пермского периода (составил С. Б. Бакиров)
1 — площади размыва; *2—7* — площади распространения фаций: *2* — вулканогенных, *3* — терригенных, *4* — терригенно-карбонатных; *5* — карбонатных; *6* — терригенно-галогенно-карбонатных, *7* — терригенно-галогенных; *8* — обособленные вулканические центры

Кураминской зоне 4500 и в Илийском синклинории 2500 *м*. Опускание участков осадконакопления носило ритмический характер, обусловив перерывы и несогласия между отдельными свитами. Развитие вулканической деятельности подчинялось определенным закономерностям, выраженным в последовательной смене вулканитов разной кислотности, что позволяет увязать разрезы этих двух удаленных структурно-формационных зон (табл. 11).

Пермские отложения вулканогенных компенсированных впадин являются составной частью верхнепалеозойских комплексов. Наземные вулканогенные формации включают подчиненные горизонты обломочных образований. В переходный от позднего карбона к началу перми этап формировалась липаритовая формация оясайской и кугалинской свит. В ранней перми в этих районах возникли андезитовая и андезито-дацитовая формации при явном преобладании андезитовых лав и их туфогенных производных. Однако в целом, излияния имели пестрый состав. Так, шурабсайская свита в горах Мынбулак и нижнепермская толща хр. Кетмень и Заилийского Алатау состоят из базальтовых, андезито-базальтовых и трахибазальтовых порфиритов. Позднепермский вулканизм начался извержениями кислых вулканитов — липаритового и трахилипаритового состава (жалгызагашская и равашская свиты). Во вторую половину эпохи извергались андезито-базальты и диабазовые порфириты (верхние покровы равашской и жельдыкарин-

Таблица 11

Схема сопоставления пермских отложений Южного Казахстана
(Составил С. Б. Бакиров)

Система	Отдел	Хр. Каржантау		Чуйская впадина и ее обрамление	Илийский синклинорий и его горное обрамление
Триасовая					Малайсаринская свита Конгломераты, песчаники, кислые игнимбриты и туфы. *Neocalamites* sp., *Bowenia spectabilis, Voltzia heterophylla, Sphenopteris roessertianae* 200—500 *м*
Пермская	Верхний	Даубабинская свита Лейцитовые, эпилейцитовые, ортоклазовые базальтоиды, латитовые порфиры, трахиандезитовые порфириты, конгломераты, песчаники 500—700 *м*	Равашская свита Дацитовые и липаритовые порфиры, туфы, лавобрекчии, туфопесчаники, конгломераты 200—1200 *м*	Тузкольская свита Верхняя подсвита Пестроцветные алевролиты, аргиллиты с линзами песчаников, мергелей до 610 *м* Нижняя подсвита Пестроцветные алевролиты, каменная соль с прослоями гипса, ангидрита, глин, мергелей. Споры и пыльца: Pauci-striatae, Multistriatae, Paleoconiferae, *Striatopodocarpus, Ulmannia, Cedrus, Pinus* 40—560 *м*	Жельдыкаринская свита Туфы, агломераты и лавы среднего состава, лахаровые брекчии и песчаники Жалгызагашская свита Конгломераты, песчаники, игнимбриты и кислые туфы. *Voltzia heterophylla, Sphenopteris roesserthiana, Lebachia piniformis, Ginkgophyllum* sp., *Ullmannia bronni, U. frumentaria* 500—1000 *м*
	Нижний	Шурабсайская свита Андезитовые порфириты, андезитоидные дацитовые порфиры, фельзит-порфиры, их пирокласты, переслоенные с конгломератами, песчаниками, туфопесчаниками. *Lebachia piniformis, Ullmannia biarmica, Sphenopteris* sp., *Voltzia* sp., *Samaropsis* sp., *Callipteris* sp., *Baiera* sp., *Noeggeratiopsis orta, Dicranophyllum* sp. 2000 *м*		Соркольская свита Пестроцветные алевролиты с прослоями гипса, ангидрита, мергелей, известняков, каменной соли. *Paracalamites* sp., *Crucicalamites multiramis, Sphenopteris* sp., *Samaropsis* sp., *Lebachia* sp.; остатки Paleoniscidae, *Cotilosauria* 50—110 *м* Каракырская свита Пестроцветные алевролиты, известняки, линзы гипса, ангидрита, глауберита, песчаников. *Calamites suckowii, C. cistii, Crucicalamites multiramis, Paracalamites decoratus, P. frigidus, Dzungarostrobus masculus,* остатки Paleoniscidae 45—180 *м*	Бескайнарская свита Лавы и туфы среднего и основного состава, редко вулканомиктовые конгломераты и песчаники. *Calamites cruciatus, Pteridorachis* sp., *Paracatamites* sp., *P.* cf. *goeppertii, Dicranophyllum* cf. *gracilis, D.* cf. *kirghizicum, Lebachia* cf. *piniformis, Noeggerathiopsis* sp., *Koretrophyllum* cf. *longifolia, Stegocephalus* 300—600 *м*

Продолжение табл. 11

Система	Отдел	Хр. Каржантау	Чуйская впадина и ее обрамление	Илийский синклинорий и его горное обрамление
Каменноугольная	Верхний			
Пермская	Нижний			Кугалинская свита Конгломераты, песчаники, алевролиты, известняки, туфы и игнимбриты кислого состава. *Dzungariella uninervia; Dicranophyllum* sp., *Pteridorachis* sp., *Lebachia* cf. *piniformis, Walchia* sp., *Spenophyllum* sp., *Samaropsis* sp. и др. 300—900 *м*

ская свита). Характерно повышение щелочности состава вулканитов, которое, возможно, в это время привело к образованию щелочных базальтоидных магм в стабильных районах (даубабинская свита). Верхнепалеозойский вулканогенный комплекс венчается липаритовой формацией малайсаринской и кызылнуринской (за пределами Казахстана) свит.

Для пермских отложений характерно частое переслаивание вулканитов с осадочными образованиями, свидетельствующее об импульсивности извержений со сменой вулканических вспышек периодами относительного покоя. Ограниченное и невыдержанное распространение осадочных пород (в том числе известняков) среди вулканитов указывает на накопление осадочных фаций в основном в субаэральных условиях.

В Чуйской структурно-формационной зоне, отличавшейся от подвижных зон непрерывной седиментацией, в перми накапливались терригенно-соленосные пестроцветные образования. Вначале отлагалась терригенно-карбонатная субформация (каракырская свита), постепенно сменившаяся терригенно-сульфатной в соркольское время и терригенно-галогенной в поздней перми (нижнетузкольская подсвита). В конце перми формировались исключительно терригенные пестроцветные фации.

Анализ состава, гранулометрических и структурно-текстурных особенностей и распределения хемогенных компонентов в осадках указывают на то, что Чуйская впадина была занята огромным неглубоким озером — лагуной, простиравшимся от подножий Киргизского хребта на юго-востоке до Джезказганской впадины на северо-западе. Со стороны Каратау, Киргизского хребта и Бетпак-Далы озеро было окружено выравненной сушей, откуда сносился тонкообломочный, преимущественно глинисто-алевритовый материал. В связи с прогрессирующей аридизацией в ходе седиментогенеза отчетливо устанавливается определенная стадиальность: карбонатно-терригенные, сульфатно-терригенные осадки. В конце периода в связи с эпейрогеническим поднятием страны и некоторым оживлением речной сети хемогенная садка была подавлена сбрасываемым в обилии с суши обломочным материалом, который засыпал распавшийся на отдельные водоемы бассейн.

Общий ход седиментации в различных частях бассейна испытывал частные отклонения. В краевых участках в связи с опреснением галит фациально замещен сульфатами — гипсом и ангидритом. В наиболее

прогнутых участках водоема (Сузакский, Моюнкумский прогибы и Ушарал-Тогускенская площадь), которые характеризуются наибольшей мощностью осадков, более тонкозернистым составом терригенных прослоев и развитием сероцветных пород, происходила в основном садка каменной соли. Указанные факты, а также неодновременное начало галогенной седиментации, значительное участие во всех разрезах терригенных пород, косая и волнистая типы слоистость, следы взмучивания, иногда и размыва, многоугольники высыхания указывают на то, что бассейн был неглубоким и временами распадался на ряд полуизолированных косами и барами озерных водоемов. Периодический привнос тонкого терригенного материала и плавное непрерывное опускание способствовали захоронению мощных соленосных пачек и сохранению их от размыва. Фактические данные, указывающие на связь бассейна с морской акваторией, отсутствуют, и ее трудно предположить.

Климат перми был континентальным с прогрессирующей аридизацией, что отразилось в полноте цикла хемогенной седиментации, преимущественно красной окраске осадочных пород, наличии многоугольников высыхания, преобладании ксерофитных хвойных растений при почти полном отсутствии широколистных форм. Пестрый фациальный состав отложений указывает, что сложный и быстро менявшийся рельеф сочетался с жарким, в основном сухим, местами, на возвышенных участках, более влажным климатом. Все это предопределило благоприятную обстановку для развития эндемичной растительности, возникшей в результате приспособления к разнообразным и изменчивым экологическим условиям.

Пермские отложения охарактеризованы почти исключительно растительными остатками и спорово-пыльцевыми комплексами. В Чуйской впадине и Джунгарии обнаружена чешуя ганоидных рыб Paleoniscidae, в единичных случаях — остатки рептилий и амфибий. Отложения всех трех зон сопоставляются по присутствию растений: *Lebachia, Sphenopteris, Samaropsis, Paracalamites, Dicranophyllum, Dzungariella, Dzungarostrobus.*

Обилие эндемиков, сочетание элементов различных флористических областей затрудняют сравнение пермской флоры Южного Казахстана с другими регионами. Средняя Азия в этот период располагалась на стыке субтропической Еврамерийской, Камско-Уральской сухолюбивой и Ангарской мезофильной фитогеографических областей. Флора Южного Казахстана наиболее близка по составу артинско-кунгурской флоре Камско-Уральской области; общими для них являются *Calamites suckowii* Brongn., *Paracalamites decoratus* (Eichw.), *Callipteris* sp., *Noeggerathiopsis* sp., *Dicranophyllum* sp., *D.* cf. *kirgizicum* Tsch., *Dorycordaites* sp., *Lebachia piniformis* Sternb., *Ullmannia bronni* Goepp., *Koretrophyllum* sp. и др. Не трудно заметить, что некоторые из них относятся к субтропической флоре Донецкого бассейна, а *Noeggerathiopsis, Neuropteris* являются представителями умеренновлажной Ангарской области.

Среди раннепермского комплекса появляются некоторые элементы позднепермской флоры: *Ullmannia bronni* Goepp., *U. biarmica* Eichw., *Voltzia* sp., *Baiera* sp., что указывает на отсутствие крупных палеогеографических изменений на рубеже ранней и поздней перми.

Позднепермская флора отличается более бедным составом и редкостью местонахождений, что объясняется, вероятно, худшими условиями, как произрастания, так и захоронения. Спорово-пыльцевой комплекс поздней перми, изученный только в Чуйской впадине, отвечает по составу Двинско-Камской провинции и характеризуется разнообразием многочисленной пыльцы хвойных: *Striatopinites* Sed., *Striatopodocar-*

pites S e d., *Ullmannia, Paucistriates,* существенным участием ребристой пыльцы — *Pinites, Cedrites, Podocarpites,* а также мелких ребристых пыльцевых зерен *Vittatina* L u b., *Cordaites*; отмечены споры селагинелл и осмундовых папоротников.

ТРИАСОВАЯ И ЮРСКАЯ СИСТЕМЫ

ВВЕДЕНИЕ

Нижнетриасовые образования тесно связаны с верхнепермскими и образуют с ними свиты, описанные в разделе, посвященном перми. Среднетриасовые осадки не обнаружены. Слабо распространены и верхнетриасовые образования. Карнийско-норийские отложения встречены лишь в Илийской впадине. Рэтские отложения известны на восточном крыле Алакольской впадины (горы Кату), в предгорьях Таласского Алатау по р. Кельтемашат, на Джусалинском поднятии в Восточном Приаралье и хр. Каратау. Повсюду они представлены сероцветными терригенными породами. Не исключено, что в Восточном Приаралье триас развит широко, но он залегает на значительных глубинах, не обособляется от пермских и юрских пород геофизическими методами и поэтому судить о его распространении трудно.

Юрские отложения, ограниченно развитые на юге Казахстана, в горных районах встречаются в небольших мульдах в тектонически опущенных блоках; в погруженных областях они выполняют понижения палеозойского фундамента (Илийская, Восточно-Кызылкумская впадины и др.). Континентальные юрские отложения, обычно, залегают с угловым несогласием на палеозойских и верхнетриасовых отложениях. Они покрыты несогласно лежащими меловыми и кайнозойскими осадками. Известны осадки всех отделов, но полный разрез их известен лишь в хр. Каратау. Чаще всего разнофациальные осадки юры выполняют небольшие изолированные впадины. Залегают они полого, образуя небольшие брахискладки и только вблизи разрывов интенсивно дислоцированы. Юрские осадки на западе известны в горной части Угамского хребта, в предгорьях Таласского Алатау, в центральной части хр. Каратау, в прилегающих впадинах — Восточно-Кызылкумской и Чуйской; на северо-западе — в Восточном Приаралье; на востоке — в Южном Прибалхашье, Заилийском районе (хр. Кетмень, Илийская впадина), в Джунгарии (Алакольская впадина). В 1969 г. угленосная юра обнаружена на юго-западном склоне гор Кендыктас в долине р. Суганды.

Юрские угленосные отложения в прошлом столетии привлекали внимание А. С. Татаринова (1867), Н. А. Северцова (1867), Г. Д. Романовского (1884), И. В. Мушкетова (1886, 1906), позднее В. Н. Вебера (1905) и М. М. Бронникова (1905), Н. Г. Кассина (1915) и А. Н. Сьюорда (1907).

После установления Советской власти начинается интенсивная разведка угольных месторождений и изучение юрских отложений. В этих работах принимали участие геологи, палеонтологи, палеоботаники (Н. В. Шабаров, И. И. Князев, Е. М. Егоров, М. И. Брик, Е. Д. Шлыгин, Б. А. Афанасьев, А. Н. Мартынов, З. Т. Гориздро-Кульчицкая и др.). Особенно большой размах исследования юрских отложений приобрели в конце 30—40-х годов. Изучением юрских отложений занимались М. С. Быкова, Т. А. Мордвилко, А. В. Селютин, Б. В. Яскевич, К. Н. Юнкин, Н. Т. Московченко, И. К. Смешливый, Э. А. Фалькова, А. П. Балашов. Над литологией юрских отложений работали: Е. П. Брунс и Е. И. Соболева. Отпечатки макрофлоры — изучали М. И. Брик, Т. А. Сикстель, А. И. Турутанова-Кетова; спор и пыльцы —

Е. И. Мураховская, Ю. М. Кузичкина, Л. Н. Ржанникова, А. Ф. Николаева.

В 50—60-х годах юрские отложения западных районов изучали А. К. Бувалкин, О. Ф. Горбунов, Л. М. Богатский, В. А. Говоруткин, В. А. Чивжель, М. И. Арсовски, Г. Н. Раскатов, А. А. Рыхова; в последние годы — С. Я. Баяхунова, Ю. Б. Коврижных, Э. Р. Орловская, Г. В. Сакулина, О. А. Федоренко, Е. А. Никитин и др.

Кроме того, необходимо отметить региональные работы Б. А. Петрушевского, И. И. Машкары, В. В. Галицкого, П. Л. Безрукова, Н. И. Николаева и др.

В восточной части Казахстана исследованиями юры Илийской впадины и хр. Кетмень занимались С. С. Шульц, Е. Д. Шлыгин, М. Е. Воскобойников, В. П. Ходорадзе, Е. С. Домаев, Б. П. Блинов, Г. П. Филипьев, Ф. С. Рабкин, В. И. Власов, А. К. Бувалкин, Ф. Е. Синицын. Отпечатки флоры изучала Э. Р. Орловская: споры и пыльцу — К. Е. Аристова, Е. И. Мураховская и Г. В. Сакулина. В районе Алакольского месторождения юрских углей работали Е. Д. Шлыгин, Б. Л. Афанасьев, М. И. Жаймин, А. К. Бувалкин. Флору отсюда изучали палеоботаники — В. Д. Принада, Э. В. Романова, Э. Р. Орловская; палинологи — Е. И. Мураховская, Г. В. Сакулина.

В 50-е годы сотрудники Лаборатории геологии угля АН СССР (Л. Ф. Белянкин, Н. И. Леоненок, Г. М. Ковальчук и др.), изучая под руководством И. И. Горского условия углеобразования Казахстана, исследовали Ленгерское и Алакольское месторождения.

ВОСТОЧНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Верхний отдел триасовой системы

Такырсайская свита. В Приаралье триасовые отложения установлены в 1956 г. при геофизических исследованиях и бурении глубоких скважин (Воскобойников, 1957). Они вскрыты скважиной 1-Г в низовьи р. Сырдарьи, на своде Джусалинского поднятия, в интервале 520—958 *м*. Скважина пересекла толщу дислоцированную сильнее полого налегающих меловых отложений. Толща сложена алевролитами, аргиллитами и песчаниками. В верхней части ее переслаиваются буровато-красные, коричневые и розовато-серые алевролиты и аргиллиты. Под ними располагаются желто-серые мелкозернистые песчаники, ниже которых залегают алевролиты с прослоями песчаников. Цвет алевролитов темно-серый и коричневый. Нормальная мощность вскрытой части толщи 347 *м*.

Триасовый возраст толщи определен по спорово-пыльцевому комплексу, полученному Е. И. Мураховской. В нем среди типично нижнемезозойских форм присутствуют: *Danaea triassica* Fadd., *Osmundites prigorovskyi* Krysht. et Pryn., *Matonia rhombiformis* Fadd., *Triquetrella cardiformis* var. *punctata* Mal., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Patellina plicata* Mal., *Camptotriletes compactus* Rom., *Podozamites reticulatus* Fadd., *P. tologoicus* Mur., *P. luteobus* Fadd., *Paleopinus pseudostriata* Mur., *Protoconiferus funarius* Bolch. var. *triassica* Fadd., *Striatopinus* sp., *Striatopinites* sp., *Striatopiceites* sp., *Florinites walchius* Kop. и другие, указывающие на рэтский возраст.

Нерасчлененные юрские отложения

На территории, тяготеющей с востока и юго-востока к Аральскому морю, присутствие морских юрских осадков предполагается под толщами мела и кайнозоя. На их вероятное широкое распространение указывают мощные толщи юры, известные в Устюрте и Южном Приаралье,

геофизические данные и присутствие юрских осадков в единичных скважинах Восточного Приаралья. В скв. 13-П, пройденной на территории Узбекистана вблизи границы с КазССР, по данным М. Е. Воскобойникова (1966), юрские отложения вскрыты в интервале 1084—1210 *м*. Они представлены преимущественно серыми, зеленовато-серыми, голубовато-зелеными песками, песчаниками, серыми и зелеными аргиллитами, иногда алевролитами. В базальном слое песков отмечены обломки пород фундамента и спонголитов. В алевролитах и аргиллитах присутствует обугленный растительный детрит. Разрез юрских отложений венчает горизонт белых крепких комковатых известняков, местами глинистых и песчанистых, мощностью 10 *м*. В песчаниках обнаружены остатки *Cladophlebis denticulata* (Brongn.) Font. (определение Э. Р. Орловской). По данным Г. В. Сакулиной споро-пыльцевой комплекс содержит 36—44% спор, которые представлены *Coniopteris* sp. (10%), молодыми видами селягинелл, схизейными, глейхениевыми и другими папоротниками. Характерно присутствие Classopollis Pfl. (37—44%) и небольшого количества гинкговых, подозамитовых, араукариевых, подокарпусов и сосновых. Вверх по разрезу спорово-пыльцевой комплекс меняется, увеличивается количество спор и уменьшается — пыльцы. Возраст осадков — оксфорд — титон.

В Восточном Приаралье (г. Аральске) скв. 1-Г вскрыла юрские отложения на глубине 696—760 *м*. Они залегают на размытой поверхности верхнепалеозойских пород и представлены пестроцветными, светлыми голубовато-зелеными и зелеными плотными известковистыми песчанистыми глинами (преобладают), песчаниками, иногда с галькой изверженных пород. В середине интервала Г. В. Сакулина выделила небольшое количество пыльцы хвойных: *Podocarpus nexilis* Bolch., *P. multiformis* Bolch., *Picea* sp., *Paleopicea glaesaria* Bolch., *Pseudopinus rotundiformis* (Mal.) Bolch., *Podozamites ovatus* Bolch. и др. Полученный спектр указывает только на юрский возраст.

М. Е. Воскобойников и Г. В. Сакулина (1966) условно относят к юре осадки, вскрытые в интервале 558—644 *м* скв. 3-Г на Джусалинском поднятии. Они представлены переслаивающимися красноцветными и бурыми песчанистыми известковистыми глинами без органических остатков мощностью 86 *м*, выполняющими эрозионную впадину в верхнетриасовых отложениях.

В последние годы геофизическими работами на площади, прилегающей с юго-востока и востока к Аральскому морю, выделяется мощная (800—1000 *м*) предположительно юрская толща, залегающая между палеозойским фундаментом и меловыми осадками. Н. Я. Кунин и А. А. Смирнов (1968) по геофизическим данным в Восточно-Аральской впадине, достигающей глубин 2700 *м*, выделяют две толщи, по аналогии с разрезом Устюрта предположительно нижне- среднеюрского и неоком-среднеюрского возрастов. В погруженных частях впадины они предполагают присутствие нижнеюрских платформенных терригенных образований. Мощность нижне-среднеюрских осадков в сводах периферийных поднятий 200—300, в разделяющих их относительно опущенных участках 500—900, а в наиболее погруженных частях 1800 *м*. Мощность среднеюрских — нижнемеловых осадков более выдержана и равна 600—700 *м*. Юрские толщи в сглаженном виде повторяют основные формы поверхности палеозоя.

ВОСТОЧНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ

В Восточных Кызылкумах в основании мезо-кайнозойских отложений, выполняющих Жаугашский и Бердинский прогибы, на глубинах около 2000 *м* и залегает толща аргиллитоподобных глин, разбуренная

глубокими скважинами 1-П, 9-Г, 10-Г и 11-Г (рис. 41). В своде Каратауского поднятия она вскрыта скв. 15. Толща плотных аргиллитоподобных глин, выделяемая в бердинскую свиту, налегает с угловым несогласием на палеозой*. В одних пересечениях в ней преобладают аргиллитоподобные глины, в других — алевриты, среди которых встречаются прослои грубых алевритов и мелкозернистых песчаников. Чаще песчаники отмечаются в основании пачки глин. Скважина 1-П пересекла в сероцветных глинах прослой бурого угля. Мощность свиты изменяется от 24 до 60 *м*. В спорово-пыльцевом комплексе, выделенном Е. И. Мураховской из сероцветных аргиллитов скважин 1-П и 11-Г, преобладает пыльца голосеменных, представленная в основном группой Classopollis P f l. (70—80%). Небольшой процент составляют споры папоротников *Coniopteris, Gleichenia, Lygodium.* Изредка в комплексе встречаются *Haussmannia leeiana* S z e, *Phlebopteris regularis* (N a u m.) B o l c h., пыльца сем. Pinaceae и Cupressaceae, микропланктон. Возраст комплекса верхнеюрский. По данным Г. В. Сакулиной в скв. 9-Г в спорово-пыльцевом комплексе, выделенном из сероцветной толщи, преобладает пыльца Pinaceae и Podocarpaceae и содержится много микрофитопланктона *Monosulcites* sp., *Aggerella* sp. Она полагает, что толща накапливалась и в средней юре. Это тем более вероятно, что по геофизическим данным в депрессиях мощность юрской толщи достигает 600—700 *м*.

ХРЕБЕТ КАРАТАУ И ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

На территории хр. Каратау, в Чуйской впадине и в отрогах Таласского Алатау юрские отложения занимают тектонические впадины: Каратаускую, Кельтемашатскую, Ленгерскую и др. Время заложения и история геологического развития этих впадин различны, что отразилось в литологическом составе, мощности и условиях залегания юрских толщ.

ХРЕБЕТ КАРАТАУ

В хр. Каратау юрские отложения приурочены к узкому Леонтьевскому (Таскомырсайскому) грабену, простирающемуся на протяжении 200 *км* от раз. Чокпак до р. Балатурлан. В рельефе грабен выражен полосой понижений. Эти выходы носят название Юрской полосы Каратау.

Верхний отдел триасовой системы — нижний отдел юрской системы

Чокпакская свита залегает с угловым несогласием на палеозое. Она обнажена в долинах рек Чокпак и Кашкарата, а на площади Чокпакского и Таскомырсайского угольных месторождений пересечена скважинами. Ее слагают серые крупно-среднегалечные, сцементированные известковистым песчаным цементом конгломераты и крупнозернистые с грубой косой слоистостью песчаники. Галька хорошо окатана и состоит из известняков верхнего девона и нижнего карбона. Количество слоев песчаников увеличивается в верхах свиты, где отмечены

* Эту толщу перекрывает (меловая) пестроцветная пачка, в которой обнаружена рыбка Pholidophoridae (*Pholidophorus*?), сходная, по мнению В. С. Бажанова, с рыбами верхнеюрских отложений Каратау. Род *Pholidophorus* известен в юре и мелу. *(Прим. ред.).*

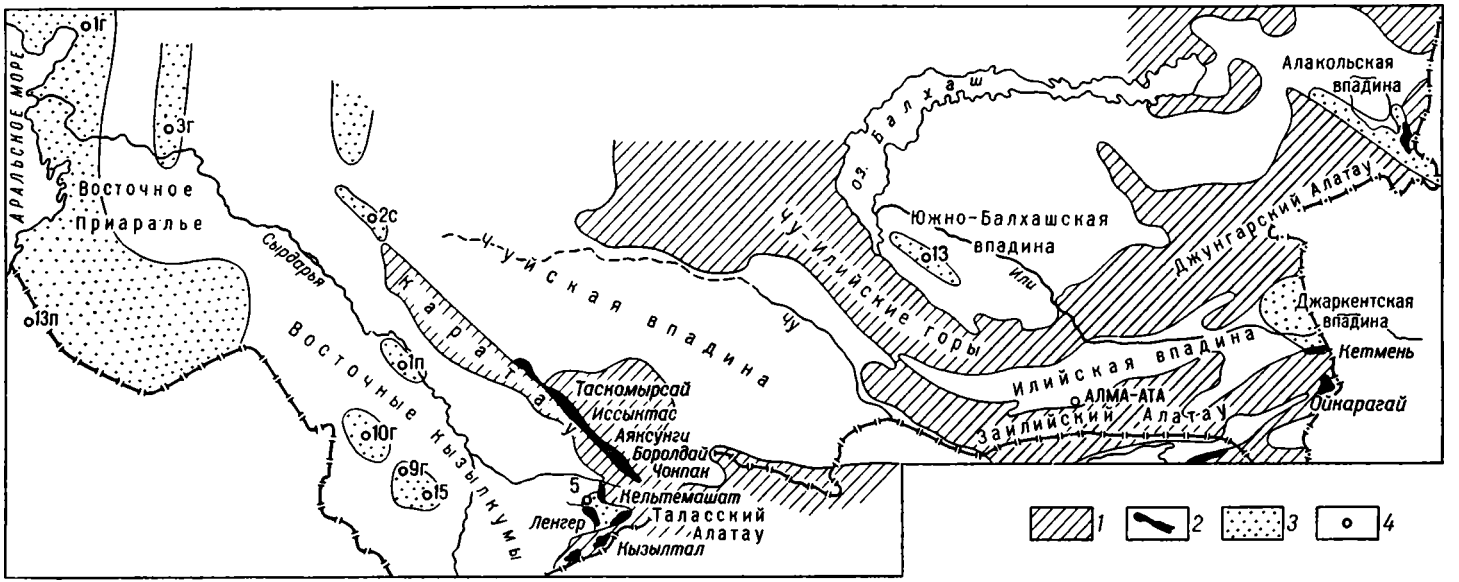


Рис. 41. Схема распространения верхнетриасовых и юрских отложений (составила Г. В. Сакулина)

1 — выходы палеозоя на поверхность; *2* — выходы верхнетриасовых и юрских отложений на поверхность; *3* — площади распространения верхнетриасовых и юрских отложений по геологическим, геофизическим и буровым данным; *4* — буровые скважины

редкие прослои серых алевролитов. Мощность свиты 200—400 *м*. В песчаниках и алевролитах найдены растительные остатки плохой сохранности. Пыльца и споры не установлены, но поскольку свита перекрыта отложениями рэта, она условно отнесена к этому ярусу.

Таскомырсайская свита налегает согласно на чокпакскую. Ее нижняя граница проведена условно в той части непрерывной угленосной толщи, где мощность конгломератов резко сокращается и появляются пачки алевролитов и аргиллитов, заключающие угольные пласты. Свита пересечена скважинами на Таскомырсайском и Чокпакском месторождениях, а также в узкой полосе, пролегающей вблизи пос. Михайловка между Центральным горстом и северо-восточным склоном Большого Каратау.

На Таскомырсайском месторождении свита разделена по соотношению суммарных мощностей слоев конгломератов, песчаников и углей на две подсвиты. Нижняя содержит несколько тонких угольных пластов ограниченного площадного распространения. Основную часть подсвиты слагают песчаники (до 50%), алевролиты (до 26%) и аргиллиты (до 16%). Часто встречаются гравелиты, суммарная мощность которых не превышает 8%. Мощность подсвиты 350 *м*. В составе богатого флористического комплекса преобладают цикадофиты *(Anomozamites, Pterophyllum, Taeniopteris),* хвойные *(Ferganiella, Podozamites),* реже встречаются папоротники и хвощевые. Папоротники представлены в основном родом *Cladophlebis; Coniopteris* — единичны. Учитывая состав комплекса и особенности среднеазиатских флор позднего лейаса, в которых большого видового и количественного разнообразия достигает род *Coniopteris,* возраст нижней подсвиты Э. Р. Орловская считает среднелейасовым.

В нижней подсвите Е. И. Мураховская установила три разновозрастных спорово-пыльцевых комплекса. В наиболее древнем комплексе наряду с общемезозойскими видами отмечено значительное количество разнообразных типично триасовых: *Angiopteris parvispinellatus* (Mal.) Fadd., *Danaea triassica* Fadd., *Danaeopsis angustipinnata* Brick, *Bernoullia aktiubensis* Brick (до 6%), *Hissaropteris jagnobensis* Kuz. et Sixt., *Osmundites prigorovskyi* Krysht. et Pryn., *Osmunda triassica* K.-M., *Matonia punctata* Fadd., *Schizaeacites costatus* Rom., *Protoconiferus funarius* var. *triassica* Fadd., *Paleopinus pseudostriata* Mur., *Striatopiceites* sp., *Podozamites bullulinaeformis* (Mal.) Bolch., *P. luteobus* Fadd., *Patellina plicata* Mal., *Ginkgo tuberculata* Mur., что позволяет отнести их к рэту. Второй комплекс получен из средней части подсвиты общей мощностью 200 *м*. Здесь количество триасовых видов сокращено до минимума, уменьшилось количество голосеменных (до 75%) за счет спор плауновых, папоротников и др. Появились новые виды. Возраст считается нижнелейасовым по присутствию: *Lycopodium rotundum* K.-M., *L. perfectum* K.-M., *Osmundopsis angraenica* Sixt., *Cheiropleuria congregata* Bolch., *C. compacta* Bolch., *Leiotriletes bujargiensis* Bolch., *L. turgidorimosus* K.-M., *Bennettites percarinatus* Bolch., *B. scarbellumus* Kuz., *B. tumulosus* Kuz.; древних хвойных — *Protopodocarpus mollis* Bolch., *Paleoconiferus assacatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Protopinus vastus* Bolch., *P. cerina* Bolch., *Psophosphaera fissilis* Fadd. Третий комплекс выделен из верхней части подсвиты (100 *м*). Он отличается еще большим уменьшением содержания пыльцы голосеменных (68%), увеличением — спор, в том числе рода *Coniopteris.* Отмечено обновление видового состава за счет исчезновения древних и появления более молодых видов: *Lycopodium marginatum* K.-M., *Selaginella cepuliniformis* K.-M., *S. turgaica* Rom., *Marattiopsis muensteri* Goepp., *Marattispori-*

tes scabratus Couper, *Osmundopsis kugartensis* Sixt., *Hymenophyllum lenaensis* Bolch., *Coniopteris onychioides* Vas. et К.-М., *C. hymenophylloides* (Brongn) Sew., *Hausmannia leeiana* Sze, *H. alata* Bolch., *Alsophila arcuata* Bolch., *Leiotriletes convexus* Bolch., *Podozamites coniferoides* Bolch., *P. clavatus* Bolch., *P. helvus* Bolch., *Podocarpus arquata* К.-М., *P. proxima* Bolch., *P. lunata* Bolch., *Pseudopinus pectinella* (Mal.) Bolch., *Piceites latens* Bolch. Приведенный список позволяет считать возраст среднелейасовым *.

Верхняя подсвита заключает 14 угольных пластов. Они приурочены к слоям темно-серых аргиллитов и алевролитов, чередующихся с песчаниками и гравелитами. Аргиллиты и алевролиты составляют от 45 до 65%, а гравелиты — не более 3%. Мощность подсвиты 310 *м*. Аргиллиты содержат остатки гастропод, пелеципод и остракод: *Ferganoconcha jerekensis* Tschern., *F. curta* Tschern., *Ferganoconcha* sp., *Gyrina* sp., *Volvata piscinalis* Müll., *Volvata* sp., *Darwinula affixa* sp. nov., *D. agilis* sp. nov., *D. diuturna* sp. nov., *D. parcea* sp. nov., *D. sedita* sp. nov., *D. radiata* sp. nov. (определения Г. Г. Мартинсона и М. И. Мандельштама). Эти виды широко распространены в нижнем мезозое Урала, Забайкалья и Дальнего Востока.

Комплекс флоры верхней подсвиты близок комплексу нижней, но несколько моложе. Среди папоротников, наряду с родом *Cladophlebis*, большого разнообразия достиг род *Coniopteris*. Среди хвощевых реже встречаются *Neocalamites*. В группе цикадофитов появились новые виды *Nilssonia* и исчезли отдельные представители *Pterophyllum*. Встречены *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Ferganiella latifolia* Brick. Возраст осадков этим комплексом датируется верхним лейасом. Е. И. Мураховская в этой подсвите выделила два спорово-пыльцевых комплекса. В нижней части разреза (120 *м*) сохраняется среднелейасовый комплекс. Выше он меняется. Хотя в нем продолжают преобладать голосеменные (65%), существенное значение приобрели споры, особенно сем. Dicksoniaceae (12%) и Osmundaceae (10%). Голосеменные представлены главным образом хвойными (сем. Pinaceae, Podocarpaceae), цикадовыми и беннеттитовыми, реже — гинкговыми. Пыльца хвойных древнего типа встречается в единичных зернах, увеличилось число молодых видов (род *Picea, Pinus*), появились: *Onychium amplectiformis* (К.-М.) Bolch., *Camptotriletes anagrammensis* К.-М., *Tripartina variabilis* Mal., *Clathropteris obovata* var. *magna* Tur.-Ket. и споры сем. Gleicheniaceae. Возраст этой части подсвиты по спорам и пыльце, также как и по макрофлоре, — верхнелейасовый.

В таскомырсайской свите Чокпакского месторождения преобладают серые и темно-серые песчаники и алевролиты, часто переслаивающиеся с конгломератами, аргиллитами и углями. Двенадцать угольных пластов распределены равномерно по разрезу. Мощность свиты 500 *м*. Растительные остатки отсюда изучала А. И. Турутанова-Кетова (1936), нашедшая их в керне скважин, вскрывших верхнюю половину свиты. Возраст по флоре нижнеюрский. Из низов свиты на Мельничном участке Е. И. Мураховская выделила два спорово-пыльцевых комплекса, которые по составу аналогичны нижним комплексам нижней подсвиты на Таскомырсайском месторождении.

---

* Таким образом, определения возраста нижней подсвиты по листовым отпечаткам и по спорово-пыльцевым комплексам в оценке Е. И. Мураховской несколько расходятся. Г. В. Сакулина по изученным ею спорам и пыльце считает всю нижнюю подсвиту средне-верхнелейасовой.

Нижний и средний отделы юрской системы

Боролдайская свита перекрывает с угловым несогласием палеозой и таскомырсайскую свиту. Она содержит угольные пласты, разведывавшиеся на Боролдайском, Сунгинском и Орловском месторождениях. Свита пересечена скважинами в долине р. Чаян. На Боролдайском месторождении основание свиты образуют конгломераты, состоящие из гальки известняков и черных кремней, выстилающие днища эрозионных долин древнего рельефа. За пределами эрозионных долин на палеозое лежат песчаники и алевролиты, занимающие более высокое стратиграфическое положение. Мощность конгломератов 0—60 *м*. Выше конгломератов залегают песчаники, алевролиты и угли. В верхней части свиты больше серых мелкозернистых песчаников. Несколько крупных слоев алевролитов находится в кровле угольных пластов, которых насчитывается девять. Мощность свиты 150 *м*.

Остатки флоры из Боролдая изучали Э. В. Романова (1961) и Э. Р. Орловская, собравшая богатый материал, характеризующий нижнюю часть свиты. В его составе: *Equisetites hallei* Thomas, *Coniopteris murrayana* Brongn., *C. latifolia* Brick, *Eboracia lobifolia* (Phill.) Tomas, *Cladophlebis* sp., *Raphaelia acutiloba* Pryn., *Anomozamites minor* (Brongn.) Nath., *Taeniopteris ensis* (Oldh.) Zeill., *T. vittata* Brongn., *Ginkgo sibirica* Heer, *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *P. taschкessinsis* Kr., *Czekanowskia latifolia* Tur.-Ket., *Pseudotorellia nordenskioldii* (Heer) Nath., *P. ensiformis* (Heer) Dolud., *P. angustifolia* Dolud., *Eretmophyllum pubescens* Thom., *Ferganiella latifolia* Tur.-Ket., *Jxostrobus heeri* Pryn. Основываясь на этом комплексе, возраст нижней части свиты считается верхним лейасом.

Е. И. Мураховская из боролдайской свиты получила два спорово-пыльцевых комплекса, показывающих, что возрастные границы свиты укладываются в отрезок верхний лейас — начало средней юры (аален — байосский века). Отложения нижней части свиты, включающие IX, VIII и VII угольные пласты, по сходству со спорово-пыльцевым комплексом верхов таскомырсайской свиты, отнесены к верхнему лейасу. К нерасчлененным отложениям аален — байоса отнесены отложения верхней части. В спорово-пыльцевом комплексе этой части преобладание пыльцы голосеменных (60%) над спорами выражено менее резко. В нем содержится больше плауновых и разнообразных спор сем. Dicksoniaceae, Cyatheaceae, Gleicheniaceae. Имеются среднеюрские виды: *Lycopodium tener* (Naum.) Sach., *Selaginella rotundiformis* К.-М., *S. utriculosa* Krasn., *Angiopteris angustifoliopsis* Kuz., *Osmunda diversispinulata* Klim., *Osmundites plicatus* (К.-М.) Bolch., *Gleichenia angulata* Bolch., *G. laeta* Bolch.; несколько видов рода *Coniopteris*, *Cibotium*. *Gonatosorus notabilis* Sixt., *Onychiopsis elongata* (Geyler.) Yok., *Podocarpus unica* Bolch., *Podocarpites flacciformis* (Mal.) Bolch. Пыльца древних хвойных встречается крайне редко. Часто присутствует пыльца молодого облика: *Pseudopinus textilis* Bolch., *P. oblatinoides* (Mal.) Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *P. singularae* Bolch., *Pinus pernobilis* Bolch., *P. sacculifera* (Mal.) К.-М., *P. pectinella* (Mal.) Bolch.

На северо-западе Юрской полосы боролдайская свита налегает с угловым несогласием на таскомырсайскую. Первая обнажена в долине р. Батпаксу, правом притоке р. Арыстанды, а на Таскомырсайском месторождении вскрыта канавой и скважинами. В основании свиты выделяется грубообломочный горизонт (до 60 *м*), в котором переслаиваются конгломераты, образующие слои от 5 до 15 *м*. Расположенные выше отложения разделены на три пачки. В нижней часто че-

редуются серые алевролиты (преобладают) и песчаники. Средняя пачка сложена серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками. В ее низах отмечено несколько слоев конгломератов. Верхняя пачка состоит из песчаников, алевролитов и аргиллитов. Их ритмичное чередование нарушают слои конгломератов (от 0,6 до 10 *м*). Мощность свиты на Таскомырсайском месторождении 370 *м*. В грубообломочном горизонте основания свиты, выступающем на правом склоне оврага Таскомырсай, Э. Р. Орловская обнаружила хорошо сохранившиеся остатки: *Clathropteris* sp., *Coniopteris murrayana* Brongn., *C. latifolia* Brick, *C. hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis haiburnensis* L. et H., *C. nebbensis* Brongn., *Raphaelia acutiloba* Pryn., *Ginkgo lepida* Heer, *G. huttonii* (Sternb.) Heer, *Ginkgodium nathorstii* Jok., *Sphenobaiera* sp., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *P. taschekessiensis* Kr., *Fergannilla lanceolata* Brick, *F. urjanchaica* Brick, *Pityophyllum nordenskiöldii* (Heer) Nath., указывающие на верхнелейасовый возраст отложений. В верхней пачке боролдайской свиты среди цикадофитов Э. Р. Орловская встретила *Nilssonia* и *Pseudoctenis*, а среди хвойных — *Elatides curvifolia*, что позволило считать комплекс типично среднеюрским.

В долине р. Батпаксу видна нижняя половина свиты. Привлекают внимание выходы песчаников с плитчатой отдельностью, которые по времени образования сопоставляются с песчаниками средней пачки боролдайской свиты Таскомырсайского месторождения. В основании плитчатой пачки и в горизонте алевролитов с фауной пелеципод, налегающем на нее, Э. Р. Орловская обнаружила растительные остатки. В первом случае остатки принадлежат: *Equisetites ferganensis* Sew., *E. longifolia* Brick, *E. beanii* (Bunb.) Sew., *Cladophlebis suluctensis* Brick, *C. multinervis* Golova, *Nilssonia compta* (Phill.) Brongn., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, дополняющими верхнелейасовый комплекс оврага Таскомырсай. В алевролитах определен комплекс, в котором преобладают представители *Coniopteris, Nilssonia,* встречаются единичные *Pagiophyllum* и отсутствуют раннеюрские элементы. Этот типичный среднеюрский комплекс хорошо сопоставляется с комплексом из верхней части боролдайской свиты Таскомырсайского месторождения. Ч. М. Колесников подтвердил заключение о среднеюрском возрасте боролдайской свиты определением пелеципод: *Pseudocardinia angulata* Ch. Kol., *P. longa* Ch. Kol., *P. istarensis* Ch. Kol., *P. ovalis* Ch. Kol., *P. rotunda* Ch. Kol.

Куркуреуская свита. Флористически охарактеризованные отложения свиты известны на северо-западе Юрской полосы и на Чокпакском месторождении. На северо-западе они занимают большую площадь, прослеживаясь от р. Арыстанды до р. Балатурлан. Вдоль северо-восточной границы Юрской полосы отложения налегают с угловым несогласием на породы кембрия и девона, а внутри нее перекрывают таскомырсайскую и боролдайскую свиты. Здесь для свиты характерно преобладание конгломератов (60—80%) и серых песчаников. Местами в основании залегают брекчии (до 20 *м*), состоящие из различного размера угловатых обломков песчаников девона, которые скреплены красно-бурым глинисто-песчаным цементом. На брекчиях или непосредственно на палеозое лежат крупно- и среднегалечные конгломераты с окатанной галькой известняков, черных кремней и песчаников. Слои конгломератов (1,5—25 *м*) чередуются с серыми крупнозернистыми песчаниками. Иногда в кровле крупных слоев песчаников залегают алевролиты с линзами блестящего угля. Мощность свиты 250—300 *м*. В алевролитах и мелкозернистых песчаниках найдены растительные остатки, изученные Э. Р. Орловской. В богатом комплексе (43 вида) сочетаются

типично среднеюрские виды (родов *Coniopteris, Ctenis, Pseudoctenis, Butefia, Otozamites* и др.) с формами, обычно широко распространенными в юрских отложениях (представители *Cladophlebis, Anomozamites, Taeniopteris* и др.) и даже раннеюрскими (*Clathropteris obovata* Oishi, *Dictyophyllum* sp. род *Annulariopsis*). Преобладание среднеюрских элементов позволяет считать отложения среднеюрскими. *Clathropteris obovata* Oishi, *Annulariopsis simpsonii, Dictyophyllum* sp., встреченные ранее в батских отложениях Англии, Кавказа, Средней Азии, в сочетании с молодыми видами *Coniopteris* могут косвенно датировать отложения куркуреуской свиты второй половиной средней юры, вероятнее батским ярусом.

На Чокпакском месторождении куркуреуская свита перекрывает с угловым несогласием таскомырсайскую и чокпакскую. Эти взаимоотношения установлены на Мельничном участке, где по р. Чокпак обнажены базальные конгломераты, налегающие на крутопадающие таскомырсайские породы. Нижние горизонты свиты представлены конгломератами и налегающими на них песчаниками с прослоями алевролитов. Мощность не превышает 30 *м.* Отдельные прослои алевролитов насыщены растительными остатками. По данным Э. Р. Орловской, в комплексе флоры преобладают папоротники и хвощевые. Наличие *Annulariopsis simpsonii,* видов *Coniopteris* и гинкговых близкого состава сближает его с комплексом флоры р. Батпаксу и позволяет датировать эти отложения второй половиной средней юры.

Верхний отдел юрской системы

Кашкаратинская свита распространена в центральной части Юрской полосы, прослежена в обнажениях от Боролдайского месторождения на северо-запад до р. Чаян и хорошо обнажена в долине р. Кашкарата при ее выходе из хр. Малый Каратау. Свита сложена серыми средне- и мелкозернистыми песчаниками, для которых типична плитчатая отдельность. По ней свита ранее называлась «плитчатой». Мощность свиты 200 *м.* Плитчатые песчаники в долине р. Кашкарата налегают с угловым несогласием на средний карбон, но чаще ложатся на различные горизонты боролдайской свиты. Органических остатков в плитчатых песчаниках не обнаружено. Возраст свиты считается различными исследователями условно средне- или верхнеюрским.

Боролсайская свита не имеет четкой литологической границы с плитчатыми песчаниками. Нижняя граница проводится в той части непрерывно наслоенных пород, где среди песчаников появляются темно-серые алевролиты. В обнажениях свита выделена по темно-серой окраске и повышенным содержаниям сапропелево-гумусового материала. Большую часть свиты слагают алевролиты и аргиллиты, которые изредка переслаиваются с темно-серыми мелкозернистыми песчаниками. В верхах содержатся прослои зольных горючих сланцев. Мощность свиты 350 *м.*

Впервые растительные остатки в алевролитах в логе, впадающем в долину р. Кашкарата, в урочище Чохай обнаружила Э. А. Фалькова (1928). Изучением остатков флоры занималась А. И. Турутанова-Кетова (1933), определившая: *Nilssonia fissa* (Oldh. et Morr.), *Ctenis* sp., *Saganopteris phillipsii* (Brongn.) *Presl., Ginkgodium nathorstii* Jok., *Phoenicopsis speciosa* Heer, *P. angustifolia* Heer, *P. karagandensis* Pryn., *Taxocladus* sp., *Pityophyllum angustigolium* Nath., *P. latifolium* Tur.-Ket., *Ferganiella* sp., *Pagiophyllum setosum* (Phill.) Stan., *Elatocladus* sp., *Pityospermum latum* Brick., *Platylepidium levis* Tur.-Ket., *Ixostrobus heeri* Pryn. Э. Р. Орловская дополнила спи-

сок. В комплексе преобладают цикадофиты (*Nilssonia, Ptilophyllum, Otozamites*, особенно много бракте́й, шишек *Williamsonia*) и хвойные (*Brachyphyllum, Stachyotaxus, Taxocladus* и др.); изредка встречаются кейтониевые (*Sagenopteris*) и чекановские (*Czekanowskia*). Комплекс близок флоре «рыбных сланцев», но много беднее. Возраст боролсайской свиты по флоре датируется первой половиной верхней юры.

По Г. В. Сакулиной спорово-пыльцевой комплекс отличается молодым обликом хвойных, повышенным содержанием пыльцы Classopollis Pfl., *Sciadopitys* sp., *Quadraeculina* Mal. и отсутствием пыльцы древних хвойных. В споровой части резко преобладают споры Pteridaceae, селягинелл (*Selaginella granata* Bolch., *S. rotundiformis* К.-М., *S. kemensis* Krasn. et Chlon.), *Gleichenia* sp., *Polypodium* sp., *Lygodium* sp., *Chomotriletes genuinus* Bolch. В комплексе много разнообразного микропланктона. Он является переходным к карабастаускому и соответствует самым низам поздней юры*.

Карабастауская свита, ранее известная под названием «рыбных сланцев», сохранилась от размыва на водоразделах рек Сасык, Бугунь, Балабугунь, Кашкарата и в урочище Чохай. Южнее пос. Китаевка карабастауская свита глубоко прорезана правым притоком р. Кашкарата оврагом Карабастау. Хорошо обнажены нижние горизонты свиты — базальные конгломераты, песчаники, алевролиты и тонколистоватые доломиты, несогласно налегающие на нижний карбон. В 1 *км* западнее скважины показали, что карабастауская свита при удалении от хр. Большого Каратау перекрывает с угловым несогласием таскомырсайскую свиту. Базальные конгломераты состоят из окатанной гальки серых и темно-серых известняков, скрепленной песчано-известковистым материалом. Мощность конгломератов не более 20 *м*. Выше переслаиваются песчаники, алевролиты, аргиллиты, доломиты и известняки. Мощность слоев меняется, что особенно заметно у песчаников и тонколистоватых доломитов. Суммарная мощность слоев песчаников 1,2—61,5%, алевролитов 15,3—54,2%, аргиллитов 0,9—6%, доломитов и известняков 4,2—54%. Мощность свиты 270 *м*.

Тонколистоватые доломиты и известняки привлекают внимание богатством органических остатков. В тонколистоватых доломитах прекрасно сохранились остатки рыб сем. Palaeoconiscidae (*Pteroniscus turkestanensis* Gor.-Kulcz.), *Coccolepidae* (*Coccolepis aniscowitchi* Gor.-Kulcz., *C. martynovi* Berg.), Pholidophoridae (*Pholidophorus netschkini* Gor.-Kulcz.), Oligopleuridae (*Galkina nida* Berg.); черепах — Thalassemydidae (*Vaxartemys longicauda* sp. nov.); крокодила, летающих ящеров сем. Rhamphorhynchidae (*Batrachognathus volans* A. Riab.); моллюсков сем. Valvatidae (*Limnaea* cf. *obrutschewi* Reis. *Bithynia* sp.); многочисленных насекомых (жуков, двукрылых тараканов, разнокрылых и др.) и растений. Несмотря на обилие остатков флоры и фауны, возраст свиты долго был спорным. А. И. Турутанова-Кетова по флоре считала его верхнеюрским. Во флористическом комплексе преобладают цикадофиты (*Otozamites, Zamites, Nilssonia, Ptilophyllum* и др.) и хвойные (*Pagiophyllum, Brachyphyllum, Taxites* и др.). Папоротники и хвощевые немногочисленны.

Палинологические исследования уточнили стратиграфические границы свиты. Выделенный спорово-пыльцевой комплекс беден видами;

* Возможно, что свиты, выделенные А. К. Бувалкиным в Каратау, не образуют единую возрастную последовательность. Поскольку таскомырсайская и куркуреуская свиты выделены только на севере и юге Юрской полосы, а боролдайская и кашкаратинская в центральной зоне, не исключено, что права Г. В. Сакулина, параллелизующая по возрасту боролдайскую свиту с верхней подсвитой таскомырсайской свиты, а кашкаратинскую — с куркуреуской. *Прим. ред.*

в нем преобладает пыльца Classopollis Pfl. (95—97%), представленная видами — *C. flexus* Cosen., *C. albicinctus* Cosen., *C. gyroflexus* Cosen.; встречены единичные зерна пыльцы сем. Pinaceae (0,5%) *Pinites* cf., *distortus* Bolch., *Pseudopinus* cf., *pergrandis* Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *P. exilioides* Bolch., *P. spirellaeformis* (Mal.) Bolch., *Protopicea* sp., подокарпусовых (0,1%) — *Podocarpus tricocca* Mal. и кипарисовых (0,1%) — *Cupressacites minor* (Mal.) Bolch. Споровую часть комплекса составляют в основном папоротники (1,4—3,2%) — *Botrychium ramosum* Ascher, *Osmunda papillata* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch., *G.* cf. *carinata* Bolch., *Lygodium tumulosum* Kuz., *L. trigonium* К.-М., *L. subsimplex* (Naum.) Bolch., *Hymenophyllum* cf. *dilatatum* Sw., *Coniopteris aspera* К.-М., *C. triquetra* (Naum.) К.-М. Реже встречаются плауновые *Selaginella velata* Krasn. Спорово-пыльцевой комплекс карабастауской свиты сопоставляется с комплексом, выделенным А. Г. Косенковой (1964) из низов гаурдакской свиты, относимых к кимериджскому ярусу.

НИЗОВЬЯ р. САРЫСУ

В низовьях р. Сарысу, на продолжении Главного Каратауского разлома в тектонической впадине палеозойского фундамента скважина 2-С в интервале 510—928 *м* вскрыла толщу сероцветных пород, состоящую из двух пачек (А. Ф. Земченко и др., 1968 г.). Основание толщи не вскрыто. Нижняя пачка состоит из чередующихся пластов (22—26 *м*) серых и темно-серых алевролитов и мелкогалечниковых конгломератов на глинисто-карбонатном цементе. В алевролитах присутствуют тонкие прослои блестящих углей. Ее вскрытая мощность составляет 160, полная, судя по геофизическим материалам, на 100 *м* больше. Верхняя пачка (260 *м*) сложена светло-серыми, темно-серыми, коричневато-серыми плотными косослоистыми алевролитами, содержащими большое количество мелкого обугленного растительного детрита. Местами встречаются тонкие (1 *м*) пласты гравелитов, в нижней части — конгломератов и плотных аргиллитоподобных глин.

Е. И. Мураховская из глин интервала 722—770 *м* выделила спорово-пыльцевой комплекс, в котором значительное участие принимают споры родов *Coniopteris, Cibotium* и сем. Gleicheniaceae. Остальную часть комплекса составляют: *Leiotriletes pellescens* Bolch., *Podocarpus unica* Bolch., *P. enodata* Bolch., *P. multiformis* Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *P. singularae* Bolch., *Pinus kanensis* (Sach.) Kuz., *Cedrus* sp., *Pagiophyllum* sp. и др. На основании палинологических данных возраст глин считается среднеюрским. Возраст толщи интервала 510—722 *м* охарактеризован другим спорово-пыльцевым комплексом: *Selaginella velata* Krasn., *Lygodium simplex* Bolch., *L. tumulosum* Kuz., *L. ambiguum* Bolch., *L. gibbirulum* К.-М., *Anemia genuina* (Bolch.) Bolch. Schizaea cf. certa Bolch., *Mohria striata* (Naum.) Bolch., *Dicksonia densa* Bolch., *Gleichenia angulata* Bolch., *Coniopteris* sp., *Leiotriletes stelloides* Bolch. Голосеменные представлены: *Caytonia oncodes* (Harris) Bolch., *Podozamites ovatus* Bolch., *Podocarpus cretacea* (Naum.) Bolch., молодыми видами *Picea* и *Pinus, Brachyphyllum* sp., *Pagiophyllum* sp. Возраст верхнеюрский.

ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

Кельтемашатская и Ленгерская тектонические впадины расположены в северных предгорьях отрогов Таласского Алатау. Они выполнены нижнемезозойскими угленосными отложениями, образующими

в Ленгере антиклинальную структуру, а на Кельтемашате — две синклинальных складки. В Угамском хребте нижнемезозойские угленосные отложения сохранились от размыва на небольших участках, приподнятых новейшими тектоническими движениями на различные уровни.

Верхний отдел триасовой системы — нижний отдел юрской системы

Кельтемашатская свита*, известная только в районе Кельтемашата, несогласно налегает на известняки карбона и делится на две пачки. Нижняя пестроцветная пачка (0,15—15,0 *м*), локализованная в понижениях древнего рельефа, состоит из белых, розовых и голубоватых каолинитовых глин, алевролитов и аргиллитов и содержит два угольных пласта. Возраст глин верхнетриасовый. Из них выделен спорово-пыльцевой комплекс, в состав которого входят: *Selaginella turgaica* Rom., *Bernoullia actiubensis* Brick, *Caytonia* sp., *Protopodocarpus mollis* Bolch., *Protoconiferus funarius* var. *triassica* Fadd., *Striatopinus* sp., *Florinites* sp., *Lebachia* sp.

Верхняя угленосная пачка состоит из серых и темно-серых алевролитов и аргиллитов, реже мелкозернистых песчаников с кальцитовым цементом. В ней 4 угольных пласта; верхний («Сложный») пригоден для разработки. В слоях, близко расположенных к угольному пласту «Сложному», собраны растительные остатки. Э. Р. Орловская определила: *Equisetites ferganensis* Sew., *Neocalamites* sp., *Clathropteris obovata* Oishi; несколько видов *Cladophlebis*, в том числе *C. actashensis* Tur.-Ket., *C. sublobata* Iohans, *Ginkgo* sp. cf. *digitata* (Brongn.) Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.), *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Schizolepis* (?) sp., *Samaropsis* (?) sp., *Ixostrobus* (?) sp. Состав этого комплекса свидетельствует о том, что верхняя часть свиты отвечает нижней половине лейаса (при двухчленном делении). Из углей и пород верхней части свиты выделен спорово-пыльцевой комплекс, который, как и макрофлора, указывает на нижнелейасовый возраст. Среди многочисленных мезозойских видов присутствуют: *Marattiopsis* sp., *Danaeopsis* cf. *fecunda* Halle, *Osmundopsis angrenica* Sixt., *Todites* sp., *Phlebopteris exornatus* Bolch., *P. kuzbassica* Iljina, *Cheiropleuria compacta* Bolch., *Leiotriletes bujargiensis* Bolch., *L. incertus* Bolch., *Bennettites scarbellumus* Kuz., *Protoconiferus funarius* Bolch., *Paleopinus* sp.

Нижний — средний отдел юрской системы

Ленгерская свита развита только в Ленгерском районе, где повсеместно залегает на среднем карбоне. Литологический состав свиты неустойчив. В свите переслаиваются серые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Угольные пласты располагаются в низах толщи. На отдельных участках месторождения они образуют компактный горизонт, включающий 7 угольных пластов. Местами верхние угольные пласты размыты, их место занимают песчаники и гравелиты, выполняющие эрозионные впадины. По подошве слоя песчаников или гравелитов проводится граница, разделяющая нижнюю и верхнюю подсвиты.

---

* Поскольку таскомырсайская свита по возрасту, мощности и составу не отвечает нижней свите Кельтемашата, приняты названия свит, данные Г. В. Сакулиной. Кельтемашатскую свиту А. К. Бувалкин называет таскомырсайской. *Прим. ред.*

Нижняя подсвита сложена в основном конгломератами с кремнистой галькой, мощность которых в понижениях древнего рельефа достигает 30 *м*. На них залегают песчаники и алевролиты; последние служат почвой угольному пласту «Основному». Мощность нижней подсвиты 150 *м*. Спорово-пыльцевой комплекс из углей нижней подсвиты содержит пыльцу голосеменных растений — 65—98%. Основные виды: *Lycopodium retiformis* (Naum.) К.-М., *Osmunda jurassica* К.-М., *Coniopteris* sp., *Clathropteris obovata* Tur.-Ket., *Gleichenia delicata* Bolch., *G. convexa* Hlon., *Gleicheniidites* cf. *triplex* (Bolch.) Grig., *Alsophila parvispinosa* Bolch., *Matonia punctata* Fadd., *Phlebopteris* sp., *Leiotriletes microrugosus* Naum., *Cycas glabra* Bolch., *C. punctata* Kuz., *Pseudopodocarpus monstrata* Bolch., *P. latipediformis* Bolch., *Podocarpus multicina* Bolch., *P. tricocca* (Mal.) Bolch., *Podocarpites* cf. *flacciformis* (Mal.) Bolch., *Protopinus vastus* Bolch. Этот комплекс определяет верхнелейасовый возраст нижней подсвиты.

В верхней подсвите преобладают песчаники, составляющие от 48 до 98% ее мощности. Пачки песчаников содержат слои алевролитов и углей. Мощность верхней подсвиты 265 *м*. Верхняя подсвита отвечает нерасчлененным образованиям ааленбайоса. В ее спорово-пыльцевом комплексе встречены *Lycopodium subrotundum* К.-М., *Selaginella rotundiformis* К.-М., *Osmundites plicatus* (К.-М.) Bolch., *Gleichenia laeta* Bolch., *G. sphenopteroides* Brick et Kop., *Coniopteris* sp., *Onychiopsis elongata* (Geyler) Yok., *Phlebopteris polypodioides* Kuz., *Hausmannia alata* К.-М., *Dictyophyllum* sp., *Cyathea* glauca Fourn. Пыльца представлена в основном молодыми видами сем. Pinaceae. Присутствует пыльца: *Podozamites ovatus* Bolch., *P. cognatus* Bolch., *Podocarpus multesima* Bolch., *P. proxima* Bolch., *P. kazakstanica* Bolch., *Pagiophyllum* sp., *Brachyphyllum* sp. и др. Древние хвойные встречаются в единичных случаях.

Тогузская свита* заканчивает разрез юрских отложений в Ленгерском и Кельтемашатском районах. В последнем она лежит на размытой поверхности кельтемашатской свиты. В ней выделяется нижняя пачка красно-бурых аргиллитоподобных глин с редкими прослоями песчаников. Под красно-бурыми глинами скважины вскрыли буровато-желтые косослоистые средне- и мелкозернистые песчаники (до 60 *м*), площадь распространения которых ограничена эрозионными долинами древнего рельефа. Мощность нижней пестроцветной пачки достигает 95 *м*. Выше пестроцветных пород залегают желто-бурые, охристо-розовые и серые конгломераты, песчаники и алевролиты. В низах разреза (30 *м*) эти породы сложно переслаиваются; конгломераты занимают подчиненное значение. Верхнюю часть свиты составляют два горизонта среднегалечных конгломератов, мощность которых (16—20 *м*) выдержана. Конгломераты разделены пачкой песчаников и алевролитов. Отложения, залегающие выше пестроцветных глин, имеют мощность 70 *м*. Возраст тогузской свиты считается условно среднеюрским (батским?). Э. Р. Орловская определила в алевролитах под нижним горизонтом конгломератов отпечаток *Equisetites* sp. cf. *beanii* (Bunb.) Sew., который не оставляет сомнения о его юрском возрасте. Спорово-пыльцевой комплекс тогузской свиты в Кельтемашате идентичен комплексу свиты Ленгерского района.

Тогузская свита в Ленгерском районе лежит на размытой поверхности ленгерской. Местами она перекрывает с угловым несогласием палеозой. Под отложениями свиты погребен расчлененный рельеф, эро-

* По А. К. Бувалкину (1968) — кельтемашатская.

зионные долины которого заполнены песчаниками и конгломератами. На них залегает пестроцветная толща, состоящая из вишнево-красных, сиреневых, реже серых алевролитов и аргиллитов, часто переслаивающихся с буровато-желтыми или серыми песчаниками. В низах толщи выделяются два горизонта огнеупорных глин. Мощность свиты 390 *м*. Возраст свиты палеоботаническим материалом не обоснован. В карьере керамических глин собраны растительные остатки, определявшиеся М. И. Брик, А. И. Турутановой-Кетовой и Э. Р. Орловской: *Equisetites* sp.; *Coniopteris* sp., *Cladophlebis denticulata* Brongn., *Todites* sp., *Taeniopteris* sp., *Phoenicopsis angustifolia* Heer, *Podozamites lanceolatus* (L. et H.), Schimp., *Pityophyllum latifolium* Tur.-Ket., *Pityospermum karataviensis* Tur.-Ket. Э. Р. Орловской найдены в керне скважин остатки: *Coniopteris* sp., *Czekanowskia rigida* Heer, *Baiera czekanowskina* Keer. *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp., *Leptostrobus crassipes* Heer., достигшие широкого стратиграфического диапазона. Присутствие в комплексе из керамических глин хвощей древнего облика не позволяет датировать отложения тогузской свиты моложе верхнего лейаса. По данным спорово-пыльцевого анализа возрастная принадлежность тогузской свиты не решается однозначно. Ю. М. Кузичкина (1958) относит ее к нерасчлененным отложениям доггера, И. З. Фадеева (1963) — к байосу, а Г. В. Сакулина (1968) к бат-келловею, Г. В. Сакулина отмечает, что в этом комплексе пыльца голосеменных растений составляет 81—96,5%. Она представлена пыльцой гинкговых (до 14%): *Ginkgo parva* (Naum.) Bolch., *G. typica* (Mal.) Bolch., *G. mutabila* Bolch.; хвойных сем. Podocarpaceae (4,5—14,5%) — *Podocarpus kainarensis* Bolch., *P. patula* Bolch., *P. decora* Bolch., сем. Pinaceae (до 31%) — *Pinus subconncinua* (Naum.) Bolch., *P. pernobilis* Bolch.; пыльца хвойных древнего облика встречается редко и в небольших количествах. Споры папоротников бедны видами — *Coniopteris* sp. (1,5—7%), *Gleichenia laeta* Bolch., *Pteridium* sp. (5—6,5%); отмечаются единичные зерна: *Lygodium tumulosum* Kuz., *Leiotriletes romboidus* Bolch., *L. convexus* Bolch., *L. lineatus* Bolch. и др.

Верхний отдел юрской системы

В Угамском хребте юрские отложения известны в урочище Кызылтал в верховьи р. Угам. Нижнюю часть их разреза слагают сланцевые битуминозные глины с тремя прослоями углей. На них лежат красные известковистые песчаники. Юрский возраст отложений установил А. Н. Съюорд (1907), определивший отпечатки папоротников: *Cladophlebis argutula* Heer, *Coniopteris hymenophylloides* Brongn. и хвойного *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp. Т. А. Сикстель дополнила список остатков флоры: *Equisetites columnaris* Brongn., *Cladophlebis bidentata* Tur.-Ket., *C. tchihachewii* Smal., *C. arctica* Sew., *Araucarites* sp., *Cephalotaxopsis* sp., *Elatocladus* sp. Она отметила, что большое число этих видов встречается в отложениях средней и верхней юры.

Значительную коллекцию растительных остатков из юры урочища Кызылтал собрала Э. Р. Орловская. Кроме ранее определенных форм, ей обнаружены: *Palaeohepatica* sp., *Hausmannia* sp., *Asplenium* (?) sp., *Coniopteris angustiloba* Brick., *C.* cf. *vsevolodii* E. Lebed., *C.* cf. *obrutschewii* (Krasser) Pryn., *C. zindanensis* Brick, *Lobifolia lobifolia* (Phillips) Passkaz. et Lebed., *Cladophlebis partisanskiensis* Aksar., *Taeniopteris* sp., *Taxites* sp., *Araucariodendron* (?) sp. В комплексе преобладают папоротники с характерной мелколистностью и

хвойные. Видовой состав папоротников, их мелколистность, а также большое количество хвойных, позволяет сопоставлять этот комплекс с верхнеюрским комплексом отложений Южной Ферганы и боролсайской свиты урочища Чохай в хр. Каратау. Комплекс спор и пыльцы, по данным Г. В. Сакулиной, аналогичен комплексу бат-келловейских осадков Восточных Кызылкумов.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН, ДЖУНГАРИЯ И ПРИЛЕГАЮЩИЕ ВПАДИНЫ

На востоке Южного Казахстана верхнетриасовые и юрские осадки отмечены в хр. Кетмень, в Илийской, Алакольской и Южно-Балхашской впадинах.

ЮЖНО-БАЛХАШСКАЯ ВПАДИНА

Верхний отдел триасовой системы — нижний отдел юрской системы

В Южном Прибалхашье, вблизи Чу-Илийских гор, в 40 *км* восточнее зал. Алаколь под осадками неогена на глубинах 40—80 *м* скважинами вскрыта толща, лежащая на коре выветривания и представленная красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, глинами и реже гравелитами, включающая два горизонта сероцветных пород, иногда с маломощными прослоями угля и с отпечатками растительных остатков плохой сохранности. Мощность толщи 70—110 *м*. Из нижней части толщи (скв. 53, интервал 170—175 *м*) Г. В. Сакулина выделила комплекс, в котором наряду с мараттиевыми и осмундовыми папоротниками отмечены споры: *Polypodites cladophleboides* Brick, *Zonomonoletes spinosus* Kapytova, *Azonomonoletes marattiformis* Sam., *Leiotriletes microdiscus* К.-М., а среди голосеменных встречено большое количество пыльцы беннеттитовых и древних хвойных. Комплекс по предварительным данным отнесен к позднему — среднему триасу. В верхней части разреза (скв. 15, глубина 131,5 *м*) А. Х. Кальменева выделила спорово-пыльцевой спектр, в котором среди голосеменных отмечено значительное количество пыльцы древних хвойных со слабо дифференцированными мешками, беннеттитовых и гинкговых, с участием кейтониевых и подозамитовых. Характерно большое количество и видовое разнообразие спор семейства мараттиевых, с незначительным участием матониевых, селягинелловых и осмундовых. Комплекс следует датировать ранней юрой — поздним триасом.

ХРЕБЕТ КЕТМЕНЬ И ИЛИЙСКАЯ ВПАДИНА

Нижнемезозойские отложения в Илийской впадине занимают большую площадь. Геофизическими исследованиями и глубокими скважинами они прослежены под покровом кайнозойских образований от государственной границы до переправы Дубун на р. Или. В предгорьях хр. Кетмень нижнемезозойские породы выступают на поверхность. Н. Г. Кассин (1941) считал их одновозрастными с угленосными отложениями других районов Илийской впадины. На территории Китая в угленосных отложениях были обнаружены остатки высших растений и рыб, определяющие их верхнетриасовый — юрский возраст. С. С. Шульц (1941) составил послойный разрез нижнемезозойских отложений в предгорьях хребта. Собранные им растительные остатки *Nilssonia grandis* и *Anomozamites* sp. позволили А. Н. Криштофовичу и В. Д. Принаде отнести эти отложения к нижней юре.

Стратиграфия нижнего мезозоя Илийской впадины изучена в последние годы, во время поисковых работ на уголь и нефть. Скважина 3-Г, пробуренная на правом берегу р. Или вблизи государственной границы, прошла в интервале 1450—2245 *м* нижнемезозойские угленосные отложения. Другие скважины показали, что в южном направлении угленосные отложения плавно приближаются к поверхности. А. К. Буралкин (1964, 1965) разделил их на кольджатскую, каирлаганскую и джаркентскую свиты. Возраст свит установлен по отпечаткам листовой флоры (Орловская, 1960, 1968) и спорово-пыльцевым данным Е. И. Мураховской (1968) и Г. В. Сакулиной (1960 г.).

Верхний отдел триасовой системы

Кольджатская свита обнажена в предгорьях хр. Кетмень, где несогласно налегает на вулканогенные породы верхней перми. Севернее хребта свита вскрыта скважинами. Всюду в основании находится горизонт конгломератов, заключающий прослои песчаников. Конгломераты среднегалечные, серые, в обнажениях желто-бурые. Песчаники крупнозернистые, серые, часто с хорошо выраженной косой слоистостью руслового типа. Мощность конгломератов в предгорьях хр. Кетмень не превышает 70 *м*. Севернее, по мере удаления от хребта, она увеличивается до 110—130 *м* (скв. 3-Г, 6-Г). На конгломераты налегают серые, мелко- и среднезернистые песчаники, иногда косослоистые. Местами они переслаиваются с гравелитами и алевролитами. Выше преобладают серые алевролиты и аргиллиты, в которых собраны остатки растений, ракообразных и рыб. В предгорьях хр. Кетмень алевролиты содержат тонкие прослои песчаников. В разрезе скв. 3-Г мощность свиты 450 *м*. При движении на юг она сокращается за счет размыва верхних горизонтов, происходившего перед накоплением юрских осадков.

В аргиллитах верхней части свиты найдены остатки ракообразных, которые Н. И. Новожилов (1957) отнес к новому классу Kazacharthra, семейству Ketmeniidae — *Ketmenia schultzi* Chern., *Almatium gusevi* (Chern.) Novoj., *Kysyltamia tchiilensis* Novoj., *K. rotundata* (Chern.), *Kungeia tchakabaevi* Novoj., *Iliella spinosa* Chern., *Panacanthocaris ketmenica* Novoj. Стратиграфическое значение этой фауны, как верхнетриасовой, выяснилось после изучения Э. Р. Орловской (1960) остатков флоры. Ею определены: *Phyllotheca* cf. *deliquescens* (Goepp.), *Schizoneura* sp., *Neocalamites rugosus* Sze, *N.* cf. *carcinoides* Harris, *Equisetites* cf. *brevidentatus* Sze, *Danaeopsis marantaceae* (Presl.) Heer, *Callipteridium* sp., *Todites rossertii* Zeill., *T. kamyschbaschensis* Brick, *Taeniopteris stenophylla* Krysht., *Macrotaeniopteris* (?) sp., *Anomozamites lindleyanus* Schimp., *Glossophyllum* (?) sp., *Juccites* sp.

Г. В. Сакулина (1960 г.) и Е. И. Мураховская (1968) выделили спорово-пыльцевой комплекс, в котором пыльца голосеменных составляет 70—80%. В пыльцевой части спектра преобладают подокарпусовые, прототипы сосновых: *Walchiites* sp., *Florinites* sp., *Striatoflorinites* sp., *Striatocaytonia* sp., пыльца рода *Striatopiceites* и рода *Striatopinites*. Споровую часть составляют в основном мараттиевые, осмундовые и гименофилловые папоротники. По присутствию в комплексе: *Phyllotheca* sp., *Bernoulia aktiubensis* Brick, *Angiopteris* sp., *Danaeopsis angustipinnata* Brick, *Osmundites prigorowskii* Krysht. et Pryn., *Osmunda triassica* K.-M., *Todites szeiana* (P'an) Brick, *T. roessertii* (Presl.) Zeill., *Hymenophyllum elegans* Bolch., *H. marginatum* Rom., *Mato-*

nia sp., *Hymenozonotriletes bycicla* (Mal.) Sach., *H. densus* Med., *Lophotriletes triassicus* (Mal.) Rom. и реликтов палеозоя (пыльца *Vittatina* и кордаиты), возраст свиты считается нижним кейпером (карнийский — норийский ярусы).

Нижняя часть толщи не охарактеризована органическими остатками, и, возможно, в низах присутствуют осадки среднего триаса.

Нижний — средний отделы юрской системы

Каирлаганская свита лежит на размытой поверхности верхнего триаса. В ней преобладают серые песчаники и алевролиты, составляющие до 89% ее мощности. Характерно циклическое чередование серых и темно-серых песчаников, алевролитов и аргиллитов. В одних циклах песчаники мелкозернистые, массивные или тонкослоистые, в других — среднезернистые, с включениями мелкой гальки, иногда косослоистые. В сложении отдельных циклов участвуют углистые аргиллиты и угли. В свите шесть угольных пластов. В предгорьях хр. Кетмень ее мощность 145 *м*. В скв. 3-Г она увеличивается до 383 *м*; здесь разрез свиты дополняет толща песчаников и алевролитов, залегающая выше верхнего угольного пласта. Э. Р. Орловская из пород свиты определила большое количество растительных остатков (Орловская, 1968). Основываясь на находках флоры, возраст отложений свиты она считает верхнелейасовым.

В спорово-пыльцевом комплексе из низов свиты преобладает пыльца голосеменных растений. Споровую часть спектра составляют плауновые типа *Lycopodiales* (1,6—3%) и *Selaginellales* (2%), папоротники сем. Dicksoniaceae (4—12%), Osmundaceae (0,7%), Marattiaceae (0,3%), Hymenophyllaceae (0,2%), Cyatheaceae (3%), Polypodiaceae (3%) и споры неопределенного систематического положения (до 1%). Для пыльцевой части спектра характерно обилие пыльцы сем. Pinaceae (30—56%) и присутствие (до 9%) пыльцы древних хвойных. Довольно много пыльцы гинкговых (8—10%) и бенеттитовых (до 13%). Встречены единичные зерна Classopollis sp. и *Brachyphyllum leve* Mark. По палинологическим данным возраст свиты также верхнелейасовый. Приведенный спорово-пыльцевой комплекс датирует верхним лейасом нижнюю часть каирлаганской свиты. Из слоев, лежащих выше верхнего угольного пласта, Е. И. Мураховская получила иной спорово-пыльцевой комплекс, характерный для аален — байоса.

Джаркентская свита в Илийской впадине налегает на размытую поверхность каирлаганской. Наиболее полный разрез свиты вскрыт скв. 3-Г в интервале 1450—1640 *м*. Здесь свита отчетливо делится на две части, примерно, равные по мощности. Нижнюю половину свиты слагают серые песчаники, алевролиты и аргиллиты при заметном преобладании первых. Верхняя половина свиты, сложенная песчаниками и алевролитами, заключает четыре угольных пласта. Нижний (13 *м*) прослежен от скв. 3-Г к югу на протяжении многих километров. Мощность свиты 190 *м*.

Э. Р. Орловская (1968) определила из этой свиты флористический комплекс, в составе которого подавляющая часть видов растений имеет широкое вертикальное распространение в юрских отложениях. Отсутствие каких-либо древних растений и наличие молодых форм папоротников позволяют считать джаркентскую свиту среднеюрской. Е. И. Мураховская (1968) джаркентскую свиту по обилию спор папоротников рода *Coniopteris* отнесла к батскому ярусу, а Г. В. Сакулина — аален — байосу.

Джаркентская свита сохранилась на небольших участках на высоко приподнятом в современном рельефе плато Ушхасан, примыкающем к южному склону хр. Кетмень. Здесь свита слагает узкую полосу, протяжением до 10 *км*, расчлененную на отдельные участки р. Ойкарагай и ее правым притоком Чубурмахасан. Эти участки объединяются под названием Ойкарагайского угольного месторождения. Впервые эти угленосные отложения описал С. С. Шульц (1941). Юрский возраст их установлен по растительным остаткам, определенным В. Д. Принадой. Свита налегает с угловым несогласием на нижний палеозой. В ее основании прослежены конгломераты с угловатой галькой (до 0,15 *м*). Конгломераты перекрыты серыми песчаниками и алевролитами, на которых лежит угольный пласт (от 4,5 до 20 *м*). Выше него переслаиваются серые и розовые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность свиты не превышает 70 *м*.

В песчаниках и алевролитах верхней части свиты собраны растительные остатки, по определению Э. Р. Орловской, принадлежащие: *Equisetites beanii* (Bunb.) Sew., *Coniopteris hymenophylloides* (Brongn.) Sew., *Cladophlebis* sp.; нескольким видам *Ginkgo, Phoenicopsis* (?) sp., *Sphenobaiera* sp., *Elatides* sp., *Podozamites lanceolatus* (L. et H.) Schimp, *Ixostrobus heeri* Pryn., *Leptostrobus crassips* Heer.

Этот флористический комплекс лишен древних форм и указывает на среднеюрский возраст. Его можно параллелизовать с комплексом джаркентской свиты Илийской впадины.

АЛАКОЛЬСКАЯ ВПАДИНА

Юрские отложения алакольской впадины А. К. Бувалкиным (1966) разделены на катускую, узунбулакскую и кусакскую свиты.

Верхний отдел триасовой системы

Катуская свита сложена серыми песчаниками и алевролитами, мощность не превышает 55 *м*. Возраст свиты установлен по спорово-пыльцевому спектру, так как находки листовой флоры единичны и не характерны. Спорово-пыльцевые комплексы, полученные Г. В. Сакулиной (1959 г.) и Е. И. Мураховской (1968), позволяют отнести отложения катуской свиты к рэту. Для комплекса характерно преобладание (80—90%) пыльцы голосеменных и присутствие в большом количестве пыльцы древних хвойных: *Protopodocarpus* (*P. monostrificabilis* Bolch., *P. permagna* Bolch.), *Protopinus* sp., *Protopicea pergrandis* Sach., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch. и др. Отмечены и более молодые: *Pinus subconcinnus* (Naum.) Bolch., *P. pernobilis* Bolch., *Picea mesophytica* Pokr., *P. gigantissima* Bolch. и др. Кейтониевые, гинкговые, цикадовые и беннеттитовые встречаются в небольших количествах. Реликты палеозойской флоры — Striatopinaceae Sed., *Cordaitina* Lub., *Florinites* sp. составляют 6—7,4%. Среди спор основное значение имеют: *Selaginella cepuliniformis* К.-М., *S. obscura* Bolch., *Marattia* sp., *Angiopteris* sp., *Osmunda triassica* К.-М., *Todites* sp., *Cheiropleuria compacta* Bolch. и др. В небольших количествах встречены плауновые, циатейные, матониевые. Важно присутствие спор неопределенной систематической принадлежности: *Leiotriletes bujargiensis* Bolch., *Lophotriletes triassicus* (Mal.) К.-М., *Hymenozonotriletes vulgaris* Naum.

Нижний отдел юрской системы

Узунбулакская свита лежит на палеозое с угловым несогласием. В ее основании местами залегают конгломераты и крупнозернистые песчаники, выполняющие понижения палеозойского фундамента. Выше следуют песчаники, алевролиты, аргиллиты и угли переслаивающиеся между собой. Среди них иногда встречаются конгломераты, нарушающие ритмичное чередование слоев. Угольные пласты располагаются в нижней половине свиты, что позволяет выделить две подсвиты. В нижней подсвите пять угольных пластов. Между ними залегают аргиллиты, алевролиты и песчаники; редко встречаются конгломераты, приуроченные к крупным слоям песчаников. Мощность подсвиты 150 *м*. В тонкозернистых породах подсвиты собраны растительные остатки, свидетельствующие о нижнелейасовом возрасте (Орловская, 1968). Этот возраст подтверждается и палинологическими данными Е. И. Мураховской (1968).

По мнению Г. В. Сакулиной, для нижней подсвиты характерны два комплекса спор и пыльцы. В раннем (раннелейасовом) преобладает (73—93%) пыльца голосеменных; много древних хвойных. По сравнению с катуской свитой увеличено содержание пыльцы молодых хвойных и гинкговых, резко сокращено количество реликтов палеозоя. Состав спор отличается большим разнообразием. Увеличена роль плауновых: *Lycopodium nodozum* К.-М., *L. subrotundum* К.-М., *Selaginella rotundiformis* К.-М. и других и осмундовых — *Osmunda triassica* К.-М., *O. jurassica* К.-М., *Osmundopsis angrenica* Sixt. et Kuz.; много спор *Cheuropleuria* sp., меньше спор — *Hymenozonotriletes vulgaris* Naum., *Lophotriletes triassicus* (Mal.) К.-М., исчезли мараттиевые. Верхний (среднелейасовый) комплекс содержит несколько меньше пыльцы голосеменных (60—85%), среди которой голосеменные представлены в основном пыльцой сосновых: *Picea mesophytica* Pokr., *P. spirellaeformis* Mal., *P. exilioides* Bolch., *Pinus pernobilis* Bolch., *P. subconcinna* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protopinus latebrosa* Bolch., *Pseudopinus pectenella* Bolch. и др. Содержание гинкговых уменьшилось, цикадовых, беннеттитовых и кейтониевых существенно не изменилось. Реликтов палеозоя нет, много пыльцы *Quadraeculina* Mal. Споры разнообразны. Плауновые представлены: *Lycopodium perplicatum* Bolch., *L. nodozum* К.-М., *L. marginatum* К.-М., *Selaginella obscura* Bolch., *S. rotundiformis* К.-М. и др. Увеличивается содержание разнообразных осмундовых (до 36%) — *Osmunda jurassica* К.-М., *O. pipalata* Bolch., *Osmundopsis angrenica* Sixt. et Kuz., *Osmundites placutus* К.-М. Bolch. и др.; циатейных (до 11%) — *Coniopteris* sp., *Cibotium junctum* К.-М. Присутствуют: *Marattia* sp., *Cheiropleuria* sp. sp. и *Salvinia perpulchra* Bolch.

Верхняя подсвита представлена алевролитами, аргиллитами, в меньшей мере — мелкозернистыми песчаниками и конгломератами. Для тонкозернистых пород характерна тонкая горизонтальная слоистость и прослои сидеритов. Нижняя граница проводится по верхнему угольному пласту. Мощность подсвиты 110 *м*. Флористический комплекс, полученный из верхней подсвиты, Э. Р. Орловская (1968) считает более молодым — верхнелейасовым (при двухчленном делении). По данным спорово-пыльцевого анализа, эти отложения отвечают среднему лейасу (Мураховская, 1968). Комплекс содержит до 99% пыльцы голосеменных. Состав близок к предшествующему комплексу, но заметно увеличено содержание *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Picea*, иногда обильна пыльца *Cupressacites minor* Bolch. Содержание пыльцы *Quadraeculina* Mal., несколько уменьшено. Единичные споры пред-

ставлены: *Osmunda jurassica* К.-М., *Osmundites kugartensis* К.-М., *Osmundopsis angrenica* К.-М.; матониевыми (*Phlebopteris* sp.); диптериевыми (*Clathropteris* sp.).

Кусакская свита согласно лежит на породах верхней подсвиты узунбулакской свиты. Нижняя граница ее условная; проводится по подошве мощного слоя конгломератов, выше которого залегают в основном серые конгломераты и песчаники. Конгломераты крупно- и среднегалечные, плотно сцементированные. Они образуют пачки мощностью до 200 *м*. Песчаники преимущественно крупнозернистые, косослоистые, нередко включают угловатую гальку. В низах встречаются мощные пачки алевролитов и тонкозернистых песчаников с горизонтальной слоистостью, характерной для узунбулакских пород. Видимая мощность свиты превышает 1000 *м*.

В алевролитах низов свиты собраны растительные остатки, которые, по заключению Э. Р. Орловской, принадлежат: *Pseudotorellia ephela* (Harris) Flor., *Sphenobaiera* sp., *Carpolithes* sp. Эти формы входят в состав флористического комплекса верхов узунбулакской свиты. Спорово-пыльцевой комплекс, полученный из кусакской свиты, отвечает верхнему лейасу (Мураховская, 1968; Сакулина, 1959 г.). Для него, в сравнении с нижним, характерно увеличение видов почти во всех порядках и семействах, а также частичное обновление состава. Реликты палеозоя и триаса в нем отсутствуют. Резко преобладает пыльца голосеменных, среди которой основное место занимает род: *Picea* (*Picea spirellaeformis* (Mal.) Bolch., *P. mesophytica* Pokr., *Pseudopicea variabiliformis* (Mal.) Bolch., *P. exilioides* Bolch.). Много пыльцы сосновых: *Pinus pernobilis* Bolch., *P. subconcinua* (Naum.) Bolch., *Pseudopinus* sp. и других (присутствуют подокарпусы *Podocarpus unica* Bolch., *P. cretaceae* Bolch.); беннеттитовые и *Quadraeculina* Mal. Иногда *Cupressacites minor* Bolch. преобладает. Споры составляют 0—2,5% и представлены видами: *Selaginella obscura* Bolch., *Osmunda jurassica* К.-М., *Osmundites plicatus* Bolch., *Hausmannia alata* К.-М., *Leiotriletes convexus* Bolch., *Gleichenia delicata* Bolch.

ОБЩАЯ СВОДКА

Нижнемезозойские толщи, часто погребенные под меловыми и кайнозойскими осадками, приурочены к локальным депрессиям, и лишь в Восточном Приаралье можно предполагать их более широкое площадное распространение. Нередко депрессии, в которых они отлагались, приурочены к крупным разломам. Так, в Каратау юрские отложения локализованы в узкой полосе, вдоль Главного Каратауского разлома. Характерно, что молодые средне- и верхнеюрские осадки занимают более обширные площади, в то время как нижнеюрские и особенно верхнетриасовые развиты локально. Наибольшие мощности осадков (до 1500 *м*) известны в Каратау, Ленгере, Илийской и Алакольской впадинах; наименьшие (40—100 *м*) — в Восточно-Кызылкумской впадине и в обрамляющих впадины горных районах. Континентальные отложения разнофациальны — аллювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиальные, озерные, болотные. На крайнем северо-западе, в Приаралье, находки спонголитов позволяют предполагать присутствие морских образований. Это косвенно подтверждается обширностью и глубиной депрессий Западного Приаралья, выполненных морскими толщами и протягивающихся на восток и юго-восток.

Сопоставление триасовых и юрских отложений районов Южного Казахстана показывает, что формирование средне-верхнетриасовых и юрских отложений происходило прерывисто, вследствие тектонических

движений (Бувалкин, 1960). Намечается шесть основных этапов развития депрессий.

Первый этап охватывает карнийский и норийский века. Тектонические движения начала верхнего триаса создали в Илийской впадине грабенообразную депрессию, в которой на слабо дислоцированном палеозойском основании аккумулировался грубообломочный терригенный материал, быстро сменившийся сероцветными тонкозернистыми осадками. В конце норийского века участки осадконакопления были приподняты и седиментация прервана.

Второй этап включает рэтский век, ранний и средний лейас. После движения конца норийского века депрессии возникли в Алакольском районе, хр. Каратау, северо-западных предгорьях Таласского Алатау и Восточном Приаралье. Вероятно, они были небольшими, и условия осадконакопления в них быстро менялись. В одних депрессиях седиментация шла преимущественно в озерах, в других — происходила частая смена во времени и на площади озерных условий накопления речными и болотными. Нередко осадки представлены переотложенной корой выветривания. В Алакольском районе осадконакопление началось с тонкозернистых осадков. Седиментация была прервана тектоническими движениями, которые смяли рэт-юрские угленосные отложения и вовлекли их затем в региональные поднятия. После этого площади их распространения под воздействием денудации сократились.

Третий этап охватывает поздний лейас, ааленский и байосский века. Активизация тектонических движений конца среднего лейаса привела к началу седиментации в районе Ленгера, ее возобновлению в Илийской депрессии. В Каратау и Алакольском районе осадконакопление продолжалось без видимых перерывов. В этих районах существовали озерные водоемы, куда реки доставляли обломочный материал и формировали субаэральные дельты. Временами озера превращались в топкие болота. С этим этапом может быть связано вторжение моря в Восточное Приаралье. В конце байосского века движения усилились, осадконакопление прекратилось, угленосные осадки были смяты, разбиты на блоки и вовлечены в поднятия. Толщи размывались и площади их распространения местами существенно сократились.

Четвертый этап отвечает батскому веку. Наиболее активные перемещения в конце байосского века происходили в хр. Каратау. Здесь в батское время существовали, вероятно, две обособленные депресии, располагавшиеся на северо-западной и юго-восточной окраинах Юрской полосы. Вновь началось прогибание в районе Кельтемашата. После складчатых движений продолжалась седиментация в Илийской депрессии, которая представляла собой озеро, где периодически возникали благоприятные условия для формирования мощных торфяников. Остальные депрессии заполнялись грубообломочными осадками, приносимыми реками. Седиментация в конце батского века повсеместно прекратилась. Движения деформировали толщи, блоки двигались неравномерно. При этом батский ярус на одних блоках частично, а на других полностью был размыт.

Пятый этап приходится на келловейский и оксфордский века. На рубеже средней и верхней юры изменился план развития депрессий на юго-западе. Определились контуры Кызылкумской впадины. Здесь в обширной депрессии, занятой озерным водоемом, отлагались в основном глинистые осадки. В хр. Каратау депрессия заполнялась озерными осадками, вначале песчаными, а затем глинистыми с сапропелево-гумусовым органическим материалом. В оксфордском веке движения оживились. Наиболее активно они проявились в Каратау, где кашкаратинская и боролсайская свиты были собраны в брахискладки и разорваны на блоки.

Разнонаправленные движения блоков способствовали размыву этих свит.

Шестой этап. Начало этапа отвечает кимериджскому веку. После движений оксфордского века в хр. Каратау вновь возникла депрессия, где в озерном водоеме существовала очень богатая органическая жизнь, накапливались терригенные и хемогенные осадки. Депрессия в Кызылкумах, где также существовал озерный бассейн сохранилась в прежних размерах, она была занята озерным водоемом. Возможно в верхней юре произошла дальнейшая трансгрессия моря в Восточном Приаралье. В конце верхней юры проявились тектонические движения, дислоцировавшие карабастаускую свиту в Каратау и окончательно завершившие юрский период осадконакопления.

Органическая жизнь в раннем мезозое была богатой. Позднетриасовые формы растительности являлись переходными. Они содержали триасовые — ксерофитные и юрские влагоумеренно-теплолюбивые виды. Состав флор юрского времени Юга Казахстана не был постоянным по площади и во времени. Флористические остатки свидетельствуют, что в ранней и средней юре описываемая территория располагалась между Индо-Европейской и Сибирской палеофлористическими областями и характеризуется смешанным составом флор. Если для Индо-Европейской области типичны цикадофиты и теплолюбивые папоротники, а для Сибирской — хвойно-гинкговые леса, то смешанная зона, протягивающаяся от Орскоо бассейна через хр. Каратау в Ферганскую впадину, характеризовалась обилием цикадофито-хвойно-гинкговых лесов. Зоны цикадофитов и теплолюбивых папоротников и переходная делятся на две палеогеографические провинции. Среднеазиатская, выделенная В. А. Вахрамеевым, занимает территорию Средней Азии, включая хр. Каратау и отроги Таласского Алатау. Восточно-Европейская охватывает Прикаспий, Кавказ, Крым и распространяется на северо-запад. К Сибирской области относятся Южное Прибалхашье, Илийский, Алакольский районы и вся территория Центрального и Восточного Казахстана.

Таким образом, разница флор отдельных районов объясняется палеоклиматическими условиями. Кроме общих факторов влияли и местные условия. Флора Алакольского угленосного района отличается обедненным и своеобразным более древним составом хвощовых и папоротников. Э. Р. Орловская считает, что климат в этом районе был менее теплым и сухим, чем на всей Сибирской палеофлористической области и что район был значительно приподнят.

В изменении состава флор во времени намечаются общие закономерности. На первоначальных раннелейасовых флорах еще сказалось влияние засушливого климата триаса, сохранились ксерофитные реликты (пыльца *Striatiti* P a n t.), но вскоре растительность имела уже типично юрский облик. Позднее, климат стал более теплым и влажным, что привело к широкому развитию папоротников *Cladophlebis,* а на западе — теплолюбивых матониевых, диптериевых и других папоротников. По данным спорово-пыльцевого анализа в это время преобладали разнообразные цикадофито-хвойно-гинкговые леса с зарослями папоротников. В средней юре климат стал менее теплым и влажным. В смешанной зоне уменьшилось количество папоротников *Cladophlebis* (среди спор — матониевых, иногда осмундовых) и увеличилась роль молодых диксониевых (*Coniopteris*), достигших расцвета во второй половине средней юры. В это время исчезли древние хвощи и увеличилась роль молодых хвощовых (*Equisetites ferganensis* S e w., *E. beanii* (B u n b.) S e w.). Появились папоротники *Eboracia, Raphaelia* и множество разнообразных гинкговых (*Eretmophyllum, Pseudotorellia* и др.). Во второй поло-

вине были распространены виды: *Taeniopteris, Ctenis, Pseudoctenis, Butefia, Williamsoniella* и др. В спорово-пыльцевых спектрах отмечается появление спор глейхениевых, схизейных; полностью исчезла пыльца древних хвойных и преобладает пыльца молодых. В позднеюрское время климатическая обстановка и состав флоры изменились. Стала преобладать пыльца Classopollis, а среди растительных отпечатков — *Brachyphyllum* и *Pagiophyllum,* свидетельствующие о засушливом и жарком климате.

Остатки животных организмов в верхнетриасовых — юрских толщах редки. В это время в озерных водоемах существовали пелециподы, гастроподы, остракоды, ракообразные, рыбы. Только в карабастауской свите Каратау обнаружены уникальные скопления остатков, свидетельствующие о богатой органической жизни. Озера были богаты рыбой; на их берегах обитали черепахи и небольшие ящеры, в том числе летающие. Особенно разнообразен был мир насекомых.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Меловые отложения широко распространены на западе Южного Казахстана, но на большей части площади они прикрыты чехлом более молодых осадков. Обнажены главным образом у подножий горных сооружений, обрамляющих Восточные Кызылкумы и в пределах последних выступают на поверхность лишь в горах Каратау и урочище Торткудукнурасы. Севернее, обнажены в Джусалинском и других районах Восточного Приаралья, вплоть до западных предгорий Улутау. Буровыми скважинами они вскрыты повсеместно не только на упомянутой площади, но и в районе нижнего течения рек Сарысу, Чу, Талас, на территории песков Моюнкум и у подножья хр. Каратау. Восточнее Чу-Балхашского водораздела распространены небольшими участками.

Упоминания о меловых отложениях имеются в трудах исследователей прошлого столетия: Н. И. Барбот-де-Марни, И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, Н. А. Северцова. Позже они освещались в работах А. Д. Архангельского, Д. В. Наливкина, Н. Г. Кассина, а затем — Д. И. Яковлева, Б. А. Петрушевского, А. Л. Яншина, Н. Е. Минаковой, Н. И. Беленького, Т. А. Мордвилко, Г. В. Сакулиной, К. В. Никифоровой, В. Н. Разумовой, Р. П. Теуш, В. В. Галицкого, М. Е. Воскобойникова.

Вопросы стратиграфии меловых отложений затронул И. А. Ефремов (1944) при рассмотрении условий захоронения остатков динозавров. Он пришел к выводу, что поскольку кости динозавров раздроблены и сильно окатаны, то они претерпели длительный перенос и заключающие их отложения — не меловые, а эоценовые. Более поздние исследования в отдельных случаях подтвердили справедливость этих взглядов.

Проведенные в последнее десятилетие геологические съемки закрытых площадей, сопровождались большим объемом буровых работ. Бурение глубоких скважин с целью поисков нефти и газа, и тематические исследования дали огромный материал к познанию вещественного состава и стратиграфии меловых толщ. Работы эти выполнялись большим коллективом геологов, палеонтологов, палинологов; в них приняли участие С. Я. Баяхунова, И. И. Блехер, В. В. Буклин, С. М. Бляхова, В. А. Быкадоров, Н. Е. Ережепов, В. А. Загоруйко, Ю. Б. Коврижных, Л. Г. Кирюхин, Б. Е. Комарницкий, Н. Н. Костенко, А. Б. Ли, А. И. Мухина, А. Ф. Метленков, Е. А. Никитин, Ю. А. Столяров, А. Н. Слюсарев, О. А. Федоренко, Г. П. Филипьев, С. Б. Цирельсон.

Тем не менее, меловые отложения закрытых площадей нельзя считать хорошо изученными, в особенности отложения нижнего мела. Стратиграфическое расчленение их базируется на данных глубоких скважин, часть которых пройдена без подъема керна или с отбором керна через большие интервалы и в незначительном количестве. Кроме того, далеко не повсеместно в керне обнаружены органические остатки, причем не всегда они определенно стратифицировали вмещающие отложения. При корреляции отложений, вскрываемых глубокими скважинами, нередко приходилось опираться на электрокаротажные кривые, позволяющие судить лишь о сходстве литологического состава, который, как известно, может быть однообразным для отложений разного возраста. Все это приводит к тому, что в условиях стратиграфического расчленения существенно континентальных отложений пестрого литологического состава, изменяющегося не только во времени (по разрезу скважины), но и в пространстве (от скважины к скважине), стратиграфический объем выделяемых подразделений нижних горизонтов разреза нередко понимается по-разному. Это можно видеть на примере даже наиболее хорошо изученного разреза скв. 15, пройденной у гор Каратау.

ВОСТОЧНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

На площади рассматриваемого региона имеются как нижнемеловые, так и верхнемеловые осадки, морские и континентальные. Нижнемеловые отложения приурочены главным образом к погруженным частям Восточно-Кызылкумской впадины, но известны и на поднятиях, прилежащих с запада к хр. Каржантау. Верхнемеловые отложения пользуются значительно более широким распространением.

Нижний отдел

Неоком

Отложения неокомского века, вскрытые бурением в районе сопок Мансурата, представлены пестроокрашенными (фиолетовыми, зелеными, красными, желтыми) бескарбонатными аргиллитами, содержащими прослои алевролитов, линзы аллитов и бокситов. В них обнаружены пресноводные пелециподы: *Martinsonella martinsonia* Hong., *M. curvata* Hong., определенные Г. Г. Мартинсоном, как формы известные из нижнемеловых отложений Ферганы (ойталинская свита мульды Алейну). По мнению Мартинсона, эти пелециподы скорее всего валанжинского века.

Аналогичные отложения вскрыты бурением восточнее, в районе сопок Богонале, а также в районе гор Казыкурт и Каржантау. В этом направлении изменяется литологический состав, появляются разнозернистые полимиктовые песчаники сиреневой и пестрой окраски, а близ хр. Каржантау — прослои полимиктовых конгломератов (с галькой до 3—5 *см* в поперечнике) и песчано-глинистым ожелезненным цементом. Из этих отложений в Причимкентском районе Н. Е. Мельниковой определены раннемеловые остракоды: *Darwinula* ex gr. *barabinskensis* Mand., *Eucythere observata* (Schar.). Мощность рассматриваемых отложений в районе сопок Мансурата и Богонале от 40 до 70, в районе гор Казыкурт она возрастает до 130, а у подножий хр. Каржантау колеблется в пределах 30—60 *м*. В районе с. Фогелевки (Причимкентские Чули) установлено залегание отложений неокома с размывом на

сероцветной песчано-алевролитовой толще верхней юры, а в других местах — на различных палеозойских образованиях или покрывающей их коре выветривания.

Неоком — апт

К неокому — апту отнесены коричневые алевролиты с подчиненными полимиктовыми мелкозернистыми косослоистыми песчаниками и аргиллитами. Их характерной чертой в отличие от неокомских является карбонатность. Мощность у сопок Мансурата — до 230, восточнее, к сопкам Боганале, она сокращается до 150, а в районе гор Казыкурт и Каржантау составляет всего 40—60 *м*. Здесь в разрезе аптских отложений преобладают уже не алевролиты, а разнозернистые полимиктовые песчаники и конгломераты, причем в гальке последних встречаются подстилающие породы неокома, что свидетельствует о значительном размыве в областях поднятий. Однако в погруженных частях Восточно-Кызылкумской впадины размыва не установлено, а отложения неокома и апта пока не разделены и рассматриваются в качестве неоком-аптских.

В настоящее время намечается расчленение неоком-аптских отложений на валанжин, нижний и верхний готерив и баррем-апт, но до получения палеонтологических данных оно не приводится. В неоком-аптское время областью аккумуляции, кроме охарактеризованного выше района, являлась осевая часть Восточно-Кызылкумской впадины, вытянутая от гор Каратау на северо-запад примерно до параллели ст. Яныкурган. Наиболее полный разрез неоком-аптских отложений, вскрыт скв. 15, в горах Каратау. В керне с глубины 1163 *м* видно их налегание с угловым несогласием на зеленовато-серые глины с единичной пыльцой и спорами юрских растений, выше залегают:

1. Пачка темно-серых, серовато-розовых и коричневых разнозернистых песчаников с прослоями алевролитов	26 *м*
2. Пачка красновато-коричневых алевролитов и глин с редкими линзами и тонкими прослоями (10—20 *см*) мелкозернистых полимиктовых песчаников с карбонатным цементом, более светлой окраски; наблюдаются небольшие стяжения и прожилки ангидрита	180 „
3. Пачка переслаивающихся темно-серых и коричневых глин, разнозернистых песчаников и алевролитов с прослоями мергелей	37 „
4. Розовато-серые разнозернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с известковым цементом	14 „
5. Пачка фиолетовых и светло-коричневых алевролитов с прослоями песчаников	30 „
6. Красноцветные, красновато-коричневые кварцево-полевошпатовые разнозернистые песчаники с карбонатным цементом, содержащие прослой разнозернистого коричневато-серого песка	35 „
7. Буровато-красные и светло-коричневые известковистые алевролиты с линзочками доломита	37 „

Относительно возраста охарактеризованных отложений существуют различные точки зрения. Нижняя часть разреза, от забоя до глубины 920 *м*, Н. Н. Костенко рассматривается в качестве верхнеюрской, а В. А. Загоруйко, Б. С. Цирельсон, О. А. Федоренко и другими (1966) она относится к неоком-апту. В пользу юрского возраста свидетельствует нахождение в керне из интервала 922—924 *м* хорошо сохранившейся рыбки Pholidophoridae (*Pholidophorus*?), сходной, по мнению В. С. Бажанова, с рыбами из верхнеюрских отложений хр. Каратау. Из этой же толщи, с глубины 1165—1168 *м* О. Н. Кондрашкиной определены остракоды рода *Theriosynecum* sp., характерного для поздней юры и раннего мела.

Нижнемеловой возраст аргументируется сходством литологического состава и наличием определенных Л. И. Галеевой новых видов остракод: *Cypridea* cf. *aequus* Gal., *C.* cf. *unitumula* Gal., *C.* cf. *alexeitchici* Gal., вертикальное распространение которых в литературе не описано.

Севернее, в пределах Айдарской антиклинальной структуры (скв. 8-Г, 9-Г), неоком-аптские отложения представлены переслаивающимися алевролитами, в меньшей степени глинами и песчаниками красновато-коричневой, реже — сиреневой окраски с округлыми зеленовато-серыми пятнами. Осадки карбонатные, мощностью до 200 *м*. Под ними скв. 8-Г вскрыты палеозойские, а скв. 9-Г — верхнеюрские отложения.

В погруженных частях Восточно-Кызылкумской впадины в аналогичных отложениях неоком-апта появляются незначительные прослои сероцветных глин и алевролитов. Из них на южном крыле Кекпенкалдинской брахиантиклинали (скв. 7-Г) Г. В. Сакулиной и А. Р. Перфильевой выделен спорово-пыльцевой комплекс, состоящий из спор папоротникообразных и пыльцы голосеменных растений. Характерной чертой комплекса является обилие пыльцы Classopollis Pfl., Ginkgoaceae, Cycadaceae. В значительном количестве встречена пыльца *Gnetaceaepollenites clathratus* Stover и *G. diversus* Stover. Реже отмечаются *Podocarpus, Pinus, Cedrus, Podozamites*. Среди спор доминирующее значение занимает род *Lygodium* (*L. subsimplex* (Naum.) Bolch., *L. japoniciforme* E. Iv.), а также Coniopteris и Leiotriletes Naum. Комплекс характерен для нижней части неокомских отложений.

Альб

Отложения альбского века вскрыты всеми глубокими скважинами, пройденными в Восточных Кызылкумах. Залегают они трансгрессивно на отложениях неоком-апта или непосредственно на различных палеозойских образованиях. Во многих разрезах альба выделяются литологически две пачки: нижняя — лагунно-морская и верхняя — континентальная. В районе гор Каратау нижняя пачка (129 *м*) представлена переслаивающимися светло- и темно-серыми песчанистыми известняками, мергелями и глинами серого и зеленовато-серого цвета, содержащими единичные фораминиферы *Haplophragmoides,* а также обильные остракоды: *Cypridea vitimica* Mand., *C. cavernosa* Gal., *C.* cf. *simplex* Gal., *Timiriasevia simacovi* Mand., *T. costata* Gal., *Theriosynecum* ex gr. *porsulcata* (Peck.) и другие (определения Л. Б. Вронской, Л. И. Галеевой, Г. В. Курловой). Верхняя пачка (110 *м*) представлена пестроокрашенными — красными, лиловыми, желтыми, коричневыми и пятнистыми алевролитами, глинами и мелко- и тонкозернистыми песчаниками полимиктового состава. В этой пачке, также как и в нижней, содержится обуглившийся растительный детрит. Из серых глин Ш. И. Побережской был выделен спорово-пыльцевой комплекс. В споровой части комплекса преобладают глейхениевые: *Gleichenia delicata* Bolch., *G. stellata* Bolch., *G. laeta* Bolch.; схизейные — *Lygodium, Anemia, Pelletieria* и единично Schizaea. В большом количестве встречены споры *Coniopteris* и *Leiotriletes* Naum. Среди голосеменных преобладают Cupressaceae — Taxodiaceae, в незначительном количестве отмечены Pinaceae и в единичных зернах — Podocarpaceae. Появляются покрытосеменные Tricolpopollenites Pfl. Двучленные разрезы альба установлены бурением в районе сопок Мансурата, Богонале и в обнажениях в районе гор Казыкурт и Каржантау, где видно несогласное налегание нижней пачки альба на палеозой. По данным многочислен-

ных скважин, в районе Мансураты в строении нижней пачки, залегающей трансгрессивно на коричневых алевролитах апта, участвуют зеленовато-серые с желтоватым оттенком алевролиты с прослоями мелкозернистых песчаников, аргиллиты, переслаивающиеся с зеленоватыми мелкозернистыми глауконитовыми песками и зеленоватыми и розоватыми мелкозернистыми песчаниками.

Для пород характерна карбонатность, что резко отличает их от отложений аптского века.

Верхняя пачка (до 200—250 *м*) представлена ярко-красными, розоватыми мелкозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками с подчиненными им алевролитами и глинами. В районе Мансураты мощность нижней лагунно-морской пачки около 50, восточнее, в районе Боганале, она уменьшается до 10, а еще восточнее, в районе с. Фогелевка (Причимкентские Чули) — всего до 3 *м*, затем она выклинивается. Мощность верхней континентальной пачки к востоку от Мансураты возрастает до 300—350, а в предгорьях Каржантау уменьшается, местами до 125—150 *м*. Из пестроцветных глин этой пачки, распространенной в Причимкентских Чулях, А. А. Бухариной определены остракоды: *Timiriasevia simakovi* Mand., *Ascinocythere* aff. *rotundata* (Vanderpoob), *Uroleberis plicata* Mand. in litt., *Cypridea* sp.

Верхний отдел

Верхнемеловые отложения распространены значительно шире, чем нижнемеловые. От Причимкентских Чулей они протягиваются полосой вдоль юго-западного склона хр. Каратау, скрываясь под более молодыми осадками к северо-западу от окончания хребта. На небольших участках верхнемеловые осадки сохранились и на пенепленизированной, частично абрадированной поверхности гор Каратау, в верховьях рек Боролдай, Арыстанды, Кайнарбулак и др. К юго-западу от хр. Каратау они скрыты под палеогеновыми и более молодыми осадками, но подсечены многочисленными буровыми скважинами как по правобережью р. Сырдарьи, так и западнее, в Кызылкумах. Лишь на отдельных участках (горы Каратау и др.) верхнемеловые породы обнажены на поверхности. Разнообразные органические остатки из керна скважин и литологические различия, позволяют стратиграфически расчленять их на ярусы, иногда даже подъярусы (турон). Отложения, вскрытые скважинами, сопоставляются с обнажающимися в хр. Каратау, хотя близ хребта и наблюдаются некоторые литолого-фациальные изменения, а также уменьшение их мощностей. Описание верхнемеловых отложений погруженной части Восточно-Кызылкумской впадины дано поярусно, а вдоль склона хр. Каратау, на отдельных участках, где наименее отчетливо видно их взаимоотношение, они описаны совместно.

Сеноман

Наиболее древними, широко распространенными и палеонтологически охарактеризованными меловыми отложениями в хр. Каратау являются сеноманские, лежащие трансгрессивно на пенепленизированной поверхности различных палеозойских и юрских образований. Однако под ними в неровностях пенеплена или в древних карстовых воронках встречаются (поселки Атабай и Ачисай, р. Бересек и др.) пестроцветные глины каолинито-слюдистого состава, включающие обломки сильно выветрелых известняков, которые накапливались, по-видимому, в раннемеловую эпоху. Наибольшая мощность этих глин, являющихся продуктом выветривания 15—20 *м*.

Отложения сеноманского века, прерывисто обнажающиеся вдоль юго-западного склона хр. Каратау, представлены, главным образом, красно-бурыми, иногда зелено-бурыми или фиолетово-красными гидрослюдистыми глинами с подчиненными им гравелитами, мелкогалечными конгломератами, разнозернистыми песками и песчаниками. Изредка встречаются прослои и линзы зеленовато-светло-серых карбонатизированных алевролитов и розовато-серых известняков.

На юго-западном склоне хр. Каратау разрез сеноманских и более молодых отложений верхнего мела хорошо виден в долине р. Арыстанды в районе с. Алгабас. На погружающийся (под углом до 13° к юго-западу) пенеплен налегают отложения сеномана, представленные карбонатными сильно песчанистыми глинами, окрашенными в красно-бурые, фиолетово-красные и кирпично-красные цвета. Глинам подчинены гравелиты, грубозернистые песчаники и конгломераты (30—50 *м*) с песчано-карбонатным цементом. Галька последних угловатая, реже хорошо окатанная (5—7 до 10 *см*). Состав их различный, но преобладает галька кремнистых пород и белого кварца. К юго-востоку материал становится более грубообломочным и в районе гор Боролдай красноцветные глины фациально замещаются песчаниками и конгломератами с прослоями известняков (мощность 50—60 *м*).

К северо-западу от р. Арыстанды нижняя красноцветная толща хорошо прослеживается вдоль подножия хребта и в районе с. Атабай имеет мощность около 20 *м*. Здесь Г. В. Сакулиной (1955 г.) была собрана фауна, представленная, по определениям Г. Г. Мартинсона, пресноводными пелециподами и гастроподами сеноманского века: *Protounio* sp., *Protounio cardiiformis* var. *ferganensis* Martins., *P. tachtamyschensis* sp. nov., *Viviparus* cf. *melampoides* Meek., *Bithynia* sp.

У северо-западного окончания хр. Каратау сеноманские отложения не обнажены, но вскрыты скважинами в западинах древнего рельефа в непосредственной близости к хребту. По данным Н. Е. Ережепова (1966 г.), Т. У. Алдабергенова, М. А. Мусатаева и других (1966 г.), они представлены красно-бурыми, сиреневыми и пестроцветными алевритистыми глинами с прослоями серых разнозернистых песков и песчаников. У подножия гор они налегают на различные палеозойские породы и имеют мощность от 12 до 33 *м*. По мере удаления от гор мощность возрастает до 140—150 *м*. В осевой части Восточно-Кызылкумской впадины они лежат на сходных по литологии осадках позднего альба, от которых отличаются наличием более грубообломочного материала, а также повышенной карбонатностью. К юго-западу от гор Каратау они отсутствуют (Аяккудук).

Отложения охарактеризованные выше, В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский (1964) именовали шаштюбинской свитой и относили к неокому. В пользу такого возраста ими приводилось литологическое сходство их с глинами даульской свиты нижнего мела Чушкакульской антиклинали (Западный Казахстан), а также наличие якобы среднеальбского спорово-пыльцевого комплекса в вышележащих осадках, именуемых ими кызылатинской свитой. Последнее, очевидно, является недоразумением. Приведенный этими авторами спорово-пыльцевой комплекс (по Н. А. Болховитиной) резко отличается от альбских комплексов как по составу спор и пыльцы (хвойных и покрытосеменных), так и их соотношениями. Подчеркиваемое авторами отсутствие спор рода *Gleichenia* свидетельствует не об альбском, а о более молодом возрасте, так как палинологические исследования последних лет показали, что альбский век характеризуется еще значительным содержанием спор *Gleichenia*.

Отложения сеноманского века в пределах Восточных Кызылкумов установлены бурением в районе гор Каракгау (скв. 15), урочище Торгкудукнурасы (скв. 1-В), и к северу — в осевой части Восточно-Кызылкумской впадины (скв. 7-Г, 8-Г, 9-Г, 10-П, 1-П, 147), а также в западной части Арысской синеклизы (скв. 5-Г, 4-Г, 2-Г).

Скважиной 15 они вскрыты в интервале 446—568 *м* (нижняя граница здесь, как отмечалось, несколько условна) и представлены толщей переслаивающихся глин, алевролитов, песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов. Глины, слюдистые, карбонатные, вишневокрасные, составляют примерно 20%. Столько же приходится на долю песчаников, аналогично окрашенных, тонко- и среднезернистых полимиктовых. Красноцветная окраска присуща алевролитам, также карбонатным. Гравелиты и конгломераты состоят из хорошо окатанных обломков известняков и кремнистых пород, кроме которых встречаются окатыши алевролитов и глин; размер гальки до 3 *см*. Цемент глинисто-карбонатный, окрашенный гидроокислами железа в ржаво-бурый цвет. Общая мощность 122 *м*. Из керна с интервала 450—560 *м* Р. Ю. Музафаровой определены пресноводные пелециподы: *Trigonioides* cf. *ferganensis* Mart., *T. zuleihae* Muzaph., *T. tachtamyschensis* Mart., *T. Kodairai* Kob. et Suz. var. *longa* Muzaph.

Севернее, в пределах Айдарской антиклинальной структуры, осадки сеномана представлены глинами, алевролитами и песчаниками с прослоями гравелитов. В глинах часто наблюдается кремнистая галька. Окраска пород коричневато-красная, иногда с фиолетовым оттенком, нередко с голубовато-серыми пятнами и полосами. Аналогичный разрез сеноманских осадков наблюдается в пределах урочища Кокпенколды и еще северо-западнее, в районе ст. Чиили, где в разрезе начинают преобладать сероцветные пески и песчаники. Мощность 75—125 *м*.

Возраст определяют характерные для сеномана спорово-пыльцевые комплексы, в которых, по данным Л. Ш. Полумисковой и А. К. Перфильевой, споры папоротникообразных встречаются почти в равных количествах с пыльцой голосеменных растений. Пыльца покрытосеменных (прежде всего Tricolpopollenites Pfl.) играет незначительную роль. Появляются формы с сетчатой структурой экзины — Platanaceae, Menispermaceae. В споровой части комплекса преобладают споры Schizaeaceae *(Pelletieria,* Anemia, *Lygodium)*. Много cf. Polypodiaceae, *Leiotriletes* Naum., *Coniopteris*. Еще очень незначительна роль рода Schizaea — *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover. Спорадически появляются представители раннетуронских комплексов: *Lygodium amudarjicum* Fok., *Helminthostachys halcabadica* Fok., *Selaginella kemensis* Chl. Среди голосеменных отмечены разнообразные сосновые *(Pinus, Cedrus),* Taxodiaceae — Cupressaceae, Classopollis Pfl.

В Причимкентском районе сеноманские отложения представлены красноцветными разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами с глинисто-карбонатным цементом; последние близ хр. Каратау состоят из слабоокатанных крупных галек, известняков и туфогенных песчаников. Подчиненное положение в составе толщи занимают алевролиты и глины. Мощность 70—120 *м*. В Чулях из этих отложений Г. А. Беленьким собраны сеноманские пресноводные пелециподы *Trigonioides* sp. (cf. *ferganensis* Mart.), *T.* aff. *simakovi* Mart.

Турон

В пределах описываемого района отложения туронского века отчетливо разделяются на две части: нижнюю, существенно сероцветную, морскую и верхнюю — красноцветную, континентальную.

Нижнетуронские отложения

Повсеместно представлены морскими или прибрежно-морскими фациями. Они лежат трансгрессивно на отложениях сеномана или непосредственно на различных палеозойских образованиях, что местами наблюдается в северо-западной части хр. Каратау, а также на юго-западе региона, в районе урочища Аяккудук.

Близ с. Алгабас на левобережье р. Арыстанды отчетливо видно, как на погружающуюся к юго-западу красноцветную толщу сеномана с резко выраженным размывом налегают сероцветные осадки нижнего турона. В составе их преобладают отчетливо слоистые мелкогалечные конгломераты, гравелиты и грубозернистые рыхлые песчаники. Общая мощность около 50 *м*. Из этих отложений, впервые описанных в начале тридцатых годов Т. А. Мордвилко, ею же собрана и определена прибрежно-морская фауна: *Ostrea glabra* Meek., *Gryphaea vesiculosa* Sowl., *Mathildia ivanovi* Pčel, *Astarte* sp., *Cucullaea* sp. и другие (горизонт с фауной, Т. А. Мордвилко относила к нижней красноцветной толще).

Северо-западнее, зеленовато-серые алевритистые глины нижнего турона вскрыты многочисленными скважинами, пройденными у подножия хребта в районе р. Ктай.

В районе поселков Котурбулак, Атабай и далее к северо-западу у подножья Каратау хорошо видно, что нижнетуронские прибрежно-морские отложения налегают с резко выраженным размывом на отложения сеномана или на различные палеозойские образования. Они представлены зеленовато-серыми и коричневыми тонкослоистыми песчанистыми глинами с прослоями мелкозернистых слюдистых песчаников. В основании встречаются прослои зеленовато-серых мергелей и мелкогалечных конгломератов. Из этих отложений Т. А. Мордвилко собрала *Ostrea glabra* Meek., *Gryphea vesiculosa* Sow. и др. Из сборов Г. В. Сакулиной, Г. Г. Мартинсон определил: *Goniobasis* cf. *turriformis* Mart., *G. robustus* Mart. и другие формы, характерные, по его мнению, для турона и сеномана. Верхнюю часть разреза здесь слагают тонкозернистые глинистые пески и песчаники. Общая мощность нижнетуронских отложений от 20 до 60 *м*.

Нижнетуронские отложения прослежены скважинами вплоть до северо-западного окончания хребта; их выходы на дневную поверхность отсутствуют. Возраст подтверждается спорово-пыльцевыми комплексами, изучавшимися Л. Ш. Полумисковой, А. К. Перфильевой и Ш. И. Побережской. Осадки нижнего турона выражены сероцветными алевритистыми глинами, монтмориллонитовыми и монтмориллонитово-гидрослюдистыми, с прослоями преимущественно мелкозернистых песков, местами — гравелитов. Близ урочища Ерубай для них характерно обилие углефицированных растительных остатков, а также пирита. Мощность у склона хребта 10—15, но к юго-западу она возрастает до 60—80 *м*.

Южнее долины р. Арыстанды нижнетуронские морские отложения обнажены в Причимкентских Чулях, где представлены зелеными, фиолетовыми, пятнистыми глинами и мелкозернистыми песчаниками, содержащими характерные для раннего турона фораминиферы *Paragaudryina inornata* Suleim. (определения Е. А. Жуковой) и зубы акул — *Scaponorhynchus subulatus* Ag., *S. rhipiphiodae* Ag. (определения Л. С. Гликмана), а также спорово-пыльцевые комплексы. Мощность от 43 до 61 *м*.

Юго-западнее, в районе Джаусугумского поднятия, из пачки зеленоцветных глин, по данным Г. А. Беленького (1961), Р. Ю. Музафаро-

вой определены: *Liostrea delettrei* Coq, *L. oxiana* Rom., *L. thevastensis* Born, *Exogyra* cf. *columba* Lam. Из этого же горизонта глин, вскрытого скважиной у горы Мансурата, Н. Е. Минаковой определены фораминиферы: *Nonionella cretaceae* Cushman, *Valvulineria ailomorphninoides* (Reuss) и др.

В горах Каратау отложения раннего турона вскрыты скв. 15 в интервале 468—568 *м* и представлены пачкой (13 *м*) разнозернистых песчаников переслаивающихся с глинами и алевролитами, песчанистыми глинами (10 *м*) и пачкой (77 *м*) мелкозернистых песчаников. Общая окраска серо-зеленая, прослоями красновато-коричневая, пятнистая. Из глин и песчаников И. В. Долицкой и М. Я. Мартыновой определены фораминиферы: *Gaudryina asiatica* N. Byk., *Trochammina* ex gr. *valvilimminaeformis* Sulelm. и др., а Ш. И. Побережской выделены характерные раннетуронские спорово-пыльцевые комплексы.

На юго-западе Восточных Кызылкумов, в урочище Аяккудук, нижнетуронские отложения вскрыты скв. 3 в интервале 1051—1094 *м*. Здесь они трансгрессивно налегают на глинисто-щебенистую кору выветривания (35 *м*), покоящуюся на нижнекарбоновых черных известняках, вскрытых на глубине 1129 *м*. В основании разреза расположены тонкослоистые голубовато-зеленые глины (14 *м*), выше которых залегают тонко-зернистые кварцево-слюдистые пески, песчаники и алевролиты коричневой окраски. В этих отложениях М. Я. Мартыновой встречены обильные скопления фораминифер *Paragaudryina inornata* Sulelm. и других, а Ш. И. Побережской из них выделены раннетуронские спорово-пыльцевые комплексы.

Морские нижнетуронские отложения вскрыты всеми глубокими скважинами, пройденными в Восточных Кызылкумах и к северу от гор Каратау. Литологический состав сходен с описанным выше. Наибольшие (до 145 *м*) мощности в осевой части впадины (скв. 6, Кокпенколды); на правобережье Сырдарьи они сокращаются до 40—20 *м*. Близ хр. Каратау нижнетуронские отложения местами налегают непосредственно на палеозойские. Из керна многих скважин, пересекших нижнетуронские отложения в различных районах Восточных Кызылкумов, Л. Ш. Полумисковой выделены богатые спорово-пыльцевые комплексы. Они характеризуются преобладанием спор папоротникообразных над пыльцевой голосеменных растений при незначительном участии покрытосеменных. В споровой части комплекса руководящее значение приобретают: *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) C., *Lygodium amudarjicum* Fok., *L. sibiricum* Bolch., *Helminthostachys halcabadica* Fok., *Osmunda granulata* (Mal.) C., *Pteris cretacea* Chl. Большого разнообразия и расцвета достигают и селягинеллевые — *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *S. ferganica* Fok., *S. velata* (Weyl. et Krieg) Krasn. и др. Отмечается максимум спор *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Bolch. Голосеменные представлены в основном пыльцой Pinaceae *(Pinus, Cedrus)* реже Cupressaceae — Taxodiaceae; содержание пыльцы Classopollis колеблется от 1 до 50—60% (скв. 6, уроч. Кокпенколды). Пыльца покрытосеменных растений чаще определяется по морфологической классификации как Tricolpopollenites Pfl., реже Tricolporopollenites Pfl. Часть этой пыльцы принадлежит сем. Menispermaceae, Platanaceae, Fagaceae (Quercus), Hamamelidaceae. Характерно появление *Tricolporites striatellus* N. Mtch. Спорово-пыльцевые комплексы из нижнетуронских отложений Восточных Кызылкумов вполне соответствуют спорово-пыльцевым комплексам из нижнетуронских отложений Восточной Туркмении и Южного Приаралья.

Верхнетуронские отложения

Повсеместно представлены красноцветными или пестроцветными континентальными фациями. В районе с. Алгабас (р. Арыстанды) они без видимого несогласия налегают на сероцветную прибрежно-морскую толщу нижнего турона и в основании представлены мелкогалечными конгломератами и гравелитами. Выше залегают красноцветные рыхлые разнозернистые кварцевые песчаники с подчиненными им мелкозернистыми глинистыми песками, светло-серыми алевролитами и глинами, обычно сильно песчанистыми. Характерна косая слоистость дельтового типа. Общая мощность до 70 *м*.

В районе с. Атабай и северо-западнее до окончания хребта характер верхнетуронских отложений тот же. Около с. Атабая в них встречаются переотложенные неопределимые *Ostrea*.

У северо-западного окончания хр. Каратау верхнетуронские континентальные отложения, хотя и подвергались значительному размыву, имеют все же широкое распространение. Залегают они здесь резко несогласно на различных палеозойских породах, а по мере удаления от хребта — на морских сероцветных осадках нижнего турона. Они представлены красноцветными глинами с неравномерным содержанием разнозернистого песчаного материала; местами глины имеют подчиненное положение и в разрезе преобладают красноцветные разнозернистые пески и песчаники, а также алевролиты. Мощность варьирует от 15 до 75 *м*. Большие мощности характерны для удаленных от хребта участков, где осадки вскрыты бурением.

К юго-востоку от р. Арыстанды верхнетуронские отложения протягиваются вдоль гор Боролдай и принимают участие в строении Причимкентских Чулей. В них выделяются две пачки. Нижняя (275—316 *м*) представлена пестроокрашенными мелкозернистыми песчаниками с прослоями красновато-бурых песчанистых глин, брекчиевидных известняков и гравелитов. В ней встречаются обломки костей динозавров и пелециподы; верхняя пачка (30—60 *м*) — серые, розовые и коричневые кварцевые песчаники, глины и алевролиты с редкими прослоями песчанистых известняков и гравелитов. В верхнетуронских отложениях Причимкентских Чулей, в районе колодцев Сюксюк (в 45 *км* севернее Ташкента), встречен полный скелет утконосого динозавра длиною около 5 *м* (Беленький, Рождественский, 1963).

В горах Каратау верхнетуронские отложения вскрыты скв. 15 на глубине 5 *м* под эоловыми песками. Здесь они представлены толщей (около 330 *м*) песчаников и песков от средне- до тонкозернистых, кварцево-полевошпатовых, с прослоями алевролитов и глин; в верхах толщи имеется пласт гравия с обломками серых известняков и розовых песчаников. Общая окраска буровато-красная, местами с зеленовато-серыми пятнами. Выше отложений, вскрытых скв. 15, в естественных обнажениях гор Каратау выступает монотонная пачка (около 30 *м*) красноцветных песчаников и алевролитов, заканчивающая разрез позднего турона.

Отложения аналогичного характера — красноцветные или пестроцветные полимиктовые пески, песчаники и алевролиты с подчиненными им глинами, распространены на всей территории Восточных Кызылкумов. Их мощность непостоянна, наибольшая 350—380 *м* в районе Причимкентских Чулей и гор. Каратау. На юге мощность сокращается до 60 *м* (урочище Аяккудук); в осевой части Восточно-Кызылкумской синеклизы она составляет 280 *м* (урочище Кокпенколды); к востоку, по мере приближения к хр. Каратау, значительно сокращается за счет размыва, предшествовавшего аккумуляции сенонского века.

Возраст описываемых отложений подтвержден данными спорово-пыльцевого анализа. В выделенных спорово-пыльцевых спектрах (определения Л. Ш. Полумисковой по скв. 147 и Ш. И. Побережской по скв. 24), в отличие от нижнетуронских, сокращается содержание спор и значительно уменьшается их разнообразие. Если в нижнетуронских комплексах: *Lygodium amudarjicum* Fok., *Helminthostachys halcabadica* Fok., *Pteris cretacea* Chl., *Osmunda granulata* (Mal.) Chl., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover споры составляли в отдельности 3—16%, то в верхнетуронских комплексах содержание их не превышает 1—3%. Среди голосеменных возрастает участие *Pinus aralica* Bolch., а пыльца покрытосеменных растений обогащается новыми видами как в группах Tricolpopollenites Pfl., Tricolporopollenites Pfl. Появляется пыльца Triporopollenites Pfl. и увеличивается содержание *Tricolporites striatellus* N. Mtch.

Сенон

В настоящее время достаточного палеонтологического материала для обоснованного поярусного расчленения отложений сенонского надъяруса на всей описываемой территории еще не имеется. В целом они четко выделяются в обнаженной полосе юго-западного склона Каратау, Причимкентских Чулей и других участках, а также и по керну скважин.

В бассейне р. Арыстанды к сенону отнесены сероцветные осадки, лежащие у с. Алгабас на красноцветной толще верхнего турона. Представлены они разнозернистыми кварцево-слюдистыми песками и рыхлыми диагонально слоистыми песчаниками с линзами и прослоями гравия, рассеянной галькой кремнистых пород и кварца, изредка окатышей желтой глины; мощность около 20 *м*.

Северо-западнее р. Арыстанды сенонские отложения у подножия хр. Каратау вскрыты по левобережью р. Ктай. Обнажены светло-серые с розовыми пятнами разнозернистые кварцевые песчаники, гравелиты и конгломераты. В сенонских отложениях виден крупный размыв и вложение аналогичных осадков. Как в размытых отложениях, так и во вложенных заключены окремненные стволы деревьев и разрозненные кости позднемеловых динозавров (рис. 42). Близ горного устья р. Ктай на эти отложения налегают красноцветные глины, возможно, датского века.

Взаимоотношения трех разновозрастных толщ верхнего мела видны в большом карьере в 0,8 *км* к северо-востоку от станции узкоколейной железной дороги Котурбулак. Здесь на сильно размытых верхнетуронских карбонатных кирпично-красных глинах (видимо озерных) лежит сенонская аллювиальная сероцветная толща разнозернистых кварцевых рыхлых диагонально слоистых песчаников с включениями гальки и гравия. Она содержит горизонт из неокатанных глыб кирпично-красных глин верхнего турона, а также кости динозавров. Выше залегает толща, резко отличная по составу и окраске. Представлена она чередующимися листоватыми глинами, алевролитами и тонкозернистыми слюдистыми песчаниками; мощность пластов от 10 до 40 *см*. Окраска каждого слоя различная: красно-бурая, вишневая, лиловая, охристо-желтая, зелено-серая и светло-серая. Общая мощность, видимая в карьере, до 5 *м*. Возможно, этой толщей озерных осадков закончился аккумулятивный цикл сенонского века.

Взаимоотношение отложений сенона (вскрытых карьером) и подстилающих их зеленовато-серых осадков нижнего турона (морских), а также залегающих под ними красноцветных песчанистых глин сено-

мана, хорошо видно на разрезе, составленном в 1955 г., по данным бурения Г. В. Сакулиной (рис. 43). Ею установлено, что мощность сенонских отложений на данном участке колеблется в пределах 50—70 *м*.

Северо-западнее рассмотренного участка, вплоть до окончания хр. Каратау, повсеместно развиты существенно песчаные отложения сенонского века. Здесь пескам подчинены зеленовато-серые, реже пестрые

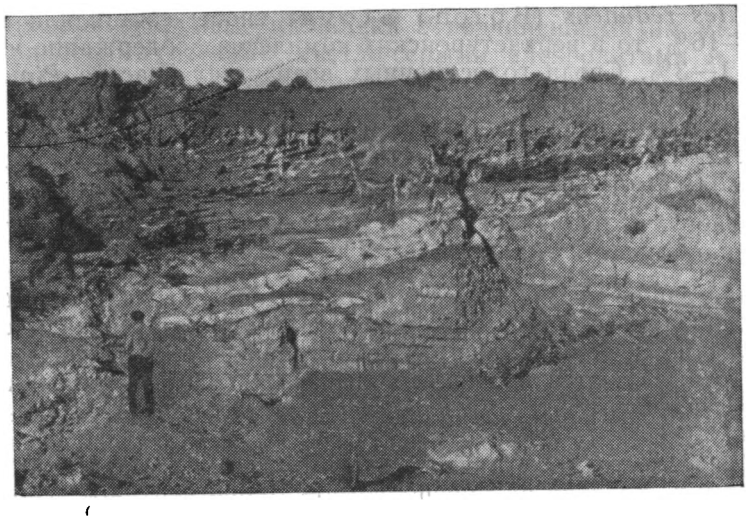


Рис. 42. Несогласие в толще сенонских отложений с остатками костей динозавров. Левобережье р. Ктай. Юго-западный склон хр. Каратау. Фото Н. Н. Костенко

алевритистые и песчанистые глины, а также гравелиты, конгломераты.

В ряде разрезов можно выделить кору выветривания, развитую на красноцветных глинах верхнего турона. Это свидетельствует о значительном перерыве в осадконакоплении между туроном и сеноном.

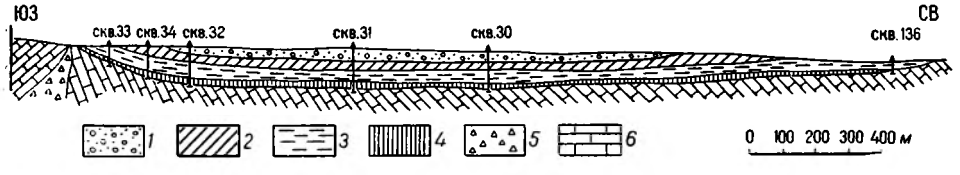


Рис. 43. Геологический разрез участка Котурбулак (по Г. В. Сакулиной, 1955)

1 — сенон (континентальный); *2* — верхний турон (континентальный); *3* — нижний турон (морской); *4* — сеноман (континентальный); *5* — тектоническая брекчия в зоне разлома; *6* — палеозойский фундамент (верхний девон — нижний карбон)

По мере удаления от выходов палеозойских пород мощность сенонских отложений довольно быстро возрастает. По данным бурения, проведенного южнее урочища Мынбулак (Алдабергенов и др., 1966), на кирпично-красных глинах верхнего турона лежат мелкогалечные конгломераты с хорошо окатанной галькой известняков, выше по разрезу сменяющиеся серо-розовыми и желтовато-красными песками, пятнистыми песчаными глинами и пестроцветными глинистыми песчаниками. Общая мощность 56 *м*. Эти отложения северо-западнее содержат сенонские спорово-пыльцевые комплексы (Ережепов, 1967 г.).

Сенонские отложения обнажаются и к юго-востоку от р. Арыстанды. В Причимкентских Чулях они трансгрессивно налегают на туронские,

будучи представлены красновато-бурыми и желтыми известковистыми песчаниками, алевролитами и глинами с прослоями известняков и детритусовых песчаников; мощность 120—170 *м*. Южнее, в Приташкентском районе Чулей, Г. А. Беленький и С. Х. Миркамалова (1965) из сенонских отложений, явно морского происхождения, выделяют коньяк-сантонские и кампан-маастрихтские. К первым они относят глины и известковистые песчаники с *Placenticeras insperatus* Bezobr., *Inoceramus* sp., — ко вторым — известняки, песчаники, алевролиты с *Biradiolites coquandi* Taucas, *Apricardia archiaci* Orb., *Trigonia pseudoindica* Arkh. и др. Мощность сенонских отложений в Приташкентском районе колеблется от 15—20 в предгорьях до 150—200 *м* в наиболее погруженных участках.

На большей части территории Восточных Кызылкумов сенонские отложения перекрыты более молодыми осадками и обнажены лишь в горах Каратау и урочище Торткудукнурасы. Здесь, по исследованиям Б. А. Быкадорова и др. (1962 г.), они налегают с размывом на красноцветную толщу верхнего турона и подразделены на две пачки. Нижняя (130 *м*) состоит из чередующихся песков, глин и алевролитов, окрашенных в зеленые, серые и буровато-розовые цвета; верхняя (до 10 *м*), известная под названием «рудистового горизонта», сложена белыми и желтовато-серыми известковистыми песчаниками, известняками и ракушняками, содержит: *Exogyra decussata* Goldf., *E. owevigi* von Buch., *Trigonia* cf. *pseudoindica* Arkh., *Biradiolites fissicostatus* Toucas, *Modiola ligeriensis* Orb., а также фауну, характерную, по заключению Р. Ю. Музафаровой, для кампан-маастрихтского времени. Из этих же отложений, слагающих вершину горы Карамола, К. А. Ляджиной определены: *Radiolites germari* Gein., *Sphaerulites subdilatata* Geinitz., *S. fedtschenkoi* Rom., *Carpina* cf. *adversa* d'Orb.

Западнее, в пределах Джетымтау, в аналогичных отложениях встречены устрицы *Liostrea lehmanii* Rom., являющиеся, по мнению Е. Г. Винокуровой, руководящими для позднего сенона, а в подстилающих сероцветных песках и глинах содержатся многочисленные фораминиферы, характерные для раннего сенона.

Сенонские отложения вскрыты глубокими скважинами на всей территории Восточных Кызылкумов и представлены чередующимися глинами, алевролитами, мелко- и среднезернистыми песчаниками, известняками; местами имеются прослои доломитов. Мощность колеблется в пределах 100—170 *м*. По мере приближения к хр. Каратау появляются грубозернистые песчаники и гравелиты, при этом морские фации сменяются прибрежно-морскими, аллювиально-дельтовыми и аллювиальными.

Многочисленные палинологические анализы из керна скважин, произведенные Л. Ш. Полумисковой и А. Р. Перфильевой, позволили выделить два спорово-пыльцевых комплекса: ранний — характерный для сантон-кампана и поздний — маастрихтский. Спорово-пыльцевой комплекс сантон-кампанского времени характеризуется почти равным содержанием спор папоротникообразных, пыльцы голосеменных и покрытосеменных растений, иногда последние преобладают. В споровой части комплекса преобладают схизейные папоротники, преимущественно Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl. Содержание других характерных представителей туронских комплексов резко снижено. Здесь единичны: *Lycopodium, Lygodium* cf. *japonicum* Sw., *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *Selaginella ferganica* Fok,. *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *S. exuperans* Chl., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Cingulatisporites euskirchensoides* Delc. et Sprum. Среди голосеменных отмечены разнообразные Pinaceae (*Pinus aralica* Bolch., *P. vulgaris*

(Naum.) Bolch., *Cedrus pachyderma* Zauer.), Taxodiaceae — Cupressaceae, Classopollis Pfl. Единичны — Podocarpaceae. Очень широко представлены покрытосеменные, причем увеличено содержание форм с сетчатой структурой экзины: Hamamelidaceae, Caprifoliaceae (Viburnum), *Liliacidites variegatus* Couper, *L. creticus* N. Mtch., а также *Gothanipollis* Krutz., *Betpakdalina* Zakl., *Altingia,* Rhamnaceae, Myrtaceae, *Tricolporopollenites radiatostriatus* (N. Mtch.) Bratz., *T. mutabilis* (N. Mtch.) Bratz.; появляются Trudopollis Pfl., Triporopollenites Pfl. (несколько видов), *Carya, Platycarya, Myrica,* пыльца похожая на *Rhus* и *Fagus.*

Выделенный комплекс близок к спорово-пыльцевым комплексам коньяк-сантонских отложений Центральных Кызылкумов и сантон-кампанских отложений Восточной Туркмении. В отличие от них видовой состав пыльцы покрытосеменных значительно богаче и разнообразнее. Отмечается и масса неопределенных форм.

Характерной чертой маастрихтского спорово-пыльцевого комплекса является большое видовое разнообразие пыльцы покрытосеменных растений. Наряду с пыльцой Tricolporopollenites и Tricolpopollenites Pfl. (часто с сетчатой структурой экзины), увеличивается содержание *Gothanipollis* Krutz., *Tricolporopollenites radiatostriatus* (N. Mtch.) Bratz. (несколько видов), *T. mutabilis* (N. Mtch.) Bratz., *Betpakdalina* (несколько видов), *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Triorites harrisii* Couper, *Vacuopollis* Pfl., *Proteacidites* sp., *Aquilapollenites granulatus* N. Mtch., *Disyllabipollis labeosus* Chl., *Myrica* sp., *Engelhardtia.* В споровой части комплекса по-прежнему господствующее положение занимают споры Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl., единичны *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *S. ferganica* Fok., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, часто встречаются *Cingulatisporites euskirchensoides* Delc. et Sprum. Среди голосеменных увеличивается количество пыльцы сем. Pinaceae (в том числе и *Pinus aralica* Bolch.), в меньших количествах пыльца — Cupressaceae — Taxodiaceae и Classopollis Pfl.

Даний

Отложения датского века в пределах рассматриваемой территории не имеют достаточного палеонтологического обоснования; заключенные в них спорово-пыльцевые спектры, по мнению С. М. Бляховой, характеризуют флору, резко отличную от маастрихтской, отвечающую эопалеогеновому этапу развития.

В Причимкентских Чулях в залегающих согласно на сенонских отложениях красно-бурых песчанистых глинах (12—40 *м*) с прослоями гипса, относимых к датскому ярусу, Е. А. Никитиным встречена (в 20 *км* к юго-западу от г. Чимкента) скорлупа яиц динозавра (Бажанов, 1961). Возможно датскими являются и распространенные южнее пестроцветные гипсоносные глины и мергели с прослоями песчаников (16—20 *м*), относимые к так называемому «верхнедарбазинскому горизонту».

На юго-западном склоне хр. Каратау местами встречаются красно-бурые и пестро-красные гипсоносные песчанистые глины, перекрывающие более древние меловые отложения, а в верховьях р. Арыстанды — и юрские. В этих глинах в изобилии содержатся остракоды одного вида — *Bronsteiniana galba* Mand., характерные для датского века и палеоцена. Здесь же собраны гастроподы, определенные А. В. Лосевой как *Pseudomesalia* sp. (род широкого вертикального распространения).

Красноцветные гипсоносные глины, залегающие на сенонских отложениях, имеют некоторое распространение в районе с. Атабай, Котур-

булак и у северо-западного окончания хр. Каратау, где к данию относят карбонатные глины (до 7 *м*), ярко-красные внизу и зеленые вверху, а также светло-серые доломиты, ангидриты и зеленые мергели (до 12—15 *м*).

В пределах Восточных Кызылкумов всеми глубокими скважинами выше сенонских отложений и под отложениями с палеоценовой «бухарской» фауной встречены песчанистые глины, гипсы, доломиты и ангидриты мощностью от 10 до 50 *м*. К ним приурочены спорово-пыльцевые спектры, в которых, по данным С. М. Бляховой, пыльца голосеменных и покрытосеменных растений имеет приблизительно равное участие. Споры единичны. Среди голосеменных растений преобладают ксерофитные представители, продуцирующие пыльцу, объединенную в группу Classopollis P f l. (до 80%). В меньшем количестве встречается пыльца различных видов *Pinus,* Podocarpaceae, *Cedrus,* Cupressaceae — Taxodiaceae, *Phyllocladus* cf. *palaeogenicus* C o o k. et P i k e, *Ephedra* и др. Пыльца покрытосеменных наиболее разнообразна. В ней преобладает комплекс родов и видов морфологических групп, характерных для датских и палеоценовых флор Евразии: *Triatriopollenites roboratus* P f l., *T. confusus* Z a k l., *Nudopollis* P f l., *Trudopollis* P f l., *Oculopollis* P f l., *Extratriporopollenites* P f l., *Sporopollis* P f l., а также различные виды *Myrica, Comptonia,* Oenotheraceae, Caprifoliaceae, *Ulmoideipites* A n d., *Platycarya, Carpinus* и др. Пыльца маастрихтских форм единична.

ВОСТОЧНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Рассматриваемая часть Приаралья включает территорию, лежащую к востоку от меридиана 60° в. д. и ограниченную на севере параллелью 48° с. ш., а также — южную часть Тургайской депрессии, примыкающую на востоке к предгорьям хр. Улутау и низовьям р. Чу. Южнее русла Жанадарьи проходит граница с Восточными Кызылкумами. В пределах этой территории меловые отложения обнажены лишь в районе Джусалинского поднятия, расположенного, в основном, по правобережью р. Сырдарьи между г. Кызыл-Орда и ст. Ново-Казалинск, в предгорьях Улутау, а также в районе горы Тасаран в Северо-Восточном Приаралье. Однако буровыми скважинами они встречены повсеместно. Наиболее слабо изучены отложения нижнего мела. В расчленении этих отложений имеются большие расхождения.

Значительно лучше изучены верхнемеловые отложения, подразделения которых в большинстве случаев обоснованы палеонтологически.

Неоком

Бурением установлено, что в пределах Северного и Восточного Приаралья отложения, относимые к неокому, залегают с ясно выраженным размывом и угловым несогласием на значительно дислоцированных породах нижнего карбона, а также складчатого мезозоя — триаса и юры. Преимущественно пестроцветные и красноцветные отложения, условно относимые к неокому, представлены глинами с прослоями алевролитов, реже — песчаников и песков. Они могут быть сопоставлены с даульской свитой (готерив — баррем) Чушкакульской антиклинали (Вахрамеев, 1952). В пределах региона неоком вскрыт только четырьмя скважинами: скв. 1-Г (г. Аральск), скв. 20 (юго-восточное побережье Аральского моря), скв. 1-Г (бугор Аккыр) и скв. 1 (ст. Тюратам). Наибольшая мощность отложений неокома 120 *м*.

Апт

На пестроцветных отложениях неокома с размывом лежит пачка песчанистых сероцветных отложений аптского века. Она, также как и отложения неокома, вскрыта единичными скважинами, в пределах погруженных частей Восточного и Северо-Восточного Приаралья (скв. 1-Г — г. Аральск, скв. 13-П и 20-П — Юго-Восточное Приаралье, скв. 1-Г, 48, 50, 56 — профиль Аккыр-Букантау). В разрезе отложений преобладают серые и зеленовато-серые кварцево-полевошпатовые, слюдистые мелко- и среднезернистые пески с прослоями гравия, гравелитов и зеленовато-серых глин. В песках наблюдается примесь глауконита. В отдельных разрезах встречаются прослои алевролитов и песчаников серых цветов. В основании пачки, как правило, залегают конгломераты с галькой кварца, кремния, известняков и глинистым цементом. Для пачки характерна сильная насыщенность углефицированным детритом. Мощность отложений достигает 160 *м* (скв. 20-П). Из керна скв. 48 Р. М. Ибрагимова определила типично аптскую форму — *Haplophragmoides* aff. *embensis* Nik., а из отложений, вскрытых скважинами 13-П и 20-П, Г. В. Сакулина и А. Р. Перфильева выделили спорово-пыльцевой комплекс, состоящий из спор папоротникообразных (42—50%) и пыльцы голосеменных растений (52—55%). Для комплекса характерно широкое развитие спор семейства Schizaeaceae 19—25% (*Anemia macrorhyza* Bolch., *A. exilioides* (Mal.) Bolch., *Pelletieria minutaestriata* Bolch., *P. tersa* (K.-M.) Bolch., *Lygodium subsimplex* Bolch., *L.* cf. *japonicum* Sw.) и Gleicheniaceae 7—16% (*Gleichenia angulata* Naum., *G. stellata* Bolch., *G. triplex* Bolch., *G. delicata* Bolch., *G. carinata* Bolch.). Высоко содержание спор *Coniopteris* и *Leiotriletes* (17—18%). Среди голосеменных растений почти полностью исчезает пыльца *Ginkgoales, Cycadales,* Classopollis Pfl., распространенная в неокоме; господствующее положение занимает семейство Pinaceae *(Pinus, Picea, Cedrus).* Аналогичные комплексы выделены в аптских отложениях южной части Казахского Прииртышья; близки они также эталонным комплексам апта Центрального Копетдага и Центральных Каракумов.

Нижний—средний альб

На песчаные отложения аптского яруса без видимого несогласия налегают существенно глинистые осадки нижнего — среднего альба. В наиболее приподнятых частях региона они ложатся непосредственно на дислоцированные отложения палеозоя или триаса. Глины, преобладающие в разрезе нижнего — среднего альба, серого, зелено-серого и зеленой окраски, микрослоисты, опесчанены по слоистости, часто тонко переслаиваются с серыми мелкозернистыми песками и алевритами. В них нередко обилен углефицированный растительный детрит; характерно присутствие аутигенного пирита.

В разрезах Джусалинского поднятия и Северо-Восточного Приаралья в глинах появляется значительное количество прослоев серых, мелко- и среднезернистых кварцево-полевошпатовых песков, песчаников и алевролитов. Присутствие в разрезах прослоев глинистых гравелитов с галькой серых и зеленых глин свидетельствуют о наличии внутриформационных перерывов. Мощность отложений достигает 160 *м* в скв. 1-г, к северу от ст. Джусалы, но является неполной.

Возраст устанавливается находками микрофауны и комплексами спор и пыльцы. В керне скважины 1-г (Аральск) Р. М. Ибрагимова определила фораминиферы: *Proteonina scherborona* Cushm., *Gaudryina*

aff. *frilifarinis* Berth., *Gaudryina* sp., *Haplophragmoides* sp., *Reophax* sp., характерных для альбского времени.

Из образцов керна этих отложений скважин 20-П, 13-П, 51 (профиль Аккыр — Букантау) и 1-Г (к северу от ст. Джусалы) Л. Ш. Полумисковой, Р. А. Перфильевой и Г. В. Сакулиной были выделены спорово-пыльцевые комплексы, в которых споры папоротникообразных и пыльца голосеменных присутствуют в почти равных количествах. Среди спор господствуют схизейные (15—27%) — *Anemia, Pelletieria, Lygodium.*, значительно участие спор Gleicheniaceae, Coniopteris. Однако количество последних и видовое разнообразие, по сравнению с аптскими комплексами, резко сокращается. Голосеменные представлены пыльцой Taxodiaceae — Cupressaceae (20—35%), в меньшей мере Pinaceae; покрытосеменные Tricolpopollenites, реже Tricolporopollenites. Комплексы характерны для нижне-среднеальбских отложений.

Верхний альб—сеноман

Отложения верхнего альба — сеномана вскрыты повсеместно глубокими скважинами, а в районе Джусалинского поднятия — выходят на поверхность; ими начинается разрез мела в Южном Тургае. Они представлены пачкой пестроцветных глин и глинистых алевролитов с прослоями тонкозернистых песков и песчаников. Глины преимущественно красно-бурые, с фиолетовым и сиреневым оттенком, с прожилками и пятнами ярко-зеленого цвета, плотные, каменистые, бесструктурные, гидрослюдистого состава. Характерно наличие прослоев темно-серых и черных глин. Пески, песчаники и алевролиты, в основном кварцевые, серые. В основании часто присутствует прослой кварцево-кремнистых галечников. Мощность отложений колеблется в широких пределах, достигая 220—270 *м* (скв. 102 — северное побережье Аральского моря, скв. 1-г — Аккыр, скв. 20-П).

Возраст отложений установлен на основании изучения спорово-пыльцевых комплексов, выделенных из керна четырех скважин, пройденных на северном погружении Джусалинского поднятия, двух скважин, пройденных на профиле Аккыр — Букантау, скважины, пройденной на южном берегу оз. Камышлыбаш и др. Комплексы состоят из спор папоротникообразных (40—70%), пыльцы голосеменных (20—50%) и покрытосеменных (3—10%). В споровой части комплекса доминирует Schizaeaceae 10—27% (*Anemia, Pelletieria, Lygodium*). Характерно снижение роли сем. Gleicheniaceae (2—4%), *Coniopteris, Leiotriletes* Naum. (5—10%) и появление спор *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *St. exuperans* Chl., *Pteris cretacea* Chl. Среди покрытосеменных отмечается участие пыльцы с сетчатым строением экзины. Голосеменные представлены пыльцой семейств Pinaceae (5—20%), Taxodiaceae — Cupressaceae (24%) и Classopollis Pfl. (4—20%). Подобные комплексы выделены Н. А. Болховитиной из верхнеальб-сеноманских отложений Юго-Западного Устюрта. В низовьях р. Сырдарьи, на левом ее берегу, в скв. 225 в описываемых отложениях встречены *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods и *Nucula* cf. *albensis* d'Orb., верхнеальбского возраста (по определению М. И. Соколова).

В западной части рассматриваемого региона, в пределах акватории Аральского моря, бурением установлено налегание сеноманских, видимо, морских зеленоцветных отложений, непосредственно на отложения нижнего альба. Из сеноманских отложений, представленных зелеными и серыми глинами с растительным детритом и подчиненными им алевролитами и мелкозернистыми песками общей мощностью 290 *м*,

Л. Ш. Полумисковой и Е. В. Нестеровой изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором наблюдается преобладание спор папоротникообразных (62—68%) над пыльцой голосеменных растений (35—37%) при очень незначительном участии покрытосеменных (1—3%). В споровом спектре комплекса доминирует семейство Schizaeaceae, представленное разнообразными видами *Pelletieria, Anemia,* в меньшей мере *Lygodium,* в единичных случаях — *Klukisporites* sp. Большую роль играют споры, похожие на *Polypodium obscurum* Bolch., а также *Hymenozonotriletes bracteatus* Bolkh., *Leiotriletes* Naum., *Lophotriletes* Naum. Характерны Gleicheniaceae, *Osmunda, Hymenophyllum, Cyathea, Hemitelia, Ophioglossum, Selaginella granata* Bolkh., но содержание их незначительно. Появляются *Schizaea dorogensis* (R. Pot.) Chl., *Selaginella kemensis* Chl., *S. utriculosa* Krasn., *Taurocusporites reduncus* (Bolkh.) Stover. Среди голосеменных разнообразно представлено сем. Pinaceae *(Pinus, Cedrus* — несколько видов), а также Cupressaceae — Taxodiaceae. В небольшом количестве отмечены Classopollis Pfl. Покрытосеменные представлены пыльцой Tricolpopollenites Pfl.

Турон

Отложения турона в Восточном Приаралье распространены повсеместно, выходя в областях поднятий на поверхность. В зонах устойчивого прогибания они подразделены на три литологически различные пачки, нижняя из которых относится к раннему турону, а две верхних — к позднему. Верхняя пачка в областях поднятий в значительной мере, а местами полностью уничтожена последующим размывом. Нижняя пачка сложена зелеными и серыми некарбонатными глинами и алевролитами, тонкослоистыми, с прослоями серых песков и песчаников. В основании отдельных разрезов наблюдаются конгломераты, состоящие из гальки серо-желтых кварцевых алевролитов, скрепленной глинистым цементом. Пески мелко- и среднезернистые, с зеленоватым оттенком за счет примеси глауконита. В районе Джусалинского поднятия и Южного Тургая в разрезах наблюдается тонкое ритмичное переслаивание темно-серых глин и светло-серых тонкозернистых песков. Для толщи характерно обилие углефицированных растительных остатков, наличие аутигенного пирита, сидерита, глауконита и преимущественно монтмориллонит-гидрослюдистый состав глин. Мощность нижней пачки колеблется от 45 до 190 *м*. Возраст ее устанавливается на основании флоры и богатых спорово-пыльцевых комплексов, как нижнетуронский.

В основании разреза отдельного останца, находящегося в районе горы Шахшах (в 80 *км* севернее ст. Джусалы), собрана обильная листовая флора. По определению П. В. Шилина, она сходна с туронской флорой захоронения Кызылжар в хр. Каратау и представлена: *Asplenium dicksonianum* Heer, *Glyptostrobus groenlandicus* Heer, *Protophyllocladus polymorphus* (Lesq.) Berry, *Magnolia alternata* Heer, *Laurus plutonia* Heer, *Laurophyllum* sp., *Sassafras polevoii* (Kr.) Jarm., *Cocculus extinctus* Velen., *Platanus cuneifolia* (Bronn.) Vachr., *P. cuneiformis* Krass., *P. latior* Knowlton emend Vachr.

Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные из керна многочисленных скважин Восточного и Северо-Восточного Приаралья, характеризуются преобладанием спор (50—75%), среди которых почти полностью исчезли *Gleichenia, Coniopteris, Leiotriletes.* Возрастает роль Schizaea *dorogensis* (R. Pot) Chl. (10—20%), *Helminthostachys halcabadica* Fok. (5—7%), *Lygodium amudarjicum* Fok. (5—14%), *Pteris cretacea* Chl. (4—6%), *Osmunda granulata* (Mal.) Chl. (3—6%). Видовой состав семейства Selaginellaceae (7—20%) достигает большого разнооб-

разия. Много спор *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover (10%), *Stenozonotriletes radiatus* Chl. Голосеменные представлены, в основном, пыльцой Pinaceae (7—20%); единична *Pinus aralica* Bolch., незначительно содержание Cupressaceae — Taxodiaceae (2—5%). Пыльца покрытосеменных относится к Tricolpopollenites Pfl. и Tricolporopollenites Pfl. Часть ее принадлежит семействам Platanaceae, Menispermaceae, Fagaceae, Hamamelidaceae; характерно появление пыльцы *Tricolporites striatellus* N. Mtch. Комплекс типичен для отложений нижнетуронского возраста.

Средняя пачка сложена континентальными красноцветными отложениями, согласно залегающими на нижней. Она состоит преимущественно из глин и песчаников, реже песков, окрашенных в красный, сиреневый, ярко-зеленый и серый цвет. Песчаники с железистым цементом. Мощность пачки варьирует от 30 до 130 *м*. В верхней части пачки в единичных скважинах профиля Аккыр — Букантау, удалось выделить спорово-пыльцевые комплексы, близкие верхнетуронским комплексам, описанным Н. А. Болховитиной, И. З. Котовой в Примугоджарье. Споры папоротникообразных и пыльца голосеменнных находятся почти в равных количествах. Пыльца покрытосеменных более разнообразна и составляет 10—18%. Среди спор господствуют Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl. (20%), снижается роль селягинеллевых (до 6%), мало *Helminthostachys halcabadica* Fok. (1—2%), *Pteris cretacea* Chl. (2%), *Lygodium amudarjicum* Fok. (1%), *Taurocusporites reduncus* Bolch. (4—5%), *Stenozonotriletes radiatus* Chl. (3—8%). Среди голосеменных преобладают Cupressaceae — Taxodiaceae (25%) и Pinaceae (15%), в том числе *Pinus aralica* Bolch. (до 5%). Пыльца Classopollis Pfl. отмечается спорадически. Покрытосеменные представлены разнообразной пыльцой Tricolpopollenites Pfl., Tricolporopollenites Pfl. Появляется *Liliacidites creticus* N. Mtch., увеличивается количество и разнообразие *Tricolporites striatellus* N. Mtch.

Верхняя пачка турона вскрыта бурением в Приаральском прогибе вдоль северного и восточного берегов Аральского моря и в Южном Тургае. Она сложена сероцветной толщей переслаивающихся глин, песков, алевролитов, песчаников и алевритов прибрежно-морского генезиса. Глины некарбонатные, алевритистые или песчанистые, слюдистые, микрослоистые, часто содержат гальку и катуны темных и серо-желтых алевролитов, пиритизированные песчаные конкреции, растительные остатки и раковины моллюсков. Пески кварцево-полевошпатовые, мелко- и среднезернистые, с большой примесью алевритовых частиц. Цемент песчаников, как правило, доломитовый, алеврито-кальцитовый. Характерна примесь зерен фосфорита, глауконита и чешуй мусковита. Переход от средней пачки турона к верхней постепенный, количество красноцветных пород уменьшается вплоть до полного исчезновения. Максимальная вскрытая мощность пачки 40 *м* (северное побережье Аральского моря). Возраст отложений установлен по остаткам фауны и спорово-пыльцевым комплексам. Из керна скважин, пройденных на восточном побережье Аральского моря, М. И. Соколовым определены *Placenticeras* aff. *kharasmense* Lah., *Inoceramus* ex gr. *labiatus* Schloth., *I.* cf. *amudariensis* Arkh. и плохо определимые *Nucula* sp., *Nuculina* sp., *Natica* sp., характеризующие верхнетуронский возраст этой пачки.

Сенон

Фациально изменчивые отложения сенона развиты повсеместно и выходят на поверхность в крыльях сводовых поднятий. На коротком расстоянии от побережья Аральского моря к Южному Тургаю морские

фации сменяются прибрежно-морскими и затем — континентальными. В пределах зоны устойчивого прогибания, тяготеющей к Аральскому морю и его прибрежной полосе шириной 50—70 *км*, в разрезе сенона четко выделяются отложения нижнего сенона (коньяк-сантон) и верхнего сенона (кампана и маастрихта).

Отложения нижнего сенона (коньяк-сантона) налегают на отложения турона с глубоким размывом, отразившимся в появлении базальных конгломератов, состоящих из катунов глин и песчаников турона, скрепленных глинистым цементом. Об интенсивности размыва свидетельствует отсутствие в большинстве разрезов отложений верхней пачки турона и резкое сокращение мощностей средней пачки (северное погружение Джусалинского поднятия, Южный Тургай). Литологически они представлены толщей светло-серых и белых мелкозернистых и среднезернистых кварцево-слюдистых песков, тонкослоистых, с прослоями серых глин и алевролитов. В разрезе часто встречаются красные и желтые прослои песков и песчаников, окрашенные за счет вторичного ожелезнения. Максимальная мощность 120 *м*. Возраст этих отложений установлен на основании фауны и микрофауны как коньяк-сантонский. Наряду с остатками иноцерамов, характерных для раннего коньяка (*Inoceramus schlochbachi* Boehm.), на западном и юго-западном погружении Джусалинского поднятия найдены толстостенные раковины *Sainschandia* sp. и фауна зоны Belemnitella mucronata, характеризующая поздний сантон. Бедные комплексы микрофауны из этих отложений соответствуют зоне Gaudryina filiformis коньяка Западно-Сибирской низменности.

Отложения верхнего сенона четко подразделяются на литологически различные кампанские и маастрихтские. Взаимоотношения их и нижележащих отложений стратиграфически несогласные, о чем свидетельствует наличие горизонтов размыва, сложенных фосфоритовыми гравелитами.

Отложения кампана представлены в нижней части темно-серыми (до черных) бескарбонатными песчанистыми глинами с чешуей и зубами рыб, в верхней — голубовато-серыми глинами с ходами илоедов, пиритом и обугленными пиритизированными остатками растений. Мощность отложений колеблется от 17 до 30 *м*. Из керна скважин, пробуренных вдоль северного и восточного побережья Аральского моря, Г. Г. Кургалимовой определены обильные комплексы фораминифер, соответствующие зоне Anomalina teylorensis, определяющих возраст этих отложений как кампан. В керне скв. 253, 254 (низовья р. Сырдарьи) М. И. Соколовым из этих отложений определены типично кампанские: *Pecten* cf. *undulatus* Nils., *P.* cf. *cretosus* Defr., *Ostrea vesicularis* Lam., *Neithea* cf. *simbirskensis* d'Orb., *Terebratulina gracilis* Schloth.

Отложения маастрихта (25—30 *м*) сложены монотонной толщей светло-серых, белых, голубых мергелей со следами илоедов, часто песчанистых, с фосфоритовой галькой и катунами глин в основании. Г. Г. Кургалимовой из ряда скважин выделены обильные комплексы микрофауны, соответствующие зонам Bolivina incrassata var. crassa и Bolivina incrassa incrassata. М. И. Соколовым из керна скважины, пройденной на восточном побережье Аральского моря (скв. 141), определены: *Terebratella nataliae* Chimen., *T. gracilis* Schloth., *Cyclothyris limbatus* Schloth., *Magas pumilia* Sow., *Neithea simbirskensis* d'Orb., *Pecten* cf. *cretosus* Defr., *Belemnella* cf. *lancelata* Sinz., характерные для маастрихта.

В разрезах северного и восточного погружения Джусалинского поднятия и Южного Тургая в отложениях сенона выделены нижняя —

коньяк-сантон-кампанская и верхняя — маастрихтская пачки. Нижняя пачка сложена толщей сероцветных песков, песчаников, прослоев алевролитов и «ленточных» глин. Для приподнятых участков характерно появление прослоев пород пестрой окраски. Мощность достигает 135 *м*. Возраст ее устанавливается как сантон-кампанский на основании флоры, изученной П. В. Шилиным, и спорово-пыльцевых комплексов, описанных Л. Ш. Полумисковой. Для них характерно небольшое преобладание спор папоротникообразных или пыльцы голосеменных растений над пыльцой покрытосеменных растений (20—30%). Среди папоротников по сравнению с верхнетуронскими комплексами возрастает роль Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl. (до 25—30%), резко снижается количество спор *Pteris cretacea* Chl., *Osmunda granulata* (Mal.) Chl., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Chl. В единичных случаях отмечены *Lygodium amudarjicum* Fok., *Helminthostachys halcabadica* Fok. Уменьшается содержание и разнообразие селягинеллевых. Среди голосеменных значительно участие разных видов *Pinus* из семейства Pinaceae, а также Classopollis (4—6%) и пыльцы Cupressaceae — Taxodiaceae (до 5%). Пыльца покрытосеменных разнообразна. Наряду с многочисленной пыльцой Tricolporopollenites Pfl. и Tricolpopollenites Pfl. появляется много сетчатых форм из семейств Hamamelidaceae, Platanaceae cf. Oleaceae, а также *Liliacidites* Couper, *Betpakdalina* Zakl., *Tricolporopollenites radiatostriatus* (N. Mtch.) Bratz., *T. mutabilis* (N. Mtch.) Bratz., *Loranthacites* N. Mtch., *Gothanipollis* Krutz.

В районе горы Шахшах (в 80 *км* севернее ст. Джусалы) и Талдысая (в 20 *км* севернее оз. Арыс) П. В. Шилиным собран и описан богатый комплекс своеобразной узколистно-мелколистной флоры: *Agathis borealis* Heer, *Trochodendroides arcticus* (Heer) Krysh., *Araskumia kazachtanica* Shilin., *Myrica zenkeri* (Ett.) Heer, *M. senrata* Velen,. *Dicotiplophyllum saliciforme* Nemejc., *Cronophyllum cretaceum* Velen. Одновременно с остатками флоры в Талдысае найдена *Sainschandia* cf. *aralica* Mart., типичная для сенона.

В основании сенонского разреза района горы Шахшах неоднократно производились поиски фауны. По данным А. К. Рождественского (Рождественский, Хозацкий, 1967), здесь в коренном залегании найден череп утконосого динозавра подсемейства плоскоголовых гадрозавров (Hadrosaurinae). Он близок, с одной стороны, к роду *Bactrosaurus,* известному из низов верхнего мела Гоби (свита ирэндабасу), а с другой стороны, — к северо-американским родам *Kritosaurus, Lophorhothon* из свит белли-ривер и сельма, принадлежащим позднему сантону — кампану. Из захоронения Шахшах определены также остатки мелких хищных динозавров из Ornithomimidae и *Carnosauria*, а также крупного динозавра, близкого к *Alectrosaurus*. Здесь же найдены остатки довольно крупных пресноводных черепах, преимущественно Trionychidae, а также — Dermatemydidae, крокодилов семейства Crocodylidae и различных рыб.

Отложения маастрихта представлены серыми тонкослоистыми глинами, алевролитами, белыми кварцево-слюдистыми песками с редкими прослоями известняков-устричников. Возраст их устанавливается по комплексам фауны, микрофауны, спор и пыльцы. В пределах северных и восточных погружений Джусалинского поднятия и в Южном Тургае из этих отложений определены: *Discoscaphites constrictus* Sow., *Belemnitella arkhangelskii* Naid., типичные для маастрихта. Из керна многочисленных скважин Г. Г. Кургалимовой выделен комплекс фораминифер, содержащий типичные для маастрихта виды: *Spiroplectammina suturalis* Kol., *Cibicides aktulagagensis* Vass., *Bolivinoides delicatulus*

Cushm., *Gyroidina turgaica* (Nage). Спорово-пыльцевые комплексы, выделенные Л. Ш. Полумисковой из этой пачки, характеризуются почти равным содержанием спор папоротникообразных, пыльцы покрытосеменных и голосеменных. В споровой части комплекса доминирует Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl. Голосеменные, представленные Pinaceae, Cupressaceae — Taxodiaceae составляют 10—20%. Пыльца Classopollis достигает 10, а иногда и 25—30%. Пыльца покрытосеменных очень разнообразна: наряду с формами, встреченными в нижнесенонских отложениях, отмечаются: *Triatriopollenites plicatus* (R. Pot.) T. et Pfl., *Triporopollenites plicoides* (R. Pot.) Zakl., *Plicapollis serta* Pfl., *Triorites* Couper., *Triporopollenites robustus* Pfl., *Proteacidites* Cook. et Pike, *Ulmoideipites* Krempi. Этот комплекс хорошо параллелизуется с одновозрастными палинологическими комплексами Тургая и Западного Приаралья.

Даний

Датские отложения до последнего времени на рассматриваемой территории Приаралья и Южного Тургая достоверно не установлены, хотя имеются указания некоторых исследователей на находки *Nautilus danicus* Schloth., которые можно рассматривать как доказательство присутствия датских отложений. По-видимому, они имели довольно широкое распространение, но в начале палеоцена были значительно размыты, в пользу чего может свидетельствовать, например: нахождение в базальных конгломератах среднего эоцена горы Тасаран: *Echinocorys sulcatus* Goldr., *E. pyrenaicus* Sennus., *Isophenster gindrei* Sennus.

БЕТПАК-ДАЛА, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА, ХРЕБТЫ КАРАТАУ, КИРГИЗСКИЙ, КЕНДЫКТАС И ЧУ-БАЛХАШСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Турон

В пределах данного региона наиболее древними меловыми отложениями, не считая коры выветривания, являются туронские. Они распространены в его западной части. Отложения туронского века залегают на пенепленизированной поверхности различных палеозойских образований; местами между ними в понижениях рельефа сохранилась кора выветривания небольшой мощности.

Туронские отложения представлены в основном сероцветной толщей песков с прослоями галечников, конгломератов, гравийников, алевролитов и глин. Для глин и алевролитов характерны зеленые и красные тона окраски, а для отдельных прослоев песчаников и конгломератов — бурые и охристо-бурые. Около сопок Тантай, Казангап, примыкающих к хр. Каратау, разрез несколько изменяется в сторону увеличения размера обломочного материала. В нижнем течении р. Сарысу (солончак Тамгалы) преобладают пестрые глины с прослоями серых песков, алевритов и алевролитов. Изменение окраски пород на пеструю (красную, бурую, оранжевую) наблюдается у северного окончания хр. Каратау (урочище Кызылжар). Глины имеют монтморилонитовый состав с примесью каолинита; реже отмечаются бейделлитовые глины. Тяжелая фракция песков и песчаников в районе, примыкающем к хр. Каратау, характеризуется цирконо-пирито-сидеритовой ассоциацией минералов, а на севере территории — ильменито-цоизито-лейкоксеновой.

Естественные обнажения туронских отложений с листовой флорой имеются в северной части северо-восточного склона хр. Каратау в урочище Кызылжар. Здесь хорошо обнажена толща диагонально-слоистых разнозернистых гравийных песчаников, переходящих по простиранию в гравийно-мелкогалечные конгломераты, сложенные хорошо окатанными гравием и галькой (2—5—7 *см*) из кремнистых пород. Внутри этой толщи заключена линза, к которой приурочены остатки флоры, собранные Е. П. Коровиным и впервые описанные А. В. Ярмоленко (1935). Он отнес ее к сеноман-туронской, допуская даже нижнепалеогеновый возраст. Сеноман-туронский возраст ее подтвердил и А. В. Вахрамеев (1952). Платановые изучал А. В. Михайлов (1952) под руководством В. С. Корниловой; они пришли к выводу, что данная флора типична для турона. Наиболее новые данные получены С. К. Самсоновым (1964), отметившим, что общий список флоры, собранной им и А. В. Ярмоленко, насчитывает 76 видов. В составе флоры, которую он считает туронской, явно преобладают покрытосеменные растения, подчиненную роль играют голосеменные, а представители высших споровых растений встречаются одиночными экземплярами. С. К. Самсонов отметил, что флора Кызылжара сохраняет признаки растительного сообщества мезофильного типа. В этой флоре господствуют платановые, представленные 10 видами, составляющими до 60% собранного материала. Наряду с ними отмечены растения, обладавшие жесткими, кожистыми листьями — *Laurus plutonia* Heer, *Laurophyllum* cf. *insigne* Daws. и другие, что, по его мнению, связано с увеличивающейся аридизацией климата в верхнемеловое время. Кроме растительных остатков, здесь же собраны одиночные отпечатки рыбьей чешуи и крыльев насекомых.

Следует отметить, что туронские отложения на отдельных участках рассматриваемой территории имеют некоторые различия в литологическом составе, но в них не наблюдается какой-либо закономерности в изменении литологии и окраски по разрезу, то есть во времени. Однако, многочисленные палинологические анализы кернового материала (глинистых прослоек) позволили Л. Ш. Полумисковой получить два разновозрастных спорово-пыльцевых комплекса.

Раннетуронский получен из отложений, развитых в северо-западной части хр. Каратау и у оз. Каракоин, и позднетуронский из отложений, распространенных также в северо-западной части хр. Каратау и низовьях р. Чу.

В раннетуронском комплексе преобладают споры папоротникообразных (60—80%) над пыльцой голосеменных (7—20%) и покрытосеменных растений. Среди спор присутствуют Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl., *Lygodium amudarjicum* Fok., *L. sibiricum* Bolcn., *Helminthostachys halcabadica* Fok., *Pteris cretacea* Chl., *Osmunda granulata* (Mal.) Chl. Большого разнообразия достигают селягинелловые: *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *S. ferganica* Fok., *S. utriculosa* Krasn. и др., а также *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *T. segmentatus* Stover, *Stenozonotriletes radiatus* Chl., *S. exuperans* Chl., *Cingulatisporites euskirchensoides* Delc. et Sprum. Голосеменные представлены разнообразными видами родов *Pinus* и *Cedrus*, в незначительной степени — Cypressaceae — Taxodiaceae, Classopollis Pfl.; покрытосеменные — Tricolpopollenites Pfl. (это — Menispermaceae, Platanaceae, Hamamelidaceae, Fagaceae, Quercus и др.), реже Tricolporopollenites Pfl. Характерно появление *Tricolporites striatellus* N. Mtch. С позднетуронского времени, по палинологическим данным, начинается снижение роли папоротникообразных и возрастание покрытосеменных растений, которые в палеогене уже приобретают

господство. В споровом спектре позднетуронских комплексов отмечаются те же представители папоротникообразных, что и в раннем туроне, но количество и разнообразие их заметно снижаются. Исключение составляют лишь споры Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl., значение которых повышается вверх по разрезу от нижнего турона к маастрихту. В настоящее время многие палинологи (*Stever* и др.) относят эти формы не к папоротникам, а к гнетовым (голосеменным). Среди голосеменных распространены разнообразные сосновые (несколько видов *Pinus* и *Cedrus*). Небольшое значение имеют Cupressaceae — Taxodiaceae и в единичных случаях отмечены Classopollis Pfl. Шире и разнообразнее представлены покрытосеменные. Наряду с формами, встреченными в нижнетуронских осадках, важную роль начинают играть *Tricolporites striatellus* N. Mtch., а также Tricolporopollenites Pfl.

Можно полагать, что нижняя часть туронских отложений формировалась в условиях прибрежных аллювиальных равнин, которые в западной части региона временами заливались морем. Верхнетуронские осадки характеризуются аллювиально-озерными и аллювиальными фациями.

Мощность туронских отложений в западной части территории колеблется в пределах 80—162 *м*; к востоку и северо-востоку она уменьшается, и в районе сопки Тантай — не превышает первых метров.

Сенон

Отложения сенонского надъяруса распространены несколько далее к востоку, нежели туронские. По правобережью р. Чу они лежат на различных палеозойских образованиях, имея мощность менее 10 *м*, естественные обнажения их распространены на восток вплоть до урочища Тассуекоба. Местами их подстилает сформировавшаяся на палеозойских породах пестроцветная песчано-глинистая кора выветривания (до 20—25 *м*). Сенонские отложения представлены загипсованными кварцевыми песками, гравийными песками, гравийниками и галечниками, нередко сцементированными до конгломератов. Галька хорошо окатана (2—3 изредка до 10—12 *см*). В гальках преобладают кремнистые породы и кварц, встречаются кварцевые порфиры, порфириты, песчаники и граниты. В этих отложениях Д. И. Яковлев (1941) впервые собрал окатанные обломки костей динозавров. Позже такие же обломки костей и окремненной древесины неоднократно собирали и другие исследователи. Поскольку кости верхнемеловых динозавров раздроблены и окатаны, они несомненно не лежат непосредственно на месте гибели животных, но нельзя утверждать, как это делает И. А. Ефремов (1944), что кости переотложены обязательно в эоценовую эпоху. Перенос костей и окатывание могли происходить также и в сеноне, тем более, что крупные размывы в середине этого века отчетливо установлены на юго-западных склонах Большого Каратау. Вполне возможен перемыв сенонских отложений урочища Тассуекоба в прибрежной зоне эоценового моря.

Сенонские отложения, распространенные на правобережье р. Чу западнее урочища Тассуекоба, К. В. Никифорова (1960) считает прибрежно-морскими, на основании того, что в этих отложениях (в 5 *км* севернее солончака Буралкенынтуз) В. И. Елисеев нашел зубы акул. В. И. Елисеев (1961), говоря о находках зубов акул в галечных песках урочища Бозады и других районах Причуйских степей, относит эти отложения к прибрежно-морским. Он отмечает, что зубы принадлежат акулам, по заключению Л. С. Гликмана, существовавшим в сантонское время. Последний утверждает, что следов окатывания зубов не наблюдается и вторичное захоронение их исключено.

В нашем представлении накопление рассматриваемых осадков происходило в условиях аллювиальных прибрежных равнин, временами заливавшихся на отдельных участках морем. Однако нахождение зубов акул может быть также объяснено и заплывом акул в дельты рек, впадавших в море. В Приаралье, как известно, морские трансгрессии имели место в коньяк-сантоне, кампане и маастрихте, что подтверждено многочисленными геолого-палеонтологическими данными.

Южнее охарактеризованного участка правобережья р. Чу происходит быстрое погружение пенепленизированной поверхности палеозоя, и в урочище Моюнкум сенонские отложения, по данным Н. Е. Ережепова (1964 г.), залегают под морским палеогеном и более молодыми осадками на глубинах 210—240 *м*. Здесь они представлены гравийно-галечниками с прослоями песков и глин. Наибольшая мощность 81,5 *м*. В урочище Моюнкум (междуречье Талас-Чу) сенонские отложения несогласно налегают на различные породы верхней перми и перекрыты с размывом осадками нижнего эоцена. Западнее они располагаются без видимого несогласия на породах туронского яруса и также трансгрессивно перекрыты различными осадками палеогенового моря.

У северо-восточного окончания хр. Каратау от размыва сохранились только нижнесенонские отложения. Здесь в их составе преобладают пестрые косослоистые мелкозернистые песчаники, белые и розовые пески с редкими прослоями пестрых песчанистых глин. Севернее, в низовьях р. Чу и по левобережью р. Сарысу, господствуют светло-серые пески с редкими прослоями темно-серых, реже — пестрых глин с углефицированным растительным детритом, а также серых песчаников и бурых гравелитов: глины монтмориллонитового состава с примесью гидрослюд, пески в нижней части разреза полимиктовые (кварц, полевые шпаты, кремнистые породы, эффузивы), а в верхней — олигомиктовые (кварц — 70—80%). В районе, примыкающем к хр. Каратау, тяжелая фракция песчаных отложений характеризуется турмалино-цирконовой ассоциацией минералов, а на остальной территории — цирконо-турмалино-ильменито-пиритовой. Верхняя граница сенонских отложений весьма отчетлива вблизи хр. Каратау, где прослежена по кровле пестрых песчаников и глин. Севернее она отбивается по кровле серых глин и алевролитов с обуглившимся растительным детритом или зеленых песчаников с глинистыми окатышами. Нижняя граница проводится условно по появлению в разрезе грубобломочных пород; в низовьях р. Сарысу — по кровле пестроцветных глин; на востоке, в урочище Моюнкум, она четко определяется несогласным налеганием на различные палеозойские образования. Мощность в районах, прилежащих к хр. Каратау 80—120, а севернее, в низовьях р. Сарысу, она достигает 170 *м*.

Из литологически нерасчленимого полного разреза сенонских отложений Л. Ш. Полумискова выделила три разновозрастных спорово-пыльцевых комплекса. Нижний комплекс характеризует коньяк-сантонское, скорее сантонское время осадконакопления; средний типичен для отложений кампанского яруса; верхний — для маастрихта, по-видимому, его нижней половины. Анализируя состав комплексов, она отмечает, что в сенонское время значение папоротникообразных сильно снизилось, а покрытосеменных растений увеличилось. Последние, бурно развиваясь, постепенно обогатились новыми видами, большая часть которых дала начало палеогеновой флоре.

От нижнего комплекса к верхнему наблюдается обеднение состава спор. Все характерные нижнетуронские формы исчезают, возрастает лишь роль схизейского папоротника Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl. (до 30%). Если принять во внимание новейшие данные, по которым предполагается, что это не споры папоротника, а пыльца голосе-

менного растения, то споровая часть оказывается очень бедной и количественно, и качественно: несколько зерен селягинеллевых: *Selaginella kemensis* Chl. et Krasn., *S. ferganica* Fok.; спорадически: *Pteris cretacea* Chl., *Osmunda granulata* (Mal.) Chl., *Taurocusporites reduncus* (Bolch.) Stover, *Lygodium* cf. *japonicum* Sw., *Lycopodium, Stenozonotriletes radiatus* Chl. (до 7%), *Cingulatisporites euskirchensoides* Delc. et Sprum. Среди голосеменных повышается значение *Pinus aralica* Bolch. (до 15%), Taxodiaceae — Cupressaceae (до 15%), Classopollis Pfl. (до 16%).

Пыльцевой спектр покрытосеменных растений снизу вверх по разрезу сенонских отложений расширяется и обогащается новыми видами. В нижнем комплексе, в основном, встречены *Tricolporopollenites* и *Tricolpopollenites* (часто с сетчатой структурой экзины). Это — Platanaceae, Hamamelidaceae, *Viburnum, Liliacidites creticus* N. Mtch., *L. variegatus* Couper, *Gothanipollis* Krutz., *Altingia, Salix,* появляется *Betpakdalina* Zakl. В среднем комплексе, наряду с рядом форм, встреченных ниже, отмечены: *Betpakdalina triangulata* Zakl. et Perfil., *B. tetrabarbata* Zakl. et Ponom., *B. minuta* Pomon. et Perfil., *B. produberantis* Zakl. et Ponom., *Tricolporopollenites radiatostriatus* (N. Mtch.) Bratz., *T. mutabilis* (N. Mtch.) Bratz., *Polyporites clarus* N. Mtch., пыльца типа *Rhus, Fagus, Myrtaceae, Rutaceae.* В верхнем комплексе появляются: *Proteacidites* sp., *Beaupreaidites elegansiformis* Cook., *Myricites myricoides* (Kremp) Pfl., *Triatriopollenites confusus* Zakl., *Triorites harrisii* Couper, *Triporopollenijtes plicoides* Zakl., *T. robustus* Pfl., *Momipites coryloides* Wodehouse, *Ulmoideipites krempi* Anders., *Anacolosidites* Cook. et Pike, *Loranthacites pilatus* N. Mtch., *Normapolles* Pfl., *Symplocacites* aff. *sibiricus* N. Mtch,. *Araliaceae,* Sapotaceae, *Carya, Platycarya, Alnus.*

Отмеченные общие закономерности изменения состава пыльцы покрытосеменных имеют стратиграфическое значение в связи со сравнительно коротким циклом развития пыльцы того или иного вида и даже рода.

В сенонских спорово-пыльцевых комплексах Чуйской впадины, также как и в комплексах, выделенных из одновозрастных осадков близлежащих регионов, наряду с общими закономерностями, имеются и специфические черты, обусловленные формированием флоры описываемого региона за счет азиатских элементов *(Loranthacites pilatus, Tricolporopollenites radiatostriatus, T. mutabilis, Compactipollis)* и местных эндемов (большое разнообразие *Betpakdalina* Zakl. и др.). Первые признаки влияния Европейского континента выразились в присутствии небольших количеств представителей стеммы Normapolles Pfl. (Trudopollis Pfl., Oculopollis Pfl.), а также *Proteacidites* Cook et Couper, *Aquilapollenites* Rouse et N. Mtch.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

На огромной территории, расположенной к востоку от Чу-Балхашского водораздела и Кендыктасских гор, небольшими разрозненными участками встречаются песчано-галечные накопления, содержащие обломки костей динозавров и окремненных стволов деревьев. Первые исследователи Н. Г. Кассин, А. Н. Кириков, Д. И. Яковлев и другие считали эти отложения меловыми или верхнемеловыми, хотя и подмечали разрозненность и окатанность костей и другие следы перемыва. И. Е. Ефремов (1944), сделав обзор захоронений фауны динозавров в Средней Азии и Казахстане, пришел к выводу о ее вторичном залегании во всех известных местонахождениях, обусловленном крупным размывом и пере-

отложением верхнемеловых осадков, происходившем в эоцене. В настоящее время установлено, что костеносные отложения перемыты не повсеместно и что скорее всего это произошло в сенонском веке. Наиболее убедительные доказательства последнего имеются на западе Южного Казахстана, где местами на костеносных отложениях лежат морские осадки раннего палеогена.

В описываемом регионе самым западным участком нахождения верхнемеловых, предположительно сенонских, отложений является пологий северо-западный склон платообразной возвышенности Карой, связывающей Чу-Илийские горы и юго-западные отроги Джунгарского Алатау. Здесь верхний мел представлен толщей конгломератов, переслаивающихся с разнозернистыми песками и гравелитами, среди которых встречаются линзы и прослои красноцветных глин; общая мощность до 18—20 *м*. На юге этого участка, в логу Тассай, в конгломератах с прочным железисто-песчаным цементом, присутствуют валуны до 0,7—0,9 *м* в поперечнике. В обломках преобладают кварц и кремнистые породы, присутствуют кислые и средние вулканиты и окремненные осадочные породы; окатанность хорошая. По всему разрезу встречаются обломки костей динозавров и стволов окремненных деревьев.

В урочище Карой костеносные отложения со стволами окремнелых деревьев впервые были обнаружены и описаны в 1927 г. Д. И. Яковлевым, который считал наиболее полными разрезы по логу Сарыкудук. Здесь в основании разрезов лежат белые конгломераты с прослоями песка. Более высокое положение занимают железистые песчаники и пески среди которых располагаются прослои конгломератов с хорошо окатанной галькой кварца, кремнистых пород и эффузивов. К этой верхней части разреза приурочены находки костей и окремнелых стволов деревьев. Мощность около 14 *м*.

Южнее верхнемеловые отложения в ряде пунктов прорезаны долиной р. Курты. Состав их сходен с описанным; это — конгломераты и пески.

Восточнее урочища Карой небольшой участок, сложенный верхнемеловыми отложениями, имеется на правобережье р. Или, где разрез их хорошо виден на склонах сухого лога Шокпактыозек (левый приток Кербулака) и изучен по скважине, пройденной в тальвеге лога. Она вскрыла сильно выветрелые эффузивы, на которых лежит желтовато-красная кора выветривания, а на ней толща (30 *м*) серых и желтовато-серых песков с галькой и гравием, включающая несколько прослоев гравийно-галечных конгломератов.

Выше расположена толща светло-серых и охристо-желтых разнозернистых диагонально-слоистых рыхлых песчаников и песков, обнажающаяся на склонах лога. Подчиненное положение занимают прослои и линзы красноцветных глин, гравелитов и мелкогалечных конгломератов с песчаным, часто лимонитизированным цементом; общая мощность 20—22 *м*. По всей толще, в том числе и среди мелкозернистых песков, встречаются кости динозавров и огромные стволы окремненных деревьев, размер которых иногда достигает 1,2—1,5 *м* в диаметре. Здесь же был обнаружен позвонок довольно крупного (морского?) пресмыкающегося (Бажанов, Костенко, 1958). Верхнюю часть разреза слагают желтые мелкозернистые пески, значительно переработанные ветром.

Верхнемеловые отложения прерывисто распространены южнее подножья гор Малайсары. В 3 *км* восточнее ст. Жоломан в основании толщи залегают красно-бурые с белыми пятнами глины (видимо, кора выветривания). Выше лежат охристо-желтые и белые кварцевые разнозернистые пески и песчаники с диагональной слоистостью, линзами гравия и редко рассеянной галькой кремнистых пород и кварца; общая мощность

25 *м*. Кости динозавров и обломки окремненных деревьев рассеяны по всей толще.

Восточнее, в районе бывшей почтовой станции Карачеку (северное подножье гор Шолак — хр. Алтынэмель), верхнемеловые отложения несогласно налегают на пермскую осадочно-туфогенную толщу. Представлены они конгломератами, переслаивающимися с гравелитами и разнозернистыми полимиктовыми и кварцевыми песчаниками. Конгломераты состоят из хорошо окатанной гальки кварца и кремнистых пород, отдельные горизонты — сильно ожелезнены; общая мощность 12,4 *м*. Повсеместно встречаются окремненные деревья и кости динозавров. Среди последних А. Н. Рябинин установил представителей Trachodontidae и Ceratopsidae, а В. С. Бажановым определен динозавр — *Tiranosaurus*, близкий к *T. baator* M a l. из верхнего мела Монголии. Среди окремненных деревьев присутствуют голосеменные, близкие к типу *Podocarpoxylon* (определение В. С. Корниловой). Несмотря на тщательно проведенное опробование, находки спор и пыльцы очень редки. Л. Н. Ржанникова, изучавшая их, отмечает наличие пыльцы, сходной с таковой из меловых отложений Западного Казахстана. Ее возраст она предположительно считает доверхнемеловым.

Подобные костеносные отложения встречаются и восточнее, у гор Калканы, на правом берегу р. Или. А. П. Гартман-Вейнбергом и И. А. Ефремовым (1944) установлено, что здесь имеется много костей хищных Carnosauria, вероятно, представителей семейства Deinodontidae, а также Ornithomimidae и других динозавров, живших как в поздней, так и в ранней меловой эпохах; преобладают обломки костей динозавров Trachodontidae. Смешанная фауна свидетельствует о том, что на данном участке костные остатки подвергались перемыву, который, также как и в других районах Южного Казахстана, вероятно, происходил в сенонский век.

Необходимо подчеркнуть, что признаки перемыва имеются далеко не на всех участках распространения костеносных отложений. Например, в районе лога Кербулак и его притока Шокпактыозек, крупные тяжелые кости динозавров и огромные обломки окремненных стволов деревьев захоронены среди существенно песчаных накоплений. Водный поток не мог переносить одновременно мелкий песок и крупные тяжелые кости динозавров. Более вероятно, что в районе юго-западных отрогов Джунгарского Алатау в позднемеловую эпоху существовали реки и озера, на берегах которых росли леса, обитали динозавры и другие пресмыкающиеся, остатки которых оказались захороненными в аллювиальных и аллювиально-озерных осадках. Наибольшая мощность верхнемеловых отложений в рассматриваемом регионе установлена в 65—70 *м*.

В горах Улькенкалкан на палеозой налегают верхнемеловые кварцевые пески с прослоями сероцветных глин и алевролитов с отпечатками листьев *Trochodendron arctica* (H e e r) B e r r y, *Protophyllum*, *Platanus*, *Quercus* и плоды *Nordenskioldia borealis* H e e r. Эта флора по заключению Н. М. Макулбекова близка маастрихт-датским флорам Цагаяна, Приморья, Камчатки и Зайсанской впадины.

Из этих же отложений З. К. Пономаренко изучен спорово-пыльцевой спектр, в котором среди покрытосеменных отмечена пыльца *Triporopollenites plicoides* Z a k l., *Liliacidites creticus* N. M t c h., *Inaperturopollenites* sp., aff. *I. emmaensis* (M u r r. et P f l.) T h. et P f l., *I. grandis* W e y l. et K r i e g., *Disulcites* E r d t., *Cercidiphyllum* aff. *brevicolpatus* N. M t c h., *Gothanipollis archaeplicoides* Z a k l. (в сумме 8%) и единичные зерна aff. *Aquilapollenites funkhouseri* S r i v a s., *Anacolosidites supplingensis* (P f l.) K r u t z. Состав ее позволяет говорить о сенонском возрасте отложений.

Меловые отложения имеются также в восточной части Илийской впадины, погружавшейся в течение длительного времени. Здесь бурением вскрыты пески, песчаники, конгломераты и глины, залегающие несогласно на юрских и триасовых отложениях. К сожалению, никаких органических остатков в них не обнаружено, поэтому о меловом возрасте приходится говорить лишь предположительно, так как органических остатков не встречено и в покрывающих их более молодых отложениях.

Скважиной, пройденной на меридиане пос. Кольджат у р. Или, установлено, что отложения, относимые к меловым, налегают на среднеюрские (возраст установлен по палинологическим данным) на глубине 1490 *м*. Мощность принимается в 350—380 *м*. По мере приближения к хр. Кетмень она сокращается и примерно в 15 *км* севернее хребта определяется в 140—160 *м*; непосредственно у подножья местами встречаются обнажения осадков, относимых к верхнемеловым. В устьевой части долины р. Будутысай они представлены светло-серыми среднезернистыми косослоистыми полевошпато-кварцевыми песчаниками с конгломератами в основании (мощность 3 *м*), лежащими несогласно на отложениях верхнего триаса. Общая мощность 50—60 *м*. Западнее, в долине р. Кичикголсай имеются аналогичные песчаники, в которых присутствуют угловатые обломки эффузивных пород до 4—5 *см* в поперечнике. Песчаники сильно размыты и имеют мощность до 5 *м*. В 5 *км* севернее пос. Актам под красноцветами миоцена и покрывающими их более молодыми отложениями, на глубине 206 *м* скважиной вскрыты мелко- и среднезернистые полевошпатово-кварцевые пески. В верхней части пески имеют желтую окраску, ниже они становятся белыми и содержат стяжения и тонкие (3—5 *см*) прослои мергелей. На глубине 221 *м* встречен прослой желтых песчанистых алевритов (0,5 *м*), а под ним обнаружены белые кварцевые пески с мусковитом. Общая мощность 57 *м*. Западнее отложения, которые можно рассматривать в качестве меловых, уже не встречаются.

Не исключена возможность нахождения меловых осадков также в наиболее погруженной части Алакольской впадины, расположенной близ Алакольско-Джунгарского разлома.

ОБЩАЯ СВОДКА

В раннемеловую эпоху на большей части территории Южного Казахстана господствовали денудационные процессы. Область аккумуляции ограничивалась сравнительно небольшой площадью, располагавшейся к западу от хр. Каржантау до Каратау; отсюда она вытягивалась к северо-западу, занимая осевую часть Восточно-Кызылкумской синеклизы и Восточное Приаралье. Отложения неокомского века, генетически являющиеся, главным образом, озерными, аллювиальными и пролювиальными, налегают резко несогласно на различные палеозойские или верхнеюрские образования. В районе горы Мансурата они представлены пестроокрашенными аргиллитами с прослоями алевролитов, линзами аллитов и бокситов, мощностью 40—70 *м*. На восток, по мере приближения к горам Казыкурт и Каржантау, литологический состав изменяется — появляются полимиктовые разнозернистые песчаники, причем на отдельных участках мощность возрастает до 130 *м*. В Приаралье к неокому условно относят пестроцветные и красноцветные глины с прослоями алевролитов, реже — песчаников и песков; наибольшая мощность до 120 *м*.

Тектонические дислокации и размыв отделяют отложения аптского века, что устанавливается по данным бурения в Приаралье и в При-

чимкентских Чулях, где аптские отложения несогласно налегают как на различные палеозойские, так и неокомские, причем последние встречаются в гальке базальных конгломератов. В отложениях аптского века близ гор Каржантау и Казыкурт преобладают разнозернистые песчаники и конгломераты, по мере же удаления к западу они сменяются мелкозернистыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами. При этом мощность возрастает от 40 до 230 *м* (сопки Мансурата). Окраска отложений коричневая, характерна карбонатность, что их отличает от неокомских. В Приаралье в разрезах апта преобладают сероцветные кварцево-полевошпатные пески с гравийными и глинистыми прослоями, в основании обычны конгломераты; мощность апта до 160 *м*. В осевой части Восточно-Кызылкумской впадины размыва и перерыва между отложениями неокома и апта не установлено, они пока не разделены и описываются совместно. Суммарная мощность их здесь до 200 *м*.

Более широко распространены, но также только на западе описываемой территории, отложения альбского века, трансгрессивно лежащие на отложениях апта, неокома или непосредственно на различных палеозойских образованиях. Отложения раннего альба генетически являются морскими или лагунно-морскими. Они представлены сероцветными глинами, мелкозернистыми песками и песчаниками, местами с примесью глауконита, алевролитами, а в районе Каратау — и песчанистыми известняками, а также — мергелями. Мощность этих отложений достигает 130—160 *м*, но к береговой линии быстро сокращается; например, в районе с. Фогелевки (Причимкентские Чули) она около 3 *м*.

Верхнеальбские отложения — континентальные, представлены пестроокрашенными алевролитами, глинами и мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. Мощность 110—150, в отдельных случаях (восточнее горы Мансурата) она возрастает до 300—350 *м*. В Приаралье континентальные отложения верхнего альба еще не во всех разрезах отделены от сеноманских. Представлены они пестроцветными глинами и глинистыми алевролитами с прослоями тонкозернистых песков и песчаников. Эти отложения в Южном Тургае начинают разрез мела. Мощность колеблется в широких пределах, наибольшая 220—270 *м*. На площади, занятой акваторией Аральского моря в последнее время выделяются морские или прибрежно-морские серо-зеленые глины, алевриты, мелкозернистые пески сеномана мощностью до 290—300 *м*, залегающие на отложениях нижнего альба.

В Восточных Кызылкумах сеноманские отложения — озерные, аллювиальные и пролювиальные, большей частью красноцветные или пестроцветные, представлены глинами, разнозернистыми песками и песчаниками, гравелитами и конгломератами. В осевой части Восточно-Кызылкумской впадины они налегают на сходные по литологическому составу и окраске осадки позднего альба, от которых отличаются наличием более грубообломочного материала и повышенной карбонатностью; их мощность здесь до 140—150 *м*. В южной части хр. Каратау, сеноманские отложения имеют мощность 20—30 *м* и налегают на различные палеозойские породы.

Туронский век ознаменовался следующей трансгрессией моря, распространившейся на всю территорию Восточных Кызылкумов; море покрывало территорию Чулей, южную часть хр. Каратау, и пониженные участки Приаралья. Нижнетуронские отложения, представленные морскими или прибрежно-морскими фациями, трансгрессивно налегают большей частью на отложения сеномана, но местами в хр. Каратау, а также в урочище Аяккудук — непосредственно на различные палеозойские образования. В прибрежных частях они представлены мелкогалечными конгломератами, гравелитами, грубозернистыми рыхлыми пес

чаниками и содержат раковины толстостенных моллюсков. В удалении от береговой линии отлагались тонкослоистые песчанистые глины, алевролиты, тонкозернистые слюдистые песчаники, с зернами глауконита, прослоями мергелей и углефицированных растительных остатков; окраска сероцветная; мощность 20—60; в Приаралье — местами до 190 *м*.

Отложения позднетуронского века повсеместно представлены красноцветными или пестроцветными континентальными фациями: карбонатно-песчанистыми глинами, алевролитами, разнозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками, гравелитами и конгломератами. Мощность этих отложений подвержена большим колебаниям; наибольшая установлена в районе Причимкентских Чулей и гор Каратау, где достигает 350—380, северо-западнее, в урочище Кокпенколды — 280, на юго-западе, в урочище Аяккудук 60 *м*; примерно такая же мощность на юго-западном склоне хр. Каратау и в Приаралье, где участками она все же возрастает до 170 *м*. В позднетуронских континентальных отложениях в Чулях и районе горы Шахшах встречаются кости динозавров и обломки стволов окремненных деревьев.

В Чуйском районе туронские отложения, большей частью сероцветные, представлены песками с прослоями галечников, конгломератов, гравийников, алевролитов и глин. В нижнем течении р. Сарысу в разрезе турона преобладают пестроокрашенные глины. Красно-бурая окраска наблюдается в отложениях, развитых в районе хр. Каратау. Накопление туронских осадков происходило на пенепленизированной поверхности различных палеозойских пород в условиях формировавшейся в начале века прибрежно-аллювиальной, а затем — существенно аллювиальной равнины.

Частые колебания земной коры, имевшие место в сенонский век, обусловили наступание и отступание моря, покрывавшего погружающиеся участки прибрежных равнин, а также — блуждание потоков, размыв и переотложение осадков на участках, не заливавшихся морем. Таким образом, сенонские отложения, наиболее широко распространенные из числа меловых, генетически являются морскими, прибрежно-морскими, дельтово-аллювиальными и аллювиальными. Аллювиальные и прибрежно-аллювиальные фации представлены светло-окрашенными разнозернистыми кварцевыми песчаниками, гравелитами и конгломератами, в составе которых обычно преобладает хорошо окатанная галька кварца и различных кремнистых пород. Мощность большей частью 50—70, но местами, например в районе гор Каратау и Причимкентских Чулей, она возрастает до 130—170 *м*.

Морские отложения, также сероцветные, сложены мелкозернистыми песками, глинами, алевролитами, мергелями, известняками и ракушняками. Мощность их обычно 50—70, но в Приаралье она увеличивается до 130—150 *м*. В этом районе наблюдаются перерывы в осадконакоплении и размывы между ранним сеноном и поздним туроном, между отложениями коньяк-сантона и кампана, между кампаном и маастрихтом.

Прибрежно-аллювиальные и аллювиальные фации сенона в Чуйском районе налегают с размывом на туронские, но распространены шире последних; восточнее р. Талас, в урочище Моюнкум, они налегают на различные породы перми или покрывающую их кору выветривания. Мощность в районе хр. Каратау 80—120, в низовьях р. Сарысу — до 170, в урочище Моюнкум около 80, а в районе Тассуекоба 10—13 *м*.

Восточнее Чу-Балхашского водораздела на отдельных небольших участках встречаются аллювиальные, местами озерно-аллювиальные отложения, представленные также разнозернистыми кварцевыми песка-

ми, гравелитами и конгломератами, нередко с прочным железистым цементом. Мощность обычно до 18—20, наибольшая 70 *м*.

Во многих районах в сенонских отложениях встречаются кости различных динозавров, остатки крокодилов и черепах, а также обломки окремненных стволов деревьев. И. А. Ефремов (1944) полагал, что возраст динозавровой фауны для всех местонахождений должен быть в общем однозначным и приблизительно соответствовать отрезку времени сенон-датского яруса (ларами), в среднем, верхам сенона. Однако, возраст отложений, содержащих динозавров вследствие вторичного залегания их остатков, во всех без исключения случаях моложе возраста самой фауны. В представлении И. А. Ефремова перемыв происходил в эоценовую эпоху. В настоящее время установлено, что нередко остатки динозавров находятся непосредственно на месте захоронения. Например, в 45 *км* севернее Ташкента встречен целый скелет утконосого динозавра (Беленький, Рождественский, 1963). Во многих пунктах юго-западного подножья хр. Каратау наблюдаются ясные следы перемыва в сенонских отложениях, а местами эти костеносные отложения перекрыты морскими осадками раннего палеоцена.

Отложения датского века (20—40 *м*) выделяются на территории Восточных Кызылкумов и в Причимкентском районе, где в красноцветных гипсоносных глинах встречена скорлупа яиц динозаворов.

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Палеогеновые отложения пользуются наибольшим распространением на западе Южного Казахстана и представлены морскими и континентальными фациями. Восточнее древнего Чу-Балхашского водораздела развиты менее изученные континентальные фации.

Первые сведения о палеогеновых отложениях Южного Казахстана имеются в трудах Н. А. Северцева, Г. Д. Романовского, И. В. Мушкетова, Н. П. Барбот де Марни, Л. С. Берга, опубликованных еще в конце прошлого и начале текущего столетия.

После Великой Октябрьской революции возросли объемы и детальность проводимых геологических исследований, увеличился поток научной информации.

Наибольшее значение в познании стратиграфии палеогеновых отложений и заключенной в них фауны и флоры имеют работы: А. Л. Яншина, О. С. Вялова, Н. Г. Кассина, Б. А. Петрушевского, В. Н. Разумовой, К. В. Никифоровой, В. И. Самодурова, Т. А. Мордвилко, М. Е. Воскобойникова, В. В. Лаврова, И. А. Коробкова, Р. Л. Мерклина, А. К. Алексеева, Н. К. Овечкина, В. И. Яркина, А. А. Борисяка, Е. И. Беляевой, В. С. Бажанова, В. С. Корниловой, Г. А. Беленького, С. Х. Миркамаловой, В. В. Галицкого.

В конце 50-х годов Южно-Казахстанским геологическим управлением было начато глубокое бурение в целях поисков нефти и газа, а также планомерная съемка так называемых «закрытых» площадей. В связи с этим резко возросло изучение палеогеновых отложений, в особенности распространенных на западе территории. В этих работах приняли участие большие коллективы геологов, палеонтологов, палинологов ЮКГУ, ВАГТ и других организаций: С. Я. Баяхунова, Р. Б. Байбулатова, С. А. Болуков, С. М. Бляхова, В. А. Быкадоров, Л. Т. Гребенкина, Н. Е. Ережепов, Ю. Б. Коврижных, Н. Н. Костенко, А. Б. Ли, А. В. Лосева, К. А. Ляджина, М. Я. Мартынова, Н. Е. Мельникова, С. Ф. Меньшиков, Е. А. Никитин, Л. Ш. Полумискова, А. П. Савинова,

Г. В. Сакулина, Е. М. Секунова, А. Р. Перфильева, Е. К. Терехова, О. А. Федоренко, Б. С. Цирельсон, К. Г. Шибкова, В. В. Буклин, И. И. Блехер, Ю. М. Клейнер, Л. Г. Кирюхин, А. Н. Слюсарев, А. И. Попцов, А. И. Мухина, И. В. Шумова, А. И. Шарапов.

Широко развернувшиеся поисково-съемочные работы позволили подойти к детальному стратиграфическому подразделению палеогеновых отложений и увязке их с отложениями других районов Казахстана, что и было осуществлено Межведомственным стратиграфическим Совещанием, состоявшимся в Алма-Ате в 1967 г.

Приводимое ниже описание дается по общей геохронологической шкале, принятой для палеоцена и эоцена постановлением Межведомственного стратиграфического комитета СССР от 16 апреля 1964 г., а для олигоцена — согласно решения седьмого Пленарного совещания Постоянной стратиграфической комиссии МСК по палеогену СССР от 21 мая 1964 г.

Описание палеогеновых отложений проводится с запада на восток по четырем крупным исторически сложившимся регионам, в пределах которых выделяются более мелкие по площади участки, характеризующиеся однообразием разрезов.

ВОСТОЧНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

На территории юго-западного региона палеоген представлен главным образом морскими, реже лагунными фациями и лишь верхнеолигоценовые отложения являются континентальными.

Палеоцен

Палеоценовые отложения выходят на поверхность на юго-западных склонах хр. Каратау, в Причимкентских Чулях и горах Каракгау. На остальной территории они вскрыты скважинами на глубинах от 100 до 850 *м*. На тектонически приподнятых участках эти осадки залегают с размывом на различных горизонтах мела и палеозоя (хр. Каратау), а в погруженных участках — без видимого несогласия на отложениях, предположительно датского века. Здесь граница между палеогеном и мелом проводится условно.

В Аяккудукском районе осадки палеоцена состоят из двух пачек: нижней — пестроцветной глинистой с прослоями гипсов и верхней — сероцветной песчанистой с прослоями белых ангидритов, песчанистых известняков и доломитов с базальными конгломератами в основании. Общая мощность колеблется в пределах 30—35 *м*. Восточнее, в Чардаринском районе, осадки палеоцена представлены в основном известняками и песчаниками мощностью до 14 *м*.

В Прикаракгауском районе разрез палеоценовых отложений представлен теми же литологическими пачками, что и в Аяккудукском районе, но мощность их здесь 20—25 *м*. В Причимкентском районе и на юго-западном склоне хр. Каратау происходит уменьшение мощности до 20 *м* и изменение литологического состава. В верхней пачке появляются прослои серых доломитизированных глин и глауконитовых песчаников, в нижней — на отдельных участках исчезают глины и ангидриты.

В районе г. Кзыл-Орды палеоценовые отложения представлены также двумя пачками: нижней песчанистой — кварцево-глауконитовой зеленовато-серого цвета и верхней — глинистой, бескарбонатной, серой и темно-серой. Их мощность большей частью незначительная 1—10 *м*, однако местами она увеличивается до 30—40 *м*. Возможно, что верх-

няя часть глинистой пачки отлагалась уже в раннем эоцене. Верхняя пачка на большей части Восточных Кызылкумов охарактеризована моллюсками лагунного (капланбекского) типа, широко распространенного в осадках бухарских слоев Средней Азии: *Corbula angulata* Lam., *C. biangulata* Desh., *Cerithium zeravschanensis* Vial., *Modiolus jeremejewi* Rom. В районе ст. Чиили отмечалась обедненная фауна каратагского типа: *Cyprina morrisi* Sow., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Meretrix* sp., *Solenocurtus* sp., характерная для палеоцен-раннеэоценового возраста. Из этих же осадков получены спорово-пыльцевые спектры позднего палеоцена.

В верхах верхней пачки Каратауского района обнаружены фораминиферы: *Ammodiscus* sp., *Anectina paleocenica* Suleim., *Recurvoides gracilis* N. Byk., *Ammomarginulina plana* (N. Byk.) и ядра Miliolidae. В районе Кызыл-Орды фораминиферы были найдены в середине пачки глин. Комплекс представлен в основном агглютинированными формами: *Glomospira charoides* (Park. et Jon.), *Haplophragmoides grzybowskii* Mjatl., *Haplophragmoides* sp., *Ammodiscus incertus* (d'Orb.), *Trochammina* sp. sp., *Gaudryina* aff. *navarroana* Cushm., *Clavulina* ex gr. *parisiensis* d'Orb. По составу видов он сходен с комплексом фораминифер свиты «Горячего ключа» верхнего палеоцена Кавказа (Субботина, 1950) и верхнего палеоцена Северного Приаралья (Бондарева, 1961; Секунова, 1962).

Из осадков нижней пачки получен спорово-пыльцевой комплекс. Для него характерны: покрытосеменные (19,5—63,5%) *Nudopollis thiergarti* Pfl., *N. endangulatus* Pfl., *Trudopollis protrudens* Pfl., *Sporopollis peneserta* Pfl., Oenotheraceae, Caprifoliaceae, *Triatriopollenites pseudorurensis* Pfl., *T. aroboratus* Pfl., *T. rorubituites* Pfl., *Myrica* sp., *Comptonia clementia* Gladk., и др.; голосеменные (41—78%) Classopollis Pfl., Podocarpaceae, Pinaceae и др., а также единичные споры. Этот комплекс по присутствию пыльцы *Normapollis* Pfl. сопоставляется с дат-палеоценовыми комплексами Центральной Европы, Карпат (Портнягина, 1966), Центрального Казахстана (Пономаренко, 1966) и раннепалеоценовыми комплексами Тургайского прогиба, Северного Приаралья (Пономаренко, 1964), Украины (Кораллова, 1966), Западной Сибири (Самойлович, 1961).

Из пород верхней пачки получен комплекс спор и пыльцы, в котором стратиграфическим индикатором является пыльца покрытосеменных (35—87,5%): *Triatriopollenites confusus* Zakl., *T. roboratus* Pfl., *T. pseudorurensis* Pfl., *Triporopollenites plicoides* Zakl., *Myrica galiformis* Gladk., *M. paradoxa* Gladk., *Casuarinidites cainozoicus* Cook. et Pike, *Comptonia aborigena* Gladk., *C. podograria* Gladk., *Nudopollis thiergarti* Pfl., *Trudopollis* Pfl.

Среди пыльцы голосеменных (10,5—62,5%) преобладают Pinaceae, Cupressaceae — Taxodiaceae, Podocarpaceae и отсутствуют представители Classopollis Pfl. Споры единичны. Приведенный комплекс по абсолютному господству пыльцы *Triatriopollenites* Pfl. и Myricaeae хорошо сопоставляется с комплексами позднего палеоцена Днепровско-Донецкой впадины (Пелипенко, 1966), Западно-Сибирской низменности (Панова, 1965), Зейско-Буреинской депрессии (Братцева, 1966).

Эоцен

Эоцен на основании большого комплекса органических остатков подразделяется на три подотдела.

Нижний эоцен

Отложения нижнего эоцена имеют повсеместное распространение. Они обнажаются в тех же районах, где и палеоценовые, а в погруженных частях вскрываются скважинами на глубинах до 820 *м*. Эти осадки без видимого углового несогласия залегают на палеоцене и только в Чимкент-Арысском и Қзыл-Ординском районах трансгрессивно налегают на меловые и более древние породы. В урочище Аяккудук осадки нижнего эоцена четко подразделяются на две пачки. Нижняя сложена зеленовато-серыми песчаниками и мелкогалечными конгломератами в основании, верхняя — серыми глинами. Мощность 9—34 *м*.

На остальной территории района эти отложения представлены в основном серыми и темно-серыми глинами. В нижней части они существенно песчанистые, иногда встречаются прослои песчаников, алевролитов, реже — мергелей и гравелитов. В районе ст. Чиили в описываемых осадках прослеживается красноцветный горизонт алевритистых глин. В предгорьях хр. Қаратау (урочище Ерубай) в основании разреза эоцена имеется прослой гравелитов с желваками фосфоритов и обломками костей и зубов акул. Общая мощность от 8 до 54 *м*.

В районе Қзыл-Орды в составе нижнеэоценовых осадков преобладают пески, реже — алевролиты, глины и мергели. В основании присутствуют желваки фосфоритов.

Описываемые отложения содержат, в основном, деформированные фораминиферы, характерные для сузакских слоев раннего эоцена Ферганы: *Trochammina* cf. *ispharensis* N. Byk., *Haplophragmoides* sp., *Ammomarginulina macrospira* N. Byk., *A. plana* (N. Byk.), *Gaudryina ossipovae* N. Byk. (Быкова, 1953) и др. Лишь в урочище Аяккудук отмечались единичные планктонные формы *Globigerina* cf. *triloculinoides* Plum. и в районе Қзыл-Орды — *Globorotalia subbotinae* Moroz. Остракоды встречены только в районе Аяккудука и представлены: *Cytheridea ryginosaformis* Mand., *Loxoconcha laculata* Mand. Они описаны М. Н. Мандельштамом (1959) из сузакских слоев Таджикской депрессии и Ферганы. На юго-западном склоне хр. Қаратау собраны зубы акул, характерные для ипрского яруса Западной Европы: *Scyliorhinus minutissimus* Winkl., *Physodon irregularis* Winkl., *P. secundus* Winkl., *Galeus greisiensis* Gos., *Aetobatis irregularis* Ag.

Осадки нижнего эоцена на всей территории Восточных Қызылкумов содержат единый комплекс спор и пыльцы. В комплексе преобладает пыльца покрытосеменных растений (60—78%) над голосеменными (3—20%) и спорами (10—40%). Стратиграфическими индикаторами является пыльца: *Anacolosidites supplingensis* (Pfl.) Krutz., *A. primigenius* Zakl., *Triatriopollenites ecxelsus* (R. Pot.) Pfl., *Triporopollenites plektosus* And., *Pentapollenites* Krutz., Restionaceae, *Platycarya*, Myricaceae. Среди голосеменных больше всего Cuprassaceae — Taxodiaceae, реже встречаются Pinaceae. В составе спор преобладает тип *Pteris*. Приведенный комплекс близок раннеэоценовым комплексам Центрального Қазахстана (Заклинская, 1963), Тазовского полуострова (Шахмундес, 1966) и Зейско-Буреинской депрессии (Братцева, 1966).

Средний эоцен

Среднеэоценовые отложения распространены повсеместно и выходят на поверхность на тех же участках, где и палеоценовые. В погруженных частях Қызылкумской впадины они вскрываются скважинами на глубинах до 790 *м*. Осадки среднего эоцена согласно залегают на нижнеэоценовых породах и только в Қзыл-Ординском районе лежат

несогласно на различных горизонтах мела, палеоцена и нижнего эоцена. Они представлены карбонатными сероцветными породами: мергелями, известняками, известковистыми глинами, реже — бескарбонатными глинами с прослоями песчаников. На юго-западном склоне хр. Каратау и в Чардаринском районе эти осадки приобретают более пестрый и грубозернистый состав: белые пески, серые песчаники, алевриты, с прослоями ракушняков, известковистых песчаников, редко конгломератов. В районе ст. Чиили — г. Кзыл-Орда в нижней части среднеэоценовых разрезов отмечается горизонт бескарбонатных глин, иногда с прослоем конгломератов в основании. Южнее (Арысь — Чиили) в верхах среднего эоцена встречается прослой опоковидных глин. Мощность осадков в наиболее погруженных участках (Аяккудук, Арысь) достигает 55 *м*; вдоль юго-западного склона хр. Каратау она уменьшается до 2—20 *м*.

Возраст установлен на основании различных групп органических остатков. На юго-западном склоне Каратау в песчанистых известняках собраны устрицы, характерные для среднего эоцена Средней Азии: *Ostrea turkestanensis* Rom., *O. afghanica* Vial., *O. multicostata* Desh. В глинистых песчаниках обнаружен бедный комплекс фораминифер: *Rotalia*? *alaica* N. Byk., *Nonion laevis* (d'Orb.), *Nonionella* sp., *Anomalina* sp. На остальной территории в верхней части мергелей и карбонатных глин найдены моллюски *Pteria elytracea* Rom., в районе Чиили — *Anomia akburunakica* Korob. Рассматриваемые осадки почти на всей территории содержат бентосные фораминиферы: *Lenticulina iljini* (N. Byk.), *Baggina valvulineriaformis* (N. Byk.), *Anomalina ammophila* (Gumb.), *Uvigerinella compacta* (Balakhm.), *Uvigerina botryoides* (Balakhm.), изредка — планктонные деформированные формы: *Acarinina* cf. *pentacamerata* Subb., *A.* cf. *interposita* Subb., *Globigerina* sp. Все виды комплекса широко распространены в осадках среднего эоцена Средней Азии (Балахматова, 1949; Быкова, 1953; Шуцкая и др., 1963) и Приаралья (Бондарева, 1961; Кургалимова, 1967).

В районе г. Кзыл-Орды из верхов мергелей собраны зубы акул *Odontaspis* sp., *Isistins trituratus* Winkl., нижне-среднеэоценового возраста. Остракоды здесь отмечаются реже; представлены они единым комплексом: *Cytherella textata* Mand., *Clithrocytheridea capitosa* Mand., *Trachyleberis hyalina* Schar., *T. paratis* Mand., *Paijenborchella trisulcata* Mand., сопоставляющимся с комплексом тыкбутакского горизонта среднего эоцена Северного Приаралья и Тургая (Хохлова, 1964). В этих же осадках были найдены радиолярии со *Spongurus* cf. *biconstrictus* Lipm., описанным Р. А. Липман из нижней части тасаранских слоев среднего эоцена Северного Приаралья. В мергелях Каракгауского района отмечались кокколитофориды: *Coccolithus tetracellus eleganticus* Schmr. et Lazar., *C. corticosus* Schar. et Lazar., *Discoaster aeocenocus* Brame. Эти виды были описаны из среднего эоцена Нижней Волги (Шамрай и Лазарева, 1956).

Из всех литологических разностей среднеэоценовых отложений получен спорово-пыльцевой комплекс. Он характеризуется преобладанием покрытосеменных растений (65—93%) над голосеменными (6—31%) и папоротникообразными (0—10%). Среди пыльцы покрытосеменных доминируют: *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.), *T. villensis* (Th.), *Rhooidites pseudocingulum* R. Pot., *Pollenites edmundi* R. Pot., *Tricolpopollenites henrici* R. Pot., *Triatriopollenites bituites* (R. Pot.), *T. coryphaeus* (R. Pot.), *Myrica vera* Zauer, Anacardiaceae, Sterculiaceae, Sapotaceae, Meliaceae, *Castanea, Castanopsis;* пыльца голосеменных представлена в основном — Pinaceae, Cupressaceae — Taxodiaceae, *Ephedra*; споры — *Leiotriletes* sp. sp., *Schizaea eocenica* Sell., Polypo-

diaceae, *Pteris*. Близкими к приведенному являются комплексы среднего эоцена Украины, Устюрта (Бойцова, 1964), Центрального Казахстана (Заклинская, 1963), Павлодарского Прииртышья (Кальменова, 1967), Западно-Сибирской низменности (Панова, 1965).

Верхний эоцен

Отложения верхнеэоценового возраста имеют наиболее широкое распространение. В основном они вскрываются скважинами на глубинах от 2 до 740 *м* и только в предгорьях хр. Каратау и в Причимкентских Чулях выходят на поверхность. Представлены они монотонной толщей листоватых зелено-серых глин монтмориллонитового состава, часто загипсованных. В верхней части глин отмечаются прослои песков, песчаников и алевролитов (Аяккудук, Чардара, Чиили), а в нижней — прослои карбонатных (Аяккудук, Кзыл-Орда) или опоковидных глин (Чиили, Арысь).

Верхнеэоценовые отложения залегают согласно на породах среднего эоцена. Только в урочище Аяккудук и у пос. Кошкурган (юго-западный склон хр. Каратау) в основании этих глин был обнаружен прослой мелкогалечных конгломератов мощностью 20—30 *см*. Общая мощность верхнеэоценовых осадков колеблется в широких пределах. Вблизи поднятия гор Каратау (район водохранилища Култуган), а также у юго-западного подножья хр. Каратау (район ст. Чиили), бассейн р. Шага и другие) верхнеэоценовые отложения срезаны денудацией до нижних горизонтов с *Gaudryina superturkestanica* N. Byk. Здесь мощность местами сокращена до 4—6 *м*. В наиболее интенсивно прогибавшихся участках Арысской впадины, в урочище Басага и на севере урочища Аяккудук мощность достигает 330 *м*.

Верхнеэоценовые осадки повсеместно содержат моллюски, фораминиферы, остракоды, споры и пыльцу, на основе чего хорошо сопоставляются с одновозрастными осадками Средней Азии, Приаралья, юга Европейской части СССР, Тургая и Западной Сибири.

Органические остатки позволяют в осадках верхнего эоцена выделить по вертикали четыре палеонтологические зоны. В нижней части глин прослеживается зона, условно названная «Nonionella» и ребристых «Uvigerina». Мощность ее осадков от 4 до 50 *м*. Комплекс фораминифер этой зоны в основном состоит из *Uvigerina pseudotexana* N. Byk., *U.* cf. *bykovae* (Balakhm.), *Nonionella turkmenica* Tkatch. et Kul., *Lenticulina iljini* (N. Byk.), *Pseudoparrella* sp. Остракоды представлены *Loxoconcha germena* Mand. В комплексе спор и пыльцы здесь доминантами являются: *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.), *T. pseudocingulum* (R. Pot.), *T. villensis* (Th.), *T. edmundi* (R. Pot.), *Quercus graciliformis* Boitz., *Rhus* sp., *R. trichocarpa* Mig., *Aralia spinosa L.*, *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Corylopsis compacta* Lubm. По составу фауны осадки зоны можно сопоставить с отложениями куберлинского и керестинского горизонтов Северного Кавказа, а по пыльце — с осадками верхнетасаранского подгоризонта Тургайского прогиба, верхней части ирбитской свиты восточного склона Урала, верхней части верхнелюлинворской свиты Западно-Сибирской низменности, чайбулакской свиты Зайсанской впадины и нижней части киевской свиты Украины.

Выше по разрезу четко выделяется вторая зона с условным названием Gaudryina superturkestanica. Мощность глин этой зоны колеблется от 40 до 140 *м*. Фораминиферы представлены формами с агглютинированной раковиной: *Gaudruina superturkestanica* N. Byk., *Trochammina*

masini Suleim., *Haplophragmoides orfaensis* Pod., *Ammomarginulina* sp., *Reophax scalaria* Grzyb. В районе Аяккудука они частично замещены формами с секреционной раковиной: *Robulus roemeri* (Reuss), *Discorbis ferganensis* N. Byk., *Bulimina praeinflata* N. Byk. В комплексе остракод присутствуют: *Clithrocytheridea derupta* Mand., *C. capitosa* Mand., *Cytheridea khanabadensis* Mand., *Trachyleberis paratis* Mand., *Schizocythere appendiculata* Trieb., *S. vulgaris* Mand., *Loxoconcha involuta* Mand., *L. ronovomena* Mand.

В спорово-пыльцевом комплексе преобладает пыльца: *Tricolporopollenites cingulum* (R. Pot.), *T. pseudocingulum* (R. Pot.), *T. villensis* (Th.), *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.), *T. microhenrici* (Pot.), *Quercus graciliformis* Boitz., *Q. gracilis* Boitz., *Castanea* sp., *Castanopsis* sp., *Rhus* sp., *Myrica vera* Zauer.

Фауна позволяет отложения этой зоны сопоставить с осадками нижней части кумского горизонта верхнего эоцена Кавказа, а палинологические данные — с осадками нижней части саксаульской свиты Тургайского прогиба и нижнетавдинской подсвиты Западно-Сибирской низменности.

Третья зона, именуемая Anomalina vialovi и Neobulimina pseudoelongata имеет мощность глин до 140 *м*. Комплекс фораминифер представлен: *Anomalina vialovi* (N. Byk.), *Neobulimina pseudoelongata* (N. Byk.), *Bolivina asiatica* Moroz., *Spiroplectammina turgaica* (Balakhm.), *Discorbis ferganensis* N. Byk., *Hastigerina micra* (Cole), *Globigerina* sp.; из моллюсков типичны — *Vermetus bognoriensis* Mant., *Corbula conglobata* Koen., *Modiolus* sp.; остракоды — *Clithrocytheridea innae* Mand., *C. derupta* Mand., *Cytheridea lata* Mand., *Trachyleberis ferganensis* Mand., *Pterygocythereis* ex gr. *capillata* Mand., *Schizocythere vulgaris* Mand., *Loxoconcha involuta* Mand., *L. minsaensis* Mand.

В спорово-пыльцевом комплексе превалирует пыльца: *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz. *Q. glauca* Thumb., *Q. dentata* Thunb., *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.), *T. microhenrici* (R. Pot.). Постоянно присутствуют *Cornus* aff. *alba* L., *C. officinalis* Sieb. et Zucc., *Corylopsis* sp., Araliaceae, *Schinus* sp., *Liquidambar* sp., *Rhus* sp., *Betula* sp., *Corylus* sp., *Juglans* sp., Chenopodiaceae и др.

По комплексу фораминифер осадки зоны Anomalina vialovi и Neobulimina pseudoelongata уверенно сопоставляются с отложениями верхней части кумского горизонта верхнего эоцена Кавказа. Состав руководящей пыльцы покрытосеменных позволяет осадки третьей зоны сопоставить с осадками кабыргинских слоев саксаульской свиты и верхнетавдинской подсвиты Западно-Сибирской низменности.

В верхней части глин, сохранившейся в наиболее прогнутых участках региона, прослеживается четвертая зона с условным названием Bulimina sculptilis. Мощность осадков верхней зоны иногда достигает 80 *м*. Характерными видами здесь являются: *Bulimina sculptilis* Cushm., *B.* cf. *aksuatica* Moroz., *Uvigerina pygmea* d'Orb., *Bolivina simplex* Balakhm., *Cassidulina globosa* Hantk, *Turrilina alsatica* Andr. Изредка отмечаются планктонные формы: *Globigerina bulloides* d'Orb. subsp. *compacta* Subb., *Acarinina rugosoaculeata* Subb.; моллюски — *Turritella angulata* Sow., *T. sulcifera* Desh., *Nucula aralensis* Luk., *N. praelonga* Wood., *Isocardia eichwaldiana* Rom.; остракоды — *Cytherella evexa* Mand., *C. retrorsa* Mand., *Clithrocytheridea innae* Mand., *C. derupta* Mand., *Cytheridea khanabadensis* Mand., *C. lata* Mand., *Trachyleberis ferganensis* Mand., *T. parapagionis* Mand.,

Pterygocythereis ex gr. *capillata* Mand., *Paijenborchella scissa* Chochl., *Schizocythere vulgaris* Mand., *Loxoconcha involuta* Mand., *L. minsaensis* Mand.

Для спорово-пыльцевого комплекса наиболее характерны: *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz., *Q. conferta* Boitz., *Tricolpopollenites henrici* (R. Pot.), *Juglans* sp. sp., *Pterocarya* sp. sp., *Carpinus* sp. sp., *Betula* sp. sp., *Alnus* sp. sp., *Ulmus* sp. sp., *Rhus* sp. sp., *Ilex* sp. sp., *Chenopodiaceae,* Gramineae, Geraniaceae, Rosaceae.

По всей толще глин обнаружены радиолярии одного комплекса: *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Sethocyrtis elegans* Lipm., *Ellipsocirchus chabacovi* Lipm., *Lichnocanium ovatum* Lipm., *Conocaryomma aralensis* Lipm. В нижней части глин на юго-западном склоне хр. Каратау собраны зубы акул верхнеэоценового возраста.

По составу фауны отложения зоны Bulimina sculptilis можно сопоставить с осадками белоглинского горизонта верхнего эоцена Кавказа, а по пыльцевым данным — с осадками чернышевских слоев чеганской свиты Северного Казахстана.

Олигоцен

В начале олигоценовой эпохи территория Восточных Кызылкумов, хр. Каратау и Причимкентских Чулей почти полностью освободилась от моря. Лишь в наиболее погруженных участках, расположенных западнее и восточнее поднятия гор Каратау, существовали небольшие водоемы, видимо, лагунного типа, в которых продолжали накапливаться осадки. Олигоценовые отложения на рассматриваемой территории имеют ограниченное распространение и незначительную мощность. Они развиты на юго-западе (урочище Аяккудук, Босага, горы Тамдытау), в районе Чимкента и на севере региона, где они только континентальные.

В районе тектонических поднятий континентальные осадки олигоцена лежат на различных горизонтах морского палеогена или мела, а во впадинах — без видимого несогласия на осадках верхнего эоцена. Так, в урочище Аяккудук, в основании красноцветных отложений олигоцена А. П. Коробкиным в 1962 г. обнаружены катуны подстилающих зелено-серых глин. В районе гор Тамдытау, по данным И. С. Сулейманова (1967), песчано-глинистые породы с гравийными скоплениями в подошве залегают на размытой поверхности эоцена. На площади Восточных Кызылкумов описываемые осадки представлены морскими и континентальными фациями. На юго-западе, в районе Аяккудука, гор Тамдытау и урочища Босаги накапливались осадки, видимо, прибрежно-морского или лагунного характера. Они сложены коричневато-красными и лиловато-розово-серыми глинами, песками, алевритами иногда с включениями гравия и прослойками зеленовато-серых глин. Мощность их незначительная от 10 до 40 *м*.

Органические остатки в них скудные. Они обнаружены в урочище Аяккудук и гор Тамдытау, где из коричневато-бурых глин и алевритов были собраны пелециподы: *Miocardiopsis ustjurtensis* Ilyina, *Cordiopsis tenuis* Alex., *Meretrix tenuis* Alex., *Calyptraea* cf. *turgaica* Ovetsch. Здесь же найдены и единичные фораминиферы: *Nonion krimholzi* Balakhm., *N. graniferus* (Terq.), *Uvigerinella californica* Cushm. Эти формы отмечались в олигоценовых осадках Средней Азии. В районе гор Тамдытау, по сообщению И. С. Сулейманова, олигоценовые породы содержат агглютинированные фораминиферы: *Psammosphaera* sp., *Lagenammina* sp., *Reophax* sp., *Adelungia oligocenica* Sul.

sp. nov., *Glomospirella* sp., *Haplophragmoides* cf. *chatolensis* Bud., *H.* ex gr. *carinatus* Cush. et Renz. В прослое зеленовато-серых глин урочища Босаги обнаружены моллюски: *Corbula* cf. *henckeli* Nyst., *Nucula* ex gr. *roelonga* Korob. и остракоды — *Kassinina kassini* Mand. Из аналогичных глин урочища Аяккудук и Босаги получен спорово-пыльцевой комплекс. В составе его участвует пыльца покрытосеменных (60—71%): *Juglans* sp., *Betula* sp., *Pterocarya* sp., *Carya* sp., *Corylus* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Myrica* sp., *Ulmus* sp., *Salix* sp., *Palmae* sp., *Magnolia,* sp., Meliaceae, Hamamendaceae, Labiatae, Leguminosae, Geraniaceae, Chenopodiaceae, Sparganiaceae; голосеменных (9—24,5%) — Pinaceae, Cupressaceae, Taxodiaceae, *Ephedra* sp. sp.; споры (0,5—6,0%) — *Lycopodium* sp., Polypodiaceae, *Leiotriletes* Naum.

Осадки, содержащие приведенный комплекс, по составу спор и пыльцы сопоставляются с осадками ащеайрыкских слоев Северного Устюрта (Жежель, 1967) и курганской толщи южной части Западно-Сибирской низменности (Панова, Бойцова, 1965).

В Причимкентском районе Ю. А. Столяров, Е. А. Никитин (1961 г.) установили, что олигоценовые осадки сложены двумя пачками: нижней — морской, верхней — континентальной. Морские осадки состоят из малиново-красных, красно-бурых глин, алевролитов с прослоями мелкозернистых песчаников и песков. Мощность этой пачки 10—20 *м*. У подошвы последней извлечены фораминиферы: *Trochammina* sp. и *Cibicides* cf. *khanabadensis* Mjassn. По возрасту эта пачка, видимо, соответствует бактыкарынской свите нижнего олигоцена Чу-Сарысуйской впадины. Вышележащая континентальная пачка сложена розовато-серыми, серыми и бурыми разнозернистыми песчаниками, в верхней части переслаивающимися с гравелитами, конгломератами, алевролитами и глинами. Мощность ее около 100 *м*. Возраст последней считается предположительно олигоценовым.

В северной части описываемого региона условно к олигоценовым осадкам отнесена пестроцветная глинисто-песчанистая континентальная толща, состоящая из разнозернистых песков и песчаников, глин и алевролитов; мощность обычно до 10, изредка достигает 30—40 *м*. Фаунистически эта толща не охарактеризована. На основании стратиграфического положения (несогласного налегания на верхнеэоценовые морские осадки) и различных сопоставлений некоторые исследователи относят ее к среднему — верхнему олигоцену. Однако в южных районах Приаралья, в литологически сходных отложениях найдены моллюски похожие на *Corbula helmerseni* Mikh., которые в настоящее время считаются характерными для нижнемиоценовых осадков.

ВОСТОЧНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

На юге Восточного Приаралья* выделяется Жанадарьинский район, характерной чертой которого является некоторое изменение литологического состава палеогеновых отложений и заключенной в них фауны фораминифер. Его можно рассматривать в качестве переходной зоны от Кызылкумов к Восточному Приаралью. К этому же региону относятся площади к востоку и северо-востоку от Аральского моря до меридиана 60° в. д., а также — южная часть Тургайской впадины.

Палеогеновые отложения рассматриваемого региона — морские; лишь в олигоценовую эпоху местами накапливались континентальные осадки. Однако, в Северо-Восточном Приаралье и в раннем олигоцене существовал морской режим.

Определения фораминифер, приводимые ниже, выполнены И. М. Айзенштат, Т. П. Бондаревой, Е. М. Секуновой и Р. Х. Липман, (определены и радиолярии); остракод — И. А. Хохловой, моллюсков — Р. Л. Мерклиным, Л. В. Мироновой, Б. П. Жижченко, Н. К. Овечкиным, В. И. Яркиным. Спорово-пыльцевые комплексы изучались Е. П. Бойцовой, а листовая флора — М. О. Борсук, И. В. Васильевым, П. А. Мчедлишвили.

Палеоцен

Морские отложения палеоценовой эпохи, налегающие с размывом на различные горизонты верхнего мела, вскрыты бурением на всей территории региона. Они подразделяются на две части, но не повсеместно. Так, на юге, в Жанадарьинском районе, нижнепалеоценовые осадки достоверно не установлены. В Восточном Приаралье отложения раннего палеоцена отмечаются локально в виде прослоев (1—3 *м*) кварцево-глауконитовых песков и песчаников. В пределах Северо-Восточного Приаралья, они представлены зеленовато-серыми известковистыми алевритами с прослоями (до 10 *м*) кварцевого глауконитового песчаника. В южной части Тургайского прогиба низы палеоцена сложены известковистыми глинами, возраст установлен в пределах инкерманского яруса на основании комплекса фораминифер с *Cibicides lectus* V a s s. В Южном Тургае, кроме того, в описываемых отложениях содержится комплекс остракод с *Trachyleberis alveoloalata* S c h a r a p и комплекс спор и пыльцы с *Nudopollis endangulatus* P f l.

Верхнепалеоценовые отложения в Жанадарьинском районе отмечаются локально. На западе они полностью размыты и на абрадированной поверхности сенона залегают осадки нижнего эоцена; восточнее — распространена толща (до 30 *м*) серых песков, песчаников и бескарбонатных глин, датируемая верхним палеоценом — нижним эоценом.

В Восточном Приаралье к позднему палеоцену отнесены серые карбонатные глины и мергели мощностью 5 *м*, на северо-востоке переходящие в серые глины, местами с прослоями глауконито-кварцевых песков и песчаников с включениями пирита. Мощность в этом направлении увеличивается до 15 *м*.

На юге Тургайского прогиба верхним палеоценом датируются зеленовато-серые, местами слюдистые глины, темно-серые опоковидные глины и опоки, пески с желваками фосфоритов. Мощность до 46 *м*.

Возраст описываемых отложений устанавливается в пределах качинского яруса на основании содержащихся в них фораминифер, причем в Восточном Приаралье комплекс богаче характерными планктонными формами: *Acarinina acarinata* S u b b., *A. subsphaerica* S u b b., *A. tadjikistanensis djanensis* S c h u t z.

В Южном Тургае преобладают бентосные формы. В целом комплекс характеризуется следующими видами: *Heterostomella gigantica* S u b b., *Acarinina acarinata* S u b b., *A. subsphaerica* S u b b., *A. tadjikistanensis djanensis* S c h u t z., *Rhizammina indivisa* B r a d y, *Ammodiscus incertus* (d'O r b.), *Glomospira charoides* P a r k. et J o n., *Haplophragmoides walteri* (G r z y b.), *Spiroplectammina spectabilis* (G r z y b.), *Gaudryina kabardinensis* S c h u t z., *G. zolkaensis* S c h u t z., *Globigerina triloculinoides* P l u m., *G. varianta* (S u b b.), *Bolivinopsis akmursensis* A i s e n s t., *Rhabdammina cylindrica* G l a e s s n. О качинском возрасте отложений свидетельствует и спорово-пыльцевой комплекс с *Triatriopollenites pseudorurensis* P f l.

Эоцен

Отложения эоценовой эпохи, распространенные повсеместно, содержат в изобилии различные органические остатки, что позволяет подразделять их на три подотдела.

Нижний эоцен

На большей части Восточного Приаралья накоплению нижнеэоценовых осадков предшествовал размыв, которому подвергались отложения позднего палеоцена, а на западе Жанадарьинского района — и позднего мела. Однако на востоке этого района нижнеэоценовые отложения не отделены от верхнепалеоценовых. Севернее, в южной части Тургайского прогиба, нижнеэоценовые осадки налегают согласно на верхнепалеоценовые.

В западной части Жанадарьинского района нижнеэоценовые отложения (2—10 *м*), представленные известняками, песчаниками и песками ложатся на эродированную поверхность сенонских отложений. В них встречаются *Globorotalia subbotinae.,* Moroz., *Gaudryina navarroana* Cush. В восточной части этого района, где нерасчлененные нижнеэоценовые — верхнепалеоценовые отложения (до 30 *м*) представлены толщей серых песков, песчаников и глин установлено присутствие фораминифер: *Ammobaculites manyschensis* N. Вук., *Haplophragmoides grzybowskii* Mjatl., *Spiroplectammina spectabilis* Grzyb., *Glomospira charoides* (Park. et Jon.).

В Восточном Приаралье к нижнему эоцену отнесены белесые глинистые известняки и серые карбонатные глины мощностью 4 *м*; на юге Тургайского прогиба — песчаники, глауконито-кварцевые пески, алевриты, темно-серые глины с желваками фосфоритов, опоками мощностью до 17 *м*.

Возраст отложений устанавливается по содержащимся в них фораминиферам. В Жанадарьинском районе и Восточном Приаралье встречены: *Globorotalia subbotinae* Moroz., *G. aequa* Cushm. et Renz., *Gaudryina navarroana* Cushm. На севере Восточного Приаралья комплекс фораминифер несколько богаче: *Bolivinoides aragonensis* Nutt., *Globigerina bacuana* Chalil., *G. everis* Schutz., *Gaudryina navarroana* Cushm., *Globorotalia crassata* Cushm., *G. marginodentata* Subb., *Anomalina ammophila* (Gumb.), *Acarinina camerata* Chalil.

На юге Тургайского прогиба в описываемых осадках содержатся фораминиферы: *Glomospira charoides* Park. et Jon., *Bolivonoides akmursensis* Ais., *B.* ex gr. *kurtischensis* Balakhm., *Marginulina eofragaria* Balakhm., *Anomalina capilata* Gumb., *Bolivinoides aragonensis* (Nutt.), *Gaudryina navarroana* Cushm.; остракоды — *Trachyleberis acutiloba* (Mars.); комплекс спор и пыльцы с Triatriopollenites Pfl. и *T. exelsus* subsp. *turgidus* Pfl.

Средний эоцен

Среднеэоценовые осадки почти повсеместно согласно лежат на нижнеэоценовых и лишь в Северо-Восточном Приаралье между ними наблюдается размыв. В большинстве случаев они подразделяются на две пачки, несколько отличные литологически и по окраске. Более однородны они только в Северо-Восточном Приаралье и на юге Тургайской впадины. В Жанадарьинском районе нижняя пачка (до 20 *м*)

представлена светло-серыми и коричневыми мергелями, а верхняя (15 *м*) — зеленовато-серыми и коричневыми мергелями. В Восточном Приаралье в нижней части пачки появляются прослои известняков, а в верхней — коричневых глин. Мощности их не меняются.

В Северо-Восточном Приаралье средний эоцен представлен толщей зеленовато-серых и коричневых глин, слабо опоковидных или слабо известковистых, с прослоями и линзами глауконито-кварцевых песчаников и песков, внизу залегают карбонатные глины и мергели; мощность до 30 *м*. На юге Тургайской впадины глины становятся более опоковидными, внизу местами появляются алевриты, с прослоями известковистых алевритов; мощность не меняется.

Возраст установлен на основании богатых комплексов различных органических остатков. В Жанадарьинском районе в нижней пачке среднеэоценовых отложений обнаружены фораминиферы: *Uvigerina botryoides* (Balakhm.), *Uvigerinella compacta* (Balakhm.), *Acarinina pseudotopilensis* Subb., *Paragaudryina pseudonavarroana* Balakhm.; в верхней пачке содержатся фораминиферы — *Anomalina kyzylordensis* Mart. msc., *Bulimina vermiformis* N. Byk., *B. valvulineriaformis* (N. Byk.), *Lenticulina iljini* (N. Byk.); зубы акул — *Isistius trituratus* (Winkl.) и моллюски — *Pteria elytracea* Rom., *Variamussium asiaticum* Kor. et Mak.

В нижней пачке Восточного Приаралья найдены фораминиферы: *Globorotalia aragonensis* Nutt., *Uvigerina botryoides* (Balakhm.), а в верхней — *Anomalina kyzylordensis* Mart. msc, *Acarinina crassaformis* (Gall. et Wiss.).

В среднеэоценовых отложениях Северо-Восточного Приаралья органические остатки особенно обильны. Здесь присутствуют моллюски: *Nuculana darisiensis* Jark., *N. santasica* Jark., *Bathyarca rubastschaica* Korob., *Pteria elytracea* Rom., *Variamussium asiaticum* Kor. et Mak.; бентосные фораминиферы — *Paragaudryina pseudonavarroana* Balakhm., *Lenticulina iljini* (Byk.), *Anomalina kyzylordensis* Mart. msc., *Bulimina mitgarziana* Balakhm., *Uvigerina bykovae* (Balakhm.), *Uvigerinella compacta* (Balakhm.), *Uvigerina botryoides* (Balakhm.).

Планктонные формы в глинах представлены: *Globigerina transversa* Chal., *G. frontosa* Subb., *G. subtriloculinoides* Chal., *Acarinina* ex gr. *multica merata* Balakhm. В мергелях обнаружены планктонные формы: *Globigerina transversa* Chal., *Acarinina triplex* Subb., *A. crassaformis* (Gall. et Wiss.), *Globorotalia aragonensis* Nutt.; остракоды — *Glithrocytheridea capitosa* Mand., *Trachyleberis hyalina* (Schar.). Установлен комплекс радиолярий со *Spongurus biconstrictus* Lipm.

В южной части Тургайского прогиба фауна значительно беднее, присутствует лишь обедненный комплекс фораминифер: *Anomalina ammophilla* (Gumb.), *Bulimina mitgarziana* Balakhm.

Верхний эоцен

Повсеместно распространенные верхнеэоценовые осадки, согласно лежащие на среднеэоценовых, значительно размыты в Жанадарьинском районе и Восточном Приаралье. Наибольшему размыву подверглись они на самом востоке Приаральского района, где полностью отсутствуют осадки альминского яруса.

Верхнеэоценовые отложения представлены однообразной толщей зеленовато-серых листоватых глин, в нижней части карбонатных, приобретающих в Восточном Приаралье коричневую окраску. Мощность

их в Жанадарьинском районе достигает 250, уменьшаясь в Восточном Приаралье до 180—190 *м*.

В Северо-Восточном Приаралье и на юге Тургайской впадины граница между верхне- и среднеэоценовыми отложениями проводится в толще глин по смене фауны и исчезновению опоковидных глин, относимых к среднему эоцену. Верхнеэоценовые глины Северного Приаралья алевритистые, местами песчанистые или слабо известковистые, в нижней части содержат прослои песков и алевритов. По всей толще распространены мергелистые и сидеритовые конкреции. Окраска глин голубовато- или зеленовато-серая; мощность до 400 *м*. На юге Тургайского прогиба к верхнему эоцену отнесены зеленые и зеленовато-серые глины с конкрециями мергелей и сидеритов, с линзами слюдисто-кварцевых песков. Внизу глины слабоопоковидные, местами пески глауконито-кварцевые, с желваками фосфоритов. Мощность здесь уменьшается до 135 *м*.

Позднеэоценовый возраст осадков устанавливается на основании обильной и разнообразной фауны. В Жанадарьинском районе выявлено три комплекса фораминифер, сменяющие друг друга во времени. В нижней части толщи встречены: *Uvigerina bykovae* (Balakhm.), *Globigerina frontosa* Subb., *Lenticulina iljini* (N. Byk.). В средней части бентос представлен: *Ammomarginulina plana* (N. Byk.), *Spiroplectammina turgaica* (Balakhm.), планктон — *Hastigerina micra* (Cole) и др. Здесь же встречены остракоды: *Clithrocytheridea innae* Mand., *Schizocythere vulgaris* Mand. К верхней части серо-зеленых глин приурочены фораминиферы — *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina pygmea* d'Orb. и остракоды — *Clithrocytheridea innae* Mand.

В Восточном Приаралье также выделяются три комплекса фораминифер: нижний — *Hantkenina alabamensis* Cushm., *Globigerina frontosa* Subb., *Acarinina rotundimarginata* Subb.; средний, состоящий из бентосных форм — *Ammomarginulina plana* (N. Byk.), *Spiroplectammina turgaica* (Balakhm.), *Bolivina asiatica* Moroz., планктонных: *Globigerina turkmenica* Chal., *Acarinina rugosoaculeata* Subb., *Hastigerina micra* (Cole) и верхний — *Bulimina sculptilis* Cushm., *Uvigerina pygmea* d'Orb., *U. jacksonensis* Cushm.

Два нижних комплекса указывают на возраст вмещающих пород в пределах бодракского яруса, а верхний характеризует низы альминского яруса.

В Северо-Восточном Приаралье органические остатки в верхнеэоценовых отложениях наиболее многочисленны и разнообразны. К ним приурочены моллюски: *Nucula kasakstanica* Ruch., *Nuculana darisiensis Iarkin*; фораминиферы — *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Haplophragmoides* sp., *Rhizammina* sp., *Hastigerina micra* (Cole). Выше по разрезу прослеживается горизонт с моллюсками *Pectunculus aralensis* Rom., *Nucula kasakstanica* Ruch., *N. praelonga* Wood., *Chlamys turgaicus* Vial., *Ostrea plicata* Sol., *Pinna margaritaceae* Lam., *Panope heberti* Bosq. Фораминиферы представлены *Spiroplectammina turgaica* (Balakhm.), *Haplophragmoides* sp., *Rhizammina* sp.; водоросли (диатомовые и силикофлагеллаты) — *Cosinodiscus decrescens* Grum., *Brightwellia gyperborea* Grum., *Pyxilla gracilis* Temp. et Forti var. *gracilis* et var. *gracilima* Rossn., *Distephanus antiquus* Gles.

Эти органические остатки указывают на возраст вмещающих пород в пределах бодракского яруса. Альминский ярус Северо-Восточного Приаралья также охарактеризован двумя комплексами органических остатков. К нижнему относятся моллюски зон Vermetus bognoriensis и крупных Turritella, фораминиферы: *Marginulina fragaria* Gümb., *Ka-*

reriella siphonella (Reuss), *Anomalina munda* (N. Byk.), *Bulimina sculptilis* Cushm., *Cibicides ungerianus* (d'Orb.), *Uvigerina jacksonensis* Cushm., *Bolivina antegressa* Subb., *Grammostomum nobulis* Hant. Верхний охарактеризован моллюсками зоны крупных Turritella и Pinna lebedevi, и фораминиферами: *Spiroplectammina* ex gr. *carinata* d'Orb., *Anomalina munda* N. Byk., *Cibicides subbotinae* N. Byk., *C. oligocenicus* (Saml.), *Nonion dosularensis* Chal., *Nonionella* sp. sp., *Baggina iphigenia* (Saml.).

Как известно, относительно возраста зоны Pinna lebedevi имеются разногласия. Н. К. Овечкин, Л. В. Миронова и другие считают ее верхнеэоценовой. Р. Л. Мерклин и О. С. Вялов относят эту зону к низам олигоцена. Поэтому возможно, что верхняя часть осадков, заключающая моллюски зоны Pinna lebedevi имеет олигоценовый возраст.

В южной части Тургайского прогиба бодракский ярус охарактеризован единым комплексом органических остатков. В составе его фораминиферы: *Ammodiscus incertus* d'Orb., *Gaudryina subbotinae* Welm., *Hastigerina micra* (Cole); остракоды — *Trachyleberis adornata* Chochl. Комплекс спор и пыльцы содержит *Tricolporopollenites pseudocingulum* и *Castanopsis pseudocingulum*. Низы альминского яруса на описываемом участке охарактеризованы моллюсками зон Vermetus bognoriensis и крупных Turritella. Они содержат комплекс фораминифер с *Cyclammina pseudocancellata* Chal., а также комплекс остракод с *Trachyleberis spongiosa*. Известны отпечатки водного папоротника Azolla vera Kr., пыльца — Quercus gracilis Boitz., Castanopsis sp. и др.

К верхней части описываемых отложений приурочены моллюски зон крупных Turritella и Pinna lebedevi, комплекс фораминифер с *Anomalina munda,* комплекс остракод с *Trachyleberis spongiosa,* комплекс спор и пыльцы с *Quercus gracilis* Boitz. Эти органические остатки характеризуют верхнюю часть альминского яруса, а возможно, и низы олигоцена.

Олигоцен

В верхней части однородной толщи серо-зеленых листоватых глин с гипсом и ярозитом, часто именуемых чеганской свитой, содержится фауна. Представления о ее возрасте различны, поэтому трудно определенно указать время, когда море покинуло описываемую территорию: в позднем эоцене или раннем олигоцене. По мнению Н. К. Овечкина, Л. В. Мироновой и других, в раннем олигоцене большая часть рассматриваемой территории уже представляла низменную сушу, на которой после регрессии моря местами началось накопление континентальных отложений. Местами же, несомненно, еще продолжал существовать морской режим.

Нижний олигоцен

В раннем олигоцене морские условия осадконакопления сохранялись в пределах Северо-Восточного Приаралья. Здесь накапливались зеленовато-серые песчанистые глины с прослоями песков и алевритов мощностью 70 *м*. В этой толще содержатся богатые органические остатки, указывающие на возраст вмещающих отложений в пределах раннего олигоцена. Моллюски: *Isocardia abichiana* Rom., *Laevicardium cingulatum* Goldf., *Corbula henkeliusiana* Nyst, *Athleta suturalis* Nyst, *Aporrhais cornutus* Alex.; фораминиферы — *Anomalina munda* (N. Byk.), *Cibicides macrurus* N. Byk., *C. subbotinae* Min., *C. oligo-*

cenicus Saml., *Baggina iphigenia* (Saml.), *Nonion dosularensis* (Chal.); комплекс остракод с *Trachyleberis spongiosa;* споры и пыльца — *Juglans polyporata* Vojc., *Carpinus* sp., *Quercus gracilis* Boitz., *Q. graciliformis* Boitz.

По данным А. Л. Яншина (1953), вслед за регрессией палеогенового моря началась выработка эрозионных ложбин, в которых затем шло накопление континентальных осадков, выделяемых им в кутанбулакскую свиту и отнесенную к нижней половине среднего олигоцена. Отложения свиты имеют, таким образом, локальное распространение в пределах Северо-Восточного Приаралья и Южного Тургая. Они представлены различными песками и алевритами, обычно косослоистыми, а также алевритистыми глинами; местами встречаются линзы оолитовых железняков. Залегая в глубоких ложбинах, выработанных в отложениях морского эоцена, они имеют мощность до 50 *м*.

К верхней половине среднего олигоцена (тогда принималось трехчленное деление олигоцена) А. Л. Яншин отнес в соответствии с Л. Н. Формозовой (1949) отложения чиликтинской свиты. Последние налегают с размывом как на отложения кутанбулакской свиты, так и на осадки морского палеогена.

Отложения чиликтинской свиты имеют широкое распространение как в Северо-Восточном Приаралье, так и в Тургае. Они образованы коричневыми, серыми, лиловыми тонкослоистыми плитчатыми бескарбонатными глинами с гипсом и ярозитом. Встречаются прослои алевритов, мелкозернистых слюдисто-кварцевых песков, изредка — плитчатых железистых песчаников. Осадки обычно обогащены органическим веществом в виде сажи или тонких прослойков растительного детрита. В южной части Тургайского прогиба распространены зеленые глины и алевриты мощностью до 20 *м*, выше которых залегает толща серых глин, углей, лигнитов и песков мощностью до 10 *м*. Максимальная мощность чиликтинской свиты до 50—55 *м*. В Тургае к отложениям этой свиты приурочены захоронения индрикотериевой фауны. В ее отложениях содержатся обильные остатки широколиственной флоры тургайского типа: *Sequoia longsdorfii* Heer, *Populus mutabilis* Heer, *Alnus nostratum* Ung., *Carpinus grandis* Ung., *Cotylus unsignus* Heer, *Fagus antipovii* Heer, *Liquidambar europaeum* A. Braun. и др. Выявлены два спорово-пыльцевых комплекса — ранний с *Carya spackmania* Tr. и поздний с *Juglans sieboldianiformis* Vojc. Солоноватоводная фауна представлена *Cardium seragosium* Noss., *Lentidium (Janschinella) geretzkii* Merkl., *Corbula sokolovi* Karl., *Rzehakia cymlanica* (Zhizh.).

Верхний олигоцен

Большая часть описываемого региона в верхнем олигоцене являлась областью размыва, на отдельных участках которой происходило накопление континентальных речных и озерных осадков. Лишь в западной части Северо-Восточного Приаралья в эту эпоху сохранялся морской режим. Здесь отлагались осадки, получившие от Р. Л. Мерклина (1960) название байгубекского горизонта.

Несколько западнее описываемого региона, в центральных частях Северо-Устюртского и Челкарского прогибов, байгубекский горизонт представлен темно-серыми, серыми, иногда зеленоватыми плотными глинами с подчиненными прослоями светло-серых алевритов, количество которых и мощность возрастают вверх по разрезу. Мощность 200—250 *м*. В этих отложениях содержится обильный комплекс моллюсков

с *Cardium levinae* Merkl., *Parvicardium abundans* Liv. Восточнее Жакенбуташ-Куландинской зоны поднятий, как отмечает В. А. Броневой и Л. Г. Кирюхин (1966), байгубекский горизонт представлен в основном серовато-желтыми и белыми мелко- и среднезернистыми кварцевыми песками и песчаниками, а в зоне Жерлыпесского разлома — зелеными и красновато-коричневыми глинами с редкими прослоями песчано-глинистых известняков. Здесь почти повсеместно в основании байгубекского горизонта встречается базальный слой из гравия и гальки изверженных и метаморфических пород; мощность его не превышает 0,3 *м*; общая мощность 15—40 *м*. Для этих более мелководных отложений характерен комплекс моллюсков с *Cardium levinae* Merkl. Упомянутые авторы отмечают, что в сводовых частях поднятий Северного Приаралья байгубекские отложения часто отсутствуют. Кроме обильных моллюсков, из байгубекского горизонта известны фораминиферы — комплекс со *Spiroplectammina terekensis* Bogd. и комплекс с *Elphidium onerosum* Bogd., а также богатые захоронения листьев и растений: *Sequoia langsdorfii* (Brongn.) Heer, *Salvinia mildeana* Goepp., *Metasequoia disticha* (Heer) Mikl., *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Glyptostrobus europaeus* (Brongn.) Heer и многие др. Выделены и два спорово-пыльцевых комплекса.

Восточнее позднеолигоценового моря на прибрежных аллювиальных равнинах накапливались разнозернистые, местами гравийные, полимиктовые косослоистые пески, часто сильно ожелезненные, сцементированные при этом до песчаников; мощность до 30—35 *м*. Эти отложения, выделяемые Л. Н. Формозовой (1949), А. Л. Яншиным (1953) и другими, в чаграйскую свиту, содержат обильную широколиственную флору, среди которой преобладают: *Populus balsamoides* Goepp., *Carpinus grandis* Unger., *Corylus maequirii* Forb., *Platanus aceroides* Goepp., *Magnolia wartssredtii* Heer и многие др.

Еще восточнее, на юге Тургайского прогиба, в основании разреза нередко залегают зеленовато-серые алевритистые глины, содержащие прослои ожелезненных песчаников, а выше — серые и красновато-желтые разнозернистые, часто сильно ожелезненные пески с прослоями алевролитов, местами с кристаллами гипса. Общая мощность до 23—25 *м*. Н. Н. Кандинов (1955 г.) пишет про находку в песках, рассматриваемой толщи в 5 *км* северо-восточнее развалин пикета № 6 на Джусалы-Карсакпайском тракте, верхних зубов гигантского носорога сем. Indricotheriidae (определения Е. И. Беляевой).

Несколько севернее в составе верхнеолигоценовых отложений резко преобладают глины, а пески и алевриты уже имеют подчиненное значение. Глины двух фаций: озерно-болотной, окрашенные в темно-серые цвета, местами замещаемые лигнитами и бурыми углями, и озерной, имеющие пеструю окраску — белую, розовую, лиловую, шоколадную, содержащие прослои слюдисто-кварцевых мелкозернистых песков. По составу они каолинито-монтмориллонитовые с примесью органического вещества и гидроокислов железа. Содержат богатый спорово-пыльцевой комплекс, в котором большой процент пыльцы приходится на долю голосеменных растений, особенно семейств Pinaceae, с родами *Pinus, Picea, Cedrus, Fagus* и реже — сем. Taxodiaceae. Покрытосеменные представлены в основном пыльцой широколиственных и листопадных пород: сем. Juglandaceae, Betulaceae, Fagaceae, а также — тропических и субтропических растений: Magnoliaceae, Rosaceae и др. Мощность этих отложений обычно 20—25, местами до 50 *м*. На севере Тургая подобные отложения выделяются в наурзумскую свиту. На юге описываемого региона, в Жанадарьинском районе и кое-где в Восточном Приаралье встречаются осадки, налегающие с отчетливо выражен-

ным размывом на морские верхнеэоценовые. Представлены они пестроцветными и красноцветными глинами, алевролитами, песками и песчаниками. Мощность их обычно 10—15, но местами достигает 50—60 *м*. В рельефе они выделяются в виде невысоких бугров. Многими исследователями эти осадки рассматриваются как средне- или верхнеолигоценовые. Однако, в этих отложениях на бугре Карак (юго-западнее г. Кзыл-Орды) встречены моллюски *Corbula* aff. *helmerseni* Mikhail., *Cyprina* ex gr. *rotundata* Brum. и другие, что заставляет предполагать возможность их накопления в раннем миоцене.

БЕТПАК-ДАЛА, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА, ХРЕБТЫ КАРАТАУ, КИРГИЗСКИЙ КЕНДЫКТАС И ЧУ-БАЛХАШСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Палеоцен

Отложения палеоцена на поверхности не обнажены. На правобережье рек Сарысу и Чу (в нижнем течении) они вскрыты на глубинах 60—120, а у северо-восточного подножья хр. Большой Каратау — на глубинах от 290—310 (урочище Чукурой и район с. Чулак-Курган) и до 720 *м* — в районе с. Сузак. При этом установлено, что палеоценовые отложения трансгрессивно залегают на сенонских, а в районе с. Чулак-Курган — палеозойских и согласно перекрыты нижнеэоценовыми, от которых юго-восточнее с. Чулак-Курган они не отделены. От этого села палеоцен — нижнеэоценовые отложения прослеживаются по скважинам до линии с. Коксу — оз. Акжар.

Палеоценовые отложения представлены темно-серыми, зеленовато-серыми, реже коричневыми алевритистыми глинами, алевритами и кварцево-слюдистыми песками, обогащенными тонкодисперсным органическим веществом. Часто присутствует аутигенный пирит в виде мельчайших шаровидных конкреций. В северо-западной части региона, на правобережье рек Чу, Сарысу и в районе оз. Арыс, наблюдаются пласты мелкозернистых глауконитовых песков и песчаников. Для тяжелой фракции алевритовых и песчаных пород характерна турмалино-пирито-цирконовая ассоциация. Глины имеют монтмориллонитовый состав.

Палеоценовый возраст отложений определяется содержанием богатых спорово-пыльцевых спектров, которые по исследованиям Е. К. Тереховой объединяются в два комплекса. Раннепалеоценовый комплекс содержит пыльцу голосеменных и покрытосеменных растений в равных количествах; спор до 5%. Голосеменные представлены: Pinaceae, Taxodiaceae, *Phyllocladus;* покрытосеменные, в основном, пыльцой миртоидного типа древнего облика Myricaceae (до 10%), *Comptonia* (до 10%), *Triatriopollenites confusus* Zakl. (до 15%), *Triatripollenites pseudorurensis* Pfl., *Tr. aroboratus* Pfl. В меньшем количестве присутствуют Caprifoliaceae, Oenotheraceae, Plicapollis Pfl., Sapindaceae, *Alnus,* Triporopollenites Pfl.

Поздний комплекс палеоцена содержит: пыльцу голосеменных до 65% (Pinaceae, Taxodiaceae, Phyllocladus), споры до 5%, иногда меловые реликты до 10%; пыльцу покрытосеменных до 30% — *Myrica, Comptonia, Casuarinidites cainozoicus* Cook. Oenotheraceae, Caprifoliaceae *(Diervilla),* Nymphaceae *(Nuphar), Triporopollenites plicoides* Zakl., *Tricolporites erdtmanii* Ross., *Cardiospermum* sp., *Nudopollis* sp., *Extratriporopollenites.* Кроме того, в районе с. Сузак в керне с глубины 451—456 *м* Г. В. Курловой обнаружена *Bronsteiniana galba* Mand., известная из дат-палеоценовых отложений Средней Азии и *Anomalina* ex gr. *danica* (Brotzen.) (определения Н. Е. Мельнико-

вой). В керне скважины, пройденной в районе водохранилища Чукурой, с глубины 281 *м* в серых слюдистых алевролитах В. С. Корниловой определены фрагменты листьев *Dryophyllum* sp., *Viburnum* cf., *V. giganteum* Sap. et Mar., *Betula* sp.

Палеоценовые отложения накапливались в прибрежной части мелкого моря. Мощности их обычно не превышают 20, достигая максимального значения 31 *м* в районе с. Сузак. В низовьях рек Сарысу и Чу мощность 2—5, изредка достигает 10 *м*.

Эоцен

Отложения эоценового возраста на основе заключенной в них разнообразной фауны и спорово-пыльцевых комплексов в большинстве случаев удается разделить на три подотдела. Лишь в плоском прогибе междуречья Талас — Чу не было получено достаточно убедительных палеонтологических данных для дробного расчленения. Здесь между меридианами 70 и 71° в. д. эоценовые отложения вскрыты буровыми скважинами на глубинах от 20 до 125 *м*; в юго-восточной части этого участка они обнажены в своде Кумурлинской брахиантиклинали. По данным Н. Е. Ережепова (1964 г.), они представлены в основном кварцевыми мелко- и среднезернистыми песками, содержащими примесь гравия и мелкой гальки в количестве 10—20%. Пескам подчинены прослои песчаников того же состава и зеленовато-серых и серых, местами красноватых глин; изредка встречаются прослои и линзы известняков, переполненные отпечатками пелеципод, среди которых С. Х. Миркамаловой определены *Corbula* sp. и *Corbulomya* sp.

Пески состоят в основном из кварца (80—90%), полевого шпата (4—20%) и слюды (1—3%). Минералы тяжелой фракции представлены гранатом, эпидотом, цирконом, апатитом, баритом, пиролюзитом, амфиболами, лимонитом, лейкоксеном и рутилом, в единичных зернах — цоизитом, роговой обманкой и хлоритом. Гравий и галька, размером до 2 *см*, представлены среднеокатанными обломками кварца и кремнистых пород.

Из рассматриваемых отложений Е. К. Тереховой были получены спорово-пыльцевые спектры, в которых преобладает пыльца *Trudopollis pompeckji* Pfl., *T. platoides* Pfl. В значительном количестве присутствует пыльца мирикоидного типа: *Myrica esculentiformis* Glad., *M. carolinensiformis* Glad., *M.* aff. *hartwegii* Glad., *M.* aff. *carolinensis* Mill.

В меньших количествах встречена пыльца семейства Betulaceae. Незначительное участие в спектрах принимает пыльца типа *Tricolporopollenites castanoides* Pfl., голосеменные представлены в основном сем. Pinaceae. Эти спектры датируют вмещающие осадки нижним — средним эоценом. Непосредственно севернее данного участка, на правобережье р. Чу, известны верхнеэоценовые отложения, которые безусловно имеются и здесь. Наибольшая мощность нерасчлененных эоценовых отложений междуречья Талас — Чу достигает 170 *м*.

Нижний эоцен

В раннеэоценовую эпоху происходит расширение палеогенового моря. Поэтому нижнеэоценовые отложения, налегающие в Прикаратауском районе согласно на палеоценовые, к северу и востоку от него ложатся трансгрессивно на различные горизонты верхнего мела.

В Прикаратауском районе, а также в низовьях рек Чу и Сарысу, преобладают темно-серые глины монтмориллонитового состава. В центральной и северо-восточной частях региона в разрезе нижнего эоцена доминируют зеленовато-серые и белые мелкозернистые пески. К западу от сопок Кокшетау отмечаются прослои и линзы пестрых (зеленых, желтых, лиловых, красных) неслоистых глин. Здесь же прослеживаются слои конгломератов, галечников и гравийных песков мощностью 0,5—8 *м*. Для песков характерен существенно кварцевый состав в центральной части территории и полимиктовый — в северной. Тяжелая фракция алевритов и песков выражена турмалино-цирконо-ильменитовой ассоциацией.

Из прослоев темно-серых глин и алевролитов, залегающих как в низах, так и в верхах разреза, Е. К. Тереховой получены раннеэоценовые спорово-пыльцевые комплексы. В составе их голосеменные (20—40%), покрытосеменные (40—70%), споры (1—13%). Руководящей является пыльца: *Myrica, Comptonia, Carya, Pterocarya,* Combretaceae, Sapindaceae, *Anacolosidites* sp., *Triatriopollenites exelsus* (R. Pot.) Pfl. и др. Из самой верхней части толщи были отмечены фораминиферы *Ammomargunulina macrospira* N. Byk., *Haplophragmoides* sp. Первая форма известна из сузакских слоев Средней Азии. В этой же части разреза К. Г. Шибковой обнаружены радиолярии: *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Spongosteriscus gorskii* Lipm., *Amphibrachium* sp., *Porodiscus* sp. и диатомовые водоросли — *Stephanopyxis lavrenkoj* Jouse, *Coscinodiscus lineatus* Ehr., *Trinacria pibolus* Ehr., *Triceratium febestratum* Witt., *T. crenulatum* Grev. По заключению К. Г. Шибковой, они известны из нижнеэоценовых отложений Поволжья и восточного склона Урала.

В нижнем эоцене выделяются два фациально различных типа осадков. Породы первого отлагались в мелководном морском бассейне, а второго — в его прибрежной части. Зона распространения мелководных осадков протягивается от южных предгорий хр. Каратау до низовий рек Чу и Сарысу. Севернее и восточнее располагалась зона прибрежно-морских образований. Мощность отложений в центральной части района не превышает 50 *м*, а в северном и восточном направлении она постепенно уменьшается.

Средний эоцен

Среднеэоценовые морские осадки распространены в восточной части территории, где они несогласно залегают на различных горизонтах мела и палеозоя. Обнажения среднеэоценовых отложений находятся у северо-восточных подножий хребтов Большого и Малого Каратау, в низовьях рек Сарысу и Чу — до урочища Буралкенынтуз — на востоке. На остальной территории они вскрыты многочисленными скважинами на разных (до 550 *м*, с. Сузак) глубинах.

На западе в разрезе среднего эоцена выделяются три пачки: Нижняя — представлена кирпично-красными и шоколадными глинами с редкими тонкими прослойками глин зеленой окраски. Глины монтмориллонитового состава, иногда содержат многочисленные кристаллики и сростки сидерита, реже — зерна глауконита. Средняя пачка сложена зелеными и зеленовато-серыми бескарбонатными монтмориллонитовыми глинами с прослоями и линзами зеленовато-серых и белых мелкозернистых слюдисто-кварцевых, полевошпатовых песков и рыхлых песчаников. Верхняя пачка представлена серыми и зеленовато-серыми опоковидными глинами, чередующимися с тонкими прослоями известковистых глин, мергелей, известняков, известковистых алевролитов и

редко известковистых фосфоритов. Близ сопок Кокшетау в этой пачке преобладают песчанистые разности. В низовьях рек Чу и Сарысу из разреза полностью выпадают красноцветные глины нижней пачки. Восточнее с. Сузак глинистые породы фациально замещаются песчанистыми и песчано-гравийными осадками.

В западной части территории тяжелая фракция песков и алевритов характеризуется пирито-турмалино-цирконо-ильменитовой ассоциацией, а в восточной — цирконо-баритово-апатитовой; здесь в значительных количествах также присутствуют пироксены и эпидот.

Отложения среднего эоцена охарактеризованы разнообразными органическими остатками: пелециподами, фораминиферами, остракодами, радиоляриями, диатомовыми водорослями и спорово-пыльцевыми комплексами. Наиболее богатые находки приурочены к верхней пачке — опоковидным и известковым глинам и мергелям. К. А. Ляджиной из этой части разреза определены *Pteria elytracea* Rom., которая характерна для осадков среднего эоцена Кызылкумов и Западного Казахстана и *Cultellus asiaticus* Kach., известная из отложений алайских слоев Средней Азии.

На юго-востоке из гравелитовых песчаников и конгломератов, распространенных у оз. Кызылколь и южнее с. Байкадам, определены: *Ostrea multicostata* Desh., *O. plicata* Sol., *O. baikadamensis* Ljadzina sp. nov., *O. cizancourti* Cox., *Panope intermedia* Sow., *Chlamys turgaicus* Vial., *C. kassini* Ovetsch. и другие, характерные для алайских слоев Средней Азии. Из этого же района Л. С. Гликманом были определены зубы среднеэоценовых акул: *Odontaspis macrota* Ag., *Jaekelotodus trigonalis* (Jaek.), *Otodus* aff, *abliqus* Ag., *Myliobatis* sp.

На востоке море достигало солончака Буралкенынтуз. О возрасте отложений этого участка К. В. Никифоровой (1960) и В. И. Елисеевым (1961) высказаны противоречивые суждения. Н. Н. Костенко, К. К. Ляджиной и С. Ф. Меньшиковым в 1966 г. установлено, что имеются два горизонта с разновозрастной фауной. Нижний горизонт, налегающий трансгрессивно на серые листоватые и пестроцветные глины сенона (?), вскрытые шурфами в днище солончака, хорошо обнажен в его юго-восточном борту. Он представлен желтовато-серыми и охристо-желтыми мелко- и среднезернистыми слюдисто-кварцевыми песками (8 *м*). К этому горизонту приурочена следующая фауна (определенная К. А. Ляджиной): *Pitar akksuensis* Kach., *Miltha menardi* Desh., *Mactra recondita* Desh., *Cordiopsis incrassata* Sow., *Panope alaica* Kach., *P. corrugata* Dix., *P. intermedia* Sow., что заставляет относить вмещающие отложения к верхам среднего эоцена. Верхний, согласно залегающий горизонт, в целом имеет розовато-желтую окраску. В основной массе он представлен мелко- и среднезернистыми песками, среди которых имеются линзы и прослои ярко-красных разнозернистых песков и гравийников, а также желтовато-серых песчаников с карбонатным цементом и ракушняков. Присутствует неравномерно рассеянный гравий и хорошо окатанная галька кремнистых пород и кварца размером до 2—3 *см*. Местами встречаются скопления фигурных конкреций, образовавшихся, как видно, за счет выполнения песчано-карбонатным материалом нор десятиногих раков. Из этого горизонта (7—8 *м*) К. А. Ляджиной определены *Cordiopsis incrassata* Sow. и *Corbulomya* sp.

В нижнем горизонте морских палеогеновых отложений солончака Буралкенынтуз содержится фауна, характерная для верхов среднего эоцена, а в верхнем горизонте, кроме *Cordiopsis incrassata* Sow., встреченной и в нижнем горизонте, фауна, определенная лишь до рода. Этот

согласно налегающий горизонт следует относить к низам верхнего эоцена; он, несомненно, является прибрежной фацией.

Проведенные на большей площади геологосъемочные работы показали, что предположение о наличии здесь морских отложений среднего олигоцена (Елисеев, 1960), не обосновано. Палеогеновое море повсеместно покинуло описываемую территорию в позднем эоцене и, несомненно, уже не возвращалось сюда позже. Не исключена возможность, что в районе солончака Буралкенынтуз в позднем олигоцене — раннем миоцене существовало солоноватоводное озеро, в котором могли обитать *Corbula helmerseni* Mikhail. и другие формы, упомянутые В. И. Елисеевым.

В керне всех скважин, пройденных в западной части территории, обнаружены фораминиферы: *Lenticulina iljini* (N. Byk.), *Baggina valvulineriaformis* (N. Byk.), *Globigerina triloculinoides* Plum., *G.* ex gr. *varianta* Subb., *Bulimina vermiformis* N. Byk. msc. и другие, характерные для среднеэоценовых отложений.

Из этих же отложений К. Г. Шибковой определены среднеэоценовые радиолярии: *Spongurus biconstrictus* Lipm., *Gromyodruppa tebesensis* Lipm., *Phacolidiscus* sp., *Podocartis prunoideaformis* Lipm., *Lichnocanium ovatum* Lipm.; диатомовые водоросли — *Craspedodiscus moelleri* A.S., *Triceratium kinkeri* A.S. var. *minor, Trinacria refina* Hein. и др. В низовьях р. Сарысу и в районе с. Сузак в двух верхних пачках А. П. Савиновой обнаружены комплексы среднеэоценовых остракод: *Cytherella textata* Mand., *Clithrocytheridea capitosa* Mand., *Trachyleberis hyalina* Schar., *T. paratis* Mand., *Loxoconcha germena* Mand. и др. Из песчаного горизонта, обнажающегося в основании высокого чинка (обрыва) по левобережью р. Сарысу, Л. С. Гликманом определены зубы акул, характерных для низов среднего эоцена *Rhinoptera daviesi* Woods., *Odontaspis striata* Wink., *Ohyrhina praecursor* Ler.

Из рассматриваемых отложений Е. К. Тереховой выделены среднеэоценовые комплексы спор и пыльцы, в которых голосеменные составляют 10—20%, покрытосеменные 80—90%, споры содержатся спорадически. Руководящая пыльца: Tricolporopollenites Pfl., Tricolpopollenites Pfl., *Rhus, Fagus, Myrica, Abelia,* Meliaceae, Sapotaceae, Pistaceae, *Plycapollis silicatus* Pfl., Triatriopollenites Pfl.

Для среднеэоценовых отложений характерна зональность, которая проявляется по мере продвижения в восточном направлении и выражается в смене мелководноморских фаций прибрежными, распространенными восточнее линии, проходящей от с. Сузак на оз. Каракоин. Наибольшая мощность 150 *м* установлена в районе с. Сузак; севернее она колеблется от 80 до 130 *м*; на востоке, в прибрежной зоне, уменьшается до нескольких метров, а у подножья хр. Каратау, где отложения значительно размыты составляет 10—13 *м*.

Верхний эоцен

Отложения верхнего эоцена прослеживаются в естественных обнажениях вдоль северо-восточного склона хр. Большой Каратау и в предгорьях Малого Каратау, по правобережью р. Чу к западу от сопок Кокшетау, в чинках по левобережью р. Боктыкарын и котловины оз. Арысь, в солончаке Буралкенынтуз; в погруженных частях впадины вскрыты многочисленными скважинами. Залегают они согласно на породах сред-

него эоцена. Повсеместно осадки верхнего эоцена представлены зеленовато-серыми, реже темно-серыми листоватыми глинами преимущественно бейделлитового состава с включениями шаровидных конкреций пирита, редких зерен глауконита, зубов и чешуи рыб. Иногда в верхах разреза глинистая толща содержит обильный алевритовый материал, составляющий 18—20%. В восточной и северо-восточной частях территории появляются кварцево-полевошпатовые пески и пестроцветные глины. Верхняя граница выражена четко, она определяется несогласным налеганием красноцветных континентальных осадков нижнего олигоцена. Возраст обоснован находками разнообразных органических остатков. Из керна многих скважин, вскрывших описываемые отложения, К. А. Ляджиной определены позднеэоценовые пелециподы: *Nucula aralensis* Luk., *N. praelonga* Wood, *Crassatella deschayesiana* Nyst., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Cultellus grignonensis* Desh., *Isocardia eichwaldiana* Rom. Последняя форма в большом количестве обнаружена у кровли зеленых глин в обнажении по левобережью р. Боктыкарын в низовьях р. Сарысу. Это говорит о том, что возраст вмещающих осадков в данном районе не выходит за пределы верхнего эоцена и соответствует белоглинискому горизонту, однако не захватывая его верхов.

К нижней части верхнеэоценовых осадков приурочены массовые скопления моллюсков: *Nucula aralensis* Luk., *N. kasakstanica* Ruch., *N. turgaica* Miron. По возрасту они соответствуют низам кумского горизонта. Почти повсеместно содержатся определенные Н. Е. Мельниковой богатые комплексы фораминифер: *Gaudryina superturkestanica* N. Byk., *Hastigerina micra* (Cole), *Bifarina millepunctata* (Tutkow.), *Uvigerina* ex gr. *pseudotexana* N. Byk., *Neobulimina pseudoelongata* N. Byk., *Anomalina vialovi* (N. Byk.).

Из отложений, развитых в западной части региона, К. Г. Шибковой определены верхнеэоценовые радиолярии: *Thecosphaera sublicia* Lipm., *Conocaryomma aralensis* Lipm., *Ellipsocirchus chabacovi* Lipm., *Lichnocanium ovatum* Lipm. и другие, а также диатомовые водоросли — *Coscinodiscus coscinodiscus* Ehr., *C. descrescens* Grun., *Craspedodiscus coscinodiscus* Ehr., *Hemialus mitra* Grun., *Triceratium barbadense* Grev., *Pyxilla gracilis* Tomp. et Forti и др. В отложениях северного участка А. П. Савиновой обнаружены остракоды: *Schuleridea ampula* Mand., *Clithrocytheridea innae* Mand., *Cytheridea lata* Mand., *C. khanabadensis* Mand., *Loxoconcha lenticularis* Mand.

Из верхней части обнажений морского палеогена в чинке низовий р. Сарысу по сборам Н. Н. Костенко и других (1959) Л. С. Гликманом определены зубы акул *Jaekelotodus trigonalis* (Jaek.), *Oxychina americana* Leriche, *Odontaspis macrota* Ag., *O. acutissima* Ag., *Myliobatis* sp., *Notidanus primigensius* Ag. и др. Он отметил преобладание пелагических акул, видовой состав которых очень характерен для второй половины позднего эоцена.

В керне скважин, пройденных в западной части региона, Е. К. Терехова выделила спорово-пыльцевые комплексы, следующего состава: голосеменные 10—40%, покрытосеменные 60—90%, споры отсутствуют. Характерная пыльца — Tricolporopollenites Pfl., Tricolpopollenites Pfl., *Quercus, Castanea,* Rhus, *Nyssa, Myrica, Juglans.*

Распределение мелководно-морских и прибрежных фаций примерно аналогично существовавшему в среднем эоцене. Мощность отложений верхнего эоцена значительно колеблется: в прибрежных районах она не превышает первых десятков метров, а в наиболее погруженной части региона достигает 150—180 *м.*

Олигоцен

Нижний олигоцен

К нижнему олигоцену относится красноцветная существенно глинистая толща, описанная под названиями боктыкарынской, кендырлыкской, кызылкольской или бетпакдалинской свиты. Эта континентальная толща налегает с резко выраженным размывом и перерывом в осадконакоплении (наблюдаются трещины усыхания в подстилающих осадках) на верхнеэоценовые морские зеленоцветные глины с подчиненными им в верхах разреза алевритами и песками.

Отложения нижнего олигоцена представлены преимущественно красно-бурыми, реже — зелеными и пестрыми (обычно в верхней части разреза) карбонатными глинами гидрослюдистого состава с прослоями и линзами преимущественно кварцевых песков, реже — песчаников, алевролитов и гравийников. Эти отложения широко распространены в низовьях рек Чу и Сарысу, где мощность их обычно колеблется в пределах 40—70, сокращаясь на приподнятых участках до 1—2 *м*.

Не менее широко нижнеолигоценовые отложения распространены у подножий хребтов Большого и Малого Қаратау. Состав их здесь аналогичен упомянутому выше, но мощность значительно больше. В районе с. Сузак она достигает 250—270, в районе оз. Акжар — 175 *м*; в большинстве случаев мощность колеблется в пределах 100—120 и лишь у самых подножий хребтов сокращается до 20—40 *м*.

Тяжелая фракция песчано-гравийных пород западной части региона характеризуется эпидото-ильменитовой ассоциацией. На юго-западе, в районе Малого Қаратау, по данным С. Я. Баяхуновой и Ю. Б. Коврижных (1964 г.), тяжелая фракция песчаного материала состоит из даллита (64%), ильменита (14,5%), циркона (13%), турмалина (20%); ставролит, гранат и апатит совместно составляют 4,5%; в единичных зернах встречаются эпидот, цоизит, силлиманит.

Нижнеолигоценовый возраст описываемых отложений устанавливается на основании остатков млекопитающих и остракод, а также харовых водорослей. В большом чинке, вытянутом субмеридионально по левобережью русла Боктыкарын, Н. Н. Костенко, А. В. Тимуш и другие в 1959 г. собрали остатки представителей индрикотериевой фауны, среди которых М. Д. Бирюковым определены: *Rhinoceratidae* gen. indet, Indricotheriidae gen. indet, Pissipidea (?), *Grocetops* (cf. *dormifor*?), *Schizotherium turgaicum* Bor., *Lophiomery turgaicum* Flor. Из рассматриваемых отложений В. Д. Никольской были определены *Chara vectensis* Reid. et Chaud., *C. subglobosa* Reid. et Chaud., *C. tuberculata* Gyell., которые по ее заключению не противоречат отнесению этих отложений к нижнему олигоцену.

Из пород нижней и верхней частей разреза красноцветной глинистой толщи, распространенной по левобережью р. Боктыкарын, отмыты остракоды: *Kassinina beljaevskyi* Mand., *Eucypris detonsa* Mand., *Ilyocypris tuberculoabundis* Mand., *I. errabundis* Mand., *I. turgaensis* Mand., *I. manasensis* var. *cornae* Mand., *Kassinina kassini* Mand. и др. Они, по мнению Г. В. Курловой и А. П. Савиновой, в комплексе характеризуют отложения нижнего олигоцена. Из керна скважины, пройденной в 10,5 *км* северо-северо-западнее пос. Турлан, с глубины 166 *м*, Г. В. Курловой определена *Cytheridea schirabadensis* Mand.

Описываемые отложения прослеживаются по правобережью р. Чу до солончака Буралкенынтуз и несколько далее к востоку. В северо-восточном склоне котловины этого солончака хорошо видно резко несогласное налегание на различные палеозойские породы и их кору вы-

ветривания толщи красно-бурых или кирпично-красных гипсоносных глин мощностью 15—20 *м*. Здесь на них с размывом налегают песчано-галечные отложения верхнего олигоцена.

Нижнеолигоценовые отложения имеются и на правобережье р. Чу. Они установлены бурением под четвертичными песками Моюнкум, где между меридианами 70—71° в. д. залегают на глубинах от 40 до 70 *м* и обнажены на поверхности лишь на правобережье р. Талас, на сопке Кумырлы. По данным Н. Е. Ережепова (1964), здесь они представлены толщей карбонатных красноцветных глин с прослоями песков и песчаников, реже гравелитов. Глины гидрослюдистые, обычно со значительной примесью алевритового материала кварцевого состава. Пески и песчаники преимущественно мелкозернистые, реже — неравномернозернистые, в основном кварцевые, с примесью зерен кремнистых пород, полевых шпатов и слюды, изредка — турмалина, амфиболов и пироксенов. Минералы тяжелой фракции песков представлены гематитом, ильменитом, гранатом, эпидотом, ставролитом и лейкоксеном. Наибольшая мощность 141 *м*.

В керне скважины, пройденной на правобережье р. Талас, в 15 *км* северо-западнее урочища Ушкудук, с глубины 170 *м* В. С. Корниловой определены листья: Monocotyledoneae gen. et sp. indet., *Populus* sp., *Ulmus carpinoides* Goepp., которые, по ее мнению, указывают на олигоценовый возраст.

Верхний олигоцен

Отложения верхнего олигоцена известны под названием асказансорской свиты (Никифорова, 1960; Костенко и др., 1959), обнажения которой прослеживаются вдоль хр. Каратау. В низовьях р. Чу они слагают бугор Инкай, в 20 *км* восточнее обнажаются среди эоловых песков пустыни Моюнкум. По правобережью р. Чу протягиваются далеко на восток до урочища Сарой. Однако наиболее широкое распространение они имеют на западе, по правобережью р. Чу — левобережью низовий Сарысу. Породы асказансорской свиты здесь с ясно выраженным размывом, хорошо наблюдаемым в большом чинке по левобережью Боктыкарын, залегают на красных глинах нижнего олигоцена. Они представлены светло-серыми, зеленовато-серыми, охристо-желтыми, кварцевыми и слюдисто-кварцевыми в основном мелкозернистыми песками, с прослоями и линзами пестрых глин, а также — кварцевых и железистых песчаников и гравийников. Иногда в разрезах господствуют пестрые песчанистые глины и желтовато-серые или голубоватые кварцево-слюдистые алевриты. В тяжелой фракции песков преобладают эпидот, лейкоксен, ильменит, циркон, реже и в меньших количествах встречаются турмалин, сфен, рутил, гранат и ставролит.

По своему происхождению отложения асказансорской свиты являются преимущественно осадками озерных, озерно-аллювиальных равнин и речных русел, формирование которых происходило в условиях перемежающихся озерных бассейнов. Максимальная мощность отмечена в южном борту солончака Асказансор (42 *м*) и в предгорьях хр. Каратау, у колодца Қызылжар (52 *м*). На остальной площади она не превышает 15—20 *м*.

В районе солончака Буралкенынтуз рассматриваемые отложения налегают с ясно выраженным размывом или на красно-бурые гипсоносные глины нижнего олигоцена, или на морские средне- или верхнеэоценовые отложения, или на различные породы карбона, иногда с покрывающей их корой выветривания. Верхнеолигоценовые отложения представлены разнозернистыми полимиктовыми и слюдисто-кварцевыми

песками с гравием и галькой размером до 10—18 *см*, состоящей из кремнистых пород, кварца, а также различных палеозойских песчаников, эффузивов и туфов.

Восточнее солончака Буралкенынтуз верхнеолигоценовые аллювиальные отложения, по-видимому, заполняют древнюю долину, протягивающуюся субпараллельно р. Чу по ее правобережью до урочища Сарой и далее к востоку примерно до р. Карчингалы. Ширина этой долины 12—25 *км*. Она заполнена галечниками, разнозернистыми песчаниками и песками с гравием и галькой, а также песчанистыми глинами. Присутствие гидроокислов железа обусловливает бурую или охристо-желтую окраску этих отложений и лишь глины, занимающие резко подчиненное положение, местами окрашены в желто-зеленые и зеленые цвета. Галечники обычно залегают в основании разреза, но местами встречаются и в верхах его. В составе плохо окатанных галек преобладают различные песчаники и кварцевые порфиры, нередко присутствуют порфириты, туфы и туффиты. Лишь изредка встречаются переотложенные хорошо окатанные гальки кварца и кремнистых пород. Преобладающие размеры галек 2—3, изредка 8—10 *см*; встречаются валуны до 15 *см* в поперечнике. Местами гальки скреплены железисто-карбонатным цементом до прочных конгломератов черно-бурого цвета. Общая мощность аллювия обычно не превышает 5—7 *м*.

К асказансорской свите приурочены обильные остатки фауны млекопитающих, поздних индрикотериид и их спутников, названных филлотиллоновым фаунистическим комплексом (Бажанов, Костенко, 1964). Наиболее крупные захоронения находятся у солончака Асказансор. Впервые сборы фауны здесь были сделаны Д. И. Яковлевым в 1929 г. В 1934 г. сборы фауны производил В. А. Селевин, в 1936 г. на этом захоронении велись раскопки под руководством Ю. А. Орлова, а в 1958—1959 гг. — под руководством М. Д. Бирюкова и В. С. Бажанова. Среди собранных остатков позвоночных определены: *Phyllotillon betpakdalensis* (Flerov), *Amphioyoninae* gen.?, *Dicerorhinus tagicus* Rom., *Himineryx turgaicus* (Bor.), *Brachypotherium* sp., *Machairodontidae* gen.?, *Antracotherium* sp., *Indricotherium* sp., животное, близкое к *Moropus*, а также *Clemmys kasakstanica* Rhoz., кости крупной рыбы Cyprinidae и др.

Из верхнеолигоценового аллювия, выполняющего древнюю долину в урочище Сарой (Восточная Бетпак-Дала), наиболее обильные сборы фауны позвоночных сделал В. И. Елисеев (1961). Е. И. Беляева и В. С. Бажанов в ее составе установили: Indricotheriidae относительно небольших размеров с довольно сильно развитыми (гипсодонтными) коренными зубами; *Indricotherium* sp., Entelodontidae, Antracotheriidae (*Brachiodus* sp.), Hyaenodontidae (Hyaenodon sp.), *Allecerops turgaicum* Bor., *Phyllotillon betpacdalensis* (Flerov). Вся фауна характерна для второй половины олигоценовой эпохи.

Нерасчлененные олигоценовые (?) отложения

В южной и юго-восточной частях региона, прилегающих к Киргизскому хребту, глубокими скважинами вскрыты континентальные отложения, по-видимому, олигоценового возраста. Скважиной, пройденной в районе ст. Луговой (в 4 *км* севернее разъезда Кызылшорва), под отложениями относимыми к неогену (?), с глубины 775 *м* вскрыты образования, возможно, олигоценовые. Они представлены красновато-коричневыми и кирпично-красными гипсоносными глинами с прослоями песчаников. Выход керна был небольшой; судя по электрокаротажной диаграмме, верхняя часть толщи (мощностью около 100 *м*) более песча-

нистая, а нижняя — глинистая. На глубине 1100 *м* скважиной вскрыт палеозой, следовательно мощность осадков, относимых к олигоцену 325 *м*.

В юго-восточной части региона, в урочище Саргоу скважина вошла на глубине 980 *м* в олигоценовые (?) отложения и на глубине 1005 *м* врезалась в палеозойские порфириты. Мощность олигоценовых (?) отложений всего 25 *м*. В их основании залегают розовато-бурые песчанистые известняки, выше которых идет красновато-бурые известковистые глины с подчиненными им гравийными песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Севернее, у ст. Чу, олигоценовых (?) отложений уже не встречено. На юге, в пределах Киргизии, в качестве олигоценовых выделяют континентальные отложения сулутерекской свиты. Представлены они песчанистыми глинами, алевропелитами, разнозернистыми песчаниками, песчано-глинистыми известняками; характерно наличие пластов глинистого гипса. В районе Серафимовской антиклинали эта свита подстилает нижне-среднемиоценовые соленосные отложения. Общая мощность сулутерекской свиты до 270—300 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН, СЕВЕРНАЯ И ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Восточный регион включает Северную и Южную Джунгарию и Заилийский район. К нему отнесена вся территория, лежащая к востоку от Чу-Балхашского водораздела и гор Кендыктас. Здесь мы встречаемся со сложно построенными горными системами Джунгарии и Северного Тянь-Шаня, разобщенными обширной Илийской впадиной, кроме которой имеется еще ряд других более мелких отрицательных тектонических структур, образованных альпийскими деформациями эпипалеозойской платформы. Палеогеновые отложения имеют ограниченное распространение и являются исключительно континентальными. В то же время в кайнозойских отложениях Илийской впадины неоднократно находили фораминиферы, то есть типичные морские организмы. Это заставило высказать предположение о наличии здесь морских палеогеновых осадков (Чакабаев, 1960). Однако Н. Н. Костенко показал (1963), что фораминиферы, несомненно, переотложены не на месте, а занесены с запада. Они встречены как в палеогеновых отложениях, так и более молодых, вплоть до четвертичных. Кроме того, время существования встреченных видов фораминифер определяется не только палеогеном, а значительно большим вертикальным диапазоном: от раннего мезозоя до позднего неогена. Наконец, литологический состав вмещающих осадков свидетельствует о несвойственной для пелагических фораминифер экологической обстановке.

Поскольку континентальные палеогеновые отложения имеют различный генезис (аллювиальные, озерные, пролювиальные и пролювиально-делювиальные), в них нет широко выдержанных по простиранию пластов определенного литологического состава и окраски, могущих служить маркирующими горизонтами. Поэтому сопоставление отложений, видимых в разрозненных обнажениях или в керне буровых скважин, затруднительно и не может быть сделано с достаточной уверенностью. К тому же рассматриваемые отложения крайне бедны органическими остатками: известно всего несколько пунктов, где были встречены остатки позвоночных, остракоды, спорово-пыльцевые спектры. Вследствие сказанного не только дробные стратиграфические подразделения палеогеновых отложений данного региона условны, но зачастую условно само отделение их от неогеновых. Все это не позволило проследить подотделы

и даже отделы палеогеновой системы по всему региону, а заставило дать описание отложений по отдельным участкам, стратиграфически подразделяя их в меру возможности.

СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

В Джунгарском Алатау палеогеновые отложения имеются главным образом в небольших грабенах в северной части этой горной системы. Грабены известны также в юго-западных и южных предгорьях Джунгарии; здесь они сформировались в результате вовлечения в тектонические поднятия части прилежащей с юга Илийской впадины, где шло накопление кайнозойских осадков. Поэтому развитые там палеогеновые отложения, относящиеся к другой структурно-фациальной зоне, рассматриваются ниже, при описании Заилийского района.

Палеоцен (?)

Основание кайнозойского разреза хорошо видно по левобережью р. Тентек, которая прорезает грабен (урочище Кызылтогай), заключенный между горстами гор Текели на севере и Шибынды — на юге. Здесь базальная кайнозойская толща, по-видимому палеоценовая, пестрая по составу и окраске, несогласно налегает на реликтовый пенеплен. В составе ее преобладают гравелиты, включающие мелкую гальку (до 2 *см* в поперечнике). Обломки представлены главным образом кварцем, но присутствуют также темноцветные кремнистые песчаники, алевролиты и красные яшмовидные породы. Количество цемента весьма неравномерное: иногда его мало и он рыхлый, местами же он обильный, кремнистый, очень прочный. Выделяются отдельные пласты кварцитовидных гравелитов, звенящих при ударе молотком и дающих характерный раковистый излом. Окраска большей частью светло- или темно-серая, но нередко с розовыми, малиновыми и охристо-желтыми пятнами.

Гравелиты перемежаются с рыхлыми разнозернистыми кварцевыми и полимиктовыми песками, среди которых встречаются песчаники с кальцитовым цементом. Окраска их также пестрая: розовая, лиловая, белая, охристо-желтая. В базальной толще Н. Н. Костенко (1968) собрал окатанные обломки костей, принадлежащих, по заключению М. Д. Бирюкова, млекопитающим, а также обломок щитка черепахи сем. Trionychidae (определение В. В. Кузнецова). Мощность базальной толщи 25 *м*.

Выше лежат оранжево-красные полимиктовые мелко- и среднезернистые глинистые бескарбонатные пески (10 *м*), а на них сероцветная пачка. Эти пачку Л. К. Диденко-Кислицына (1964, 1965) называла тункурузской свитой. В ее составе преобладают мергели и глины, подчиненное положение занимают кварциты. Мергели от тонкоплитчатых (3—5 *мм*) до пластов в 30—50 *см* мощности. Местами среди глин встречаются мергелистые конкреции (до 25—35 *см*) по наибольшему измерению, содержащие внутри друзы омарганцеванного кальцита. Окрашены они в зеленовато-серые и розово-серые цвета. Окраска пластовых мергелей белая, серая, зеленовато-серая, изредка встречаются розовые пятна неправильных очертаний. Примерно в равных количествах с мергелями, преимущественно в верхах пачки, присутствуют серые, зеленовато-серые и белые глины; их тонкие прослои иссиня-черные, углистые. Глины как карбонатные, так и бескарбонатные; встречаются прослои до 10—15 *см* чисто белых опок. Светло- и темно-серые кварциты, занимающие в пачке подчиненное положение и слагающие не более 10% ее мощности, образуют пласты от 8 до 45 *см*, нередко с волнистой подошвой и кровлей. Общая мощность сероцветной пачки 40 *м*.

В южной части урочища Кызылтогай сероцветная пачка местами обнажается в цоколе левобережных террас. Севернее выхода р. Тентек из ущелья гор Шибынды (примерно в 150 *м*) она слагает цоколь первой надпойменной террасы (поймы здесь нет) и непосредственно подмывается рекой, скрываясь под урез воды. Здесь обнажены светло- и темно-серые толстоплитчатые мергели с прослоями серых глин видимой мощностью 2,3 *м*. Сверху они перекрыты валунно-галечным аллювием, но в 120 *м* к северо-западу в цоколе второй надпойменной террасы видны перекрывающие ее красноцветные глины.

Ниже по течению реки, примерно в 500 *м* севернее гор Шибынды, сероцветная толща обнажается в цоколе третьей надпойменной террасы, где имеет видимую мощность 3 *м*. В основании залегают светло-серые тонкослоистые мергели, выше которых находится пласт серых грубозернисто-гравийных песчаников, превращенных в сливные кварциты. В этом обнажении в 1961 г. Л. К. Диденко-Кислицыной (1964, 1965) собраны остатки черепах, принадлежащие, по определениям В. В. Кузнецова, семейству Trionychidae.

В северной части урочища Кызылтогай из темно-серых глин, перемежающихся с мергелями, С. Ф. Меньшиковым определены остракоды *Eucypris concinna* S c h n. и два новых вида Cypridea, которые, по его заключению, несколько отличные от обычных меловых представителей этого рода; скорее всего они характеризуют заключительную стадию развития рода, расцвет которого приходился на позднемеловую эпоху. Эти остракоды могут датировать вмещающие отложения от верхов мела до низов палеогена. Однако присутствие в базальной толще окатанных обломков костей млекопитающих заставляет считать более правильным отнесение ее к палеоцену (?). На сероцветную пачку налегают кирпично-красные и темно-малиново-красные карбонатные глины, имеющие по левобережью р. Тентек мощность 35 *м*. Как видно, эти глины протягиваются в долину р. Чинжалы, где в них заключена эоценовая фауна.

В Колпаковской впадине, расположенной южнее, палеоценовые осадки выделяются условно. Здесь по данным Л. К. Диденко-Кислицыной (1965) в одной из скважин под флористически охарактеризованными пестрыми глинами и серыми бентонитовыми глинами в интервале 243—135 *м* вскрыта толща, представленная в основании конгломератами с галькой белого кварца, красных яшм и окремнелых пород, а выше кварцево-полевошпатовыми песками, сменяющимися кверху темнокрасными жирными глинами и кирпичнокрасными и розоватыми песчанистыми глинами. Возможность отнесения этой толщи к палеоцену предполагается.

По нескольким скважинам в разрезе четко выделяются две толщи: конгломерато-песчаная, которую венчает пачка красных глин, и песчаниковая (или песчаная), завершающаяся также красными или пестрыми глинами иногда с прослоями темно-коричневых гумусированных глин. Суммарная мощность нижней толщи 20—60 *м*, верхней — до 42 *м*. Пестроцветные и гумусированные глины свидетельствуют о континентальном режиме и процессах почвообразования. Эти толщи мощностью до 100 *м*, залегающие под средне-нижнеэоценовыми бентонитовыми глинами, Л. К. Диденко-Кислицына (1965) назвала джамантинской свитой.

Аналогичные отложения имеются в Константиновском грабене; нижние части толщи встречены в Коксуатском грабене, а также на поверхности гор Буланбай, Сарымсакты, Бесбокан и др.

По-видимому палеоценовыми являются отложения, распространенные у северо-восточного окончания гор Аркалык в узком блоке, ограниченном ветвями Алакольско-Джунгарского разлома. Они лежат на пенепленизированной поверхности тектонического блока, наклоненного

к югу, в сторону гор Аркалык. В основании разреза залегают разнозернистые гравийные пески с прослоями серых глин и прослоями глинистых песчаников, в которых встречаются обломки ожелезненной древесины. Выше распространены серые кварцевые разнозернистые рыхлые глинистые песчаники и кварцевые гравелиты. Самая верхняя часть разреза сложена красно-бурыми глинами, песками и отчасти рыхлыми загипсованными песчаниками. Мощность разреза 14 *м*.

Эоцен

По левобережью р. Тентек (урочище Қызылтогай) на отложения, относимые к палеоцену, налегают красноцветные карбонатные глины видимой мощностью до 35 *м*. Глины распространяются на запад, где слагают ядро антиклинальной складки, прорезанной долиной р. Чинжалы на глубину 22 *м*. Окраска их здесь кирпично-красная и малиново-красная с зеленовато-серыми пятнами (до 10—12 *см* в поперечнике). Из глин С. Ф. Меньшиков определил остракоды: *Eucypris* sp. и *Cyprinotus* sp., по его мнению, указывающие на среднеэоценовый возраст вмещающих осадков. На южном крыле антиклинали выше красноцветных глин залегают светлосерые и розовато-серые мергели, а также кирпично-красные известковистые глины. Стратиграфически более высокое положение занимают серые, зеленоватые и красные песчанистые глины с железо-марганцовыми конкрециями. В прослоях пестрых глин с линзами кварцевых песков найдены остатки позвоночных, остракод, тригоний и харовых водорослей.

Общая видимая мощность отложений эоцена 186,8 *м*. Впервые позвоночные найдены в слое 9 в 1958 г. Р. Б. Байбулатовой, Л. К. Диденко-Қислицыной, Е. П. Қислицыным, Н. Н. Қостенко; сборы повторялись в 1964, 1966 и в 1967 гг. Сборы 1958 г. дали лишь фрагментарные костные остатки, по которым В. С. Бажанов установил представителей тапироидов (*Tapiridae* gen indet), заставивших поднять возраст осадков до второй половины миоцена и параллелизовать их с павлодарской свитой (Диденко-Қислицына, 1964; Қостенко, 1964). Однако последующие палеонтологические сборы, обработанные М. Д. Бирюковым, позволили отнести тапироидов к роду *Schlosseria* sp., характерному для второй половины эоцена. По сборам 1967 г. М. Д. Бирюков установил новый род *Lophiodontidae* gen. nov., новый род древних беличьих *Ischyromyidae* gen. nov. новый вид носорогообразного *Prohyracodon* sp. nov. В этой же коллекции М. Д. Бирюков и П. Ф. Савинов нашли кости скелета Tapiroidaidae, второй верхнекоренной зуб животного из сем. Lophiodontidae (*Schlosseria* sp. nov.), а также кости представителей сем. Deperetellidae. По материалам раскопок 1968 г. М. Д. Бирюков установил *Telelephus* sp. Комплекс млекопитающих, по его заключению указывает на средне-верхнеэоценовый, скорее — среднеэоценовый возраст вмещающих осадков. Из данного захоронения Г. Д. Хисарова определила ильных хищных рыб *Amia borroisi* L e r i c h e, а В. В. Кузнецов — остатки черепах семейства Emydidae gen. indet. и Trionychidae. Непосредственно из костеносного горизонта С. Ф. Меньшиков выделил остракод *Cyprinotus* cf. *novellus* B o d., и *C.* cf. *espinicus* B o d., а В. Д. Никольская — гирогониты харовых водорослей *Peckichara coronata* (P e c k. et B e k e r) L. G r a m b., которые, по ее мнению, принадлежат позднему эоцену.

Глины эоценовой толщи монтмориллонитовые и лишь в одной пробе, показавшей наибольшую карбонатность (42,6%), установлено присут-

ствие гидрослюд. Карбонатность глин колеблется от 1,5—7,0 до 38 (4—42,6%).

Скважиной, пройденной в долине Чинжалы южнее описанного разреза (с. Андреевка), вскрыты две пачки глин. Нижнюю пачку, вскрытую в интервале 109—203,7 *м* (не на полную мощность), образуют (снизу вверх):

1. Розовые глины	22,0 *м*
2. Пятнистые пестроцветные глины	11,2 „
3. Светло-розовые глины с остракодами . .	4,5 „
4. Белые и светло-серые глины с остракодами .	33,2 „
5. Красные и серые глины	23,8 „

Остракоды *Eucypris* sp., по заключению С. Ф. Меньшикова, такие же как и в костеносном горизонте средне-верхнеэоценового возраста.

Наличие эоценовых отложений установлено Л. К. Диденко-Кислициной (1965) в Колпаковской (Дзержинской) впадине. Здесь в одной из скважин, из пачки серых глин, залегающих непосредственно под пятнистыми, Р. Б. Байбулатовой определен спорово-пыльцевой комплекс, в котором пыльца покрытосеменных растений (97,2%) преобладает над спорами (0,8%) и голосеменными (2,0%). Последние представлены Pinaceae, Taxodiaceae. В составе пыльцы покрытосеменных отмечены широколиственные (до 11%): *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Acer* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Tilia* sp.; мелколиственные (4%) — *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp.; пыльца вечнозеленых растений (до 12%) — *Myrica mirabilis* Zauer, *M. esculenta* Buch., Sapotaceae, *Ilex* sp., Elaeagnaceae, Moraceae, *Rhus* sp., *Proteacidites tuberculatus* Cook. Для комплекса характерна (до 10%) разнообразная пыльца *Anacolosidites* Cook. et Pike, а также представители рода *Normapolles* (до 14%); споры — *Selaginella* sp., *Lygodium* sp. Спорово-пыльцевой комплекс типичен для нижней половины эоцена.

Серые разности глин являются монтмориллонитовыми глинами, имеющими высокое бентонитовое число. Обнажения их встречены по долинам рек Шеттентек, Ортатентек и Тентек в Колпаковской и Тункурузской впадинах. Аналогичные глины встречены в Константиновской и Каройской впадинах. Они описаны Л. К. Диденко-Кислициной (1965) под названием тункурузской свиты.

Олигоцен

Достоверно олигоценовые отложения установлены у восточного подножья гор Кыскаш, представляющих собой палеозойский тектонический блок, ограничивающий с севера Лепсинскую впадину. К востоку от скалистого контура гор происходит быстрое погружение палеозойского фундамента, на котором залегает зелено-цветная олигоценовая толща, перекрытая более молодыми осадками. Она представлена бентонитовыми глинами белых, зеленых и серых цветов с разными оттенками. Местами встречаются прослои красно — цветных глин. В западной части Ильдерсайского месторождения глины налегают на палеозойский фундамент, имеют мощность до 50—60 *м* и зачастую перекрыты различными четвертичными образованиями. К востоку от гор Кыскаш мощность их возрастает и скважины, пройденные в 2 *км* от подножья гор на глубину более 140—150 *м* не достигли подошвы рассматриваемых отложений.

Спорово-пыльцевые спектры получены Р. Б. Байбулатовой (1967 г.) из керна многих скважин. Они характеризуются резким преобладанием пыльцы покрытосеменных над голосеменными и споровыми растениями. В этих спектрах, наряду с пыльцой умеренно-теплолюбивой флоры Тургайского типа (*Juglans, Carya, Pterocarya, Ulmus, Acer, Alnus, Betula,*

к югу, в сторону гор Аркалык. В основании разреза залегают разнозернистые гравийные пески с прослоями серых глин и прослоями глинистых песчаников, в которых встречаются обломки ожелезненной древесины. Выше распространены серые кварцевые разнозернистые рыхлые глинистые песчаники и кварцевые гравелиты. Самая верхняя часть разреза сложена красно-бурыми глинами, песками и отчасти рыхлыми загипсованными песчаниками. Мощность разреза 14 *м*.

Эоцен

По левобережью р. Тентек (урочище Қызылтогай) на отложения, относимые к палеоцену, налегают красноцветные карбонатные глины видимой мощностью до 35 *м*. Глины распространяются на запад, где слагают ядро антиклинальной складки, прорезанной долиной р. Чинжалы на глубину 22 *м*. Окраска их здесь кирпично-красная и малиново-красная с зеленовато-серыми пятнами (до 10—12 *см* в поперечнике). Из глин С. Ф. Меньшиков определил остракоды: *Eucypris* sp. и *Cyprinotus* sp., по его мнению, указывающие на среднеэоценовый возраст вмещающих осадков. На южном крыле антиклинали выше красноцветных глин залегают светлосерые и розовато-серые мергели, а также кирпично-красные известковистые глины. Стратиграфически более высокое положение занимают серые, зеленоватые и красные песчанистые глины с железо-марганцовыми конкрециями. В прослоях пестрых глин с линзами кварцевых песков найдены остатки позвоночных, остракод, тригоний и харовых водорослей.

Общая видимая мощность отложений эоцена 186,8 *м*. Впервые позвоночные найдены в слое 9 в 1958 г. Р. Б. Байбулатовой, Л. К. Диденко-Кислицыной, Е. П. Кислицыным, Н. Н. Костенко; сборы повторялись в 1964, 1966 и в 1967 гг. Сборы 1958 г. дали лишь фрагментарные костные остатки, по которым В. С. Бажанов установил представителей тапироидов (*Tapiridae* gen indet), заставивших поднять возраст осадков до второй половины миоцена и параллелизовать их с павлодарской свитой (Диденко-Кислицына, 1964; Костенко, 1964). Однако последующие палеонтологические сборы, обработанные М. Д. Бирюковым, позволили отнести тапироидов к роду *Schlosseria* sp., характерному для второй половины эоцена. По сборам 1967 г. М. Д. Бирюков установил новый род *Lophiodontidae* gen. nov., новый род древних беличьих *Ischyromyidae* gen. nov. новый вид носорогообразного *Prohyracodon* sp. nov. В этой же коллекции М. Д. Бирюков и П. Ф. Савинов нашли кости скелета Tapiroidaidae, второй верхнекоренной зуб животного из сем. Lophiodontidae (*Schlosseria* sp. nov.), а также кости представителей сем. Deperetellidae. По материалам раскопок 1968 г. М. Д. Бирюков установил *Telelephus* sp. Комплекс млекопитающих, по его заключению указывает на средне-верхнеэоценовый, скорее — среднеэоценовый возраст вмещающих осадков. Из данного захоронения Г. Д. Хисарова определила ильных хищных рыб *Amia borroisi* L e r i c h e, а В. В. Кузнецов — остатки черепах семейства Emydidae gen. indet. и Trionychidae. Непосредственно из костеносного горизонта С. Ф. Меньшиков выделил остракод *Cyprinotus* cf. *novellus* B o d., и *C.* cf. *espinicus* B o d., а В. Д. Никольская — гирогониты харовых водорослей *Peckichara coronata* (P e c k. et B e k e r) L. G r a m b., которые, по ее мнению, принадлежат позднему эоцену.

Глины эоценовой толщи монтмориллонитовые и лишь в одной пробе, показавшей наибольшую карбонатность (42,6%), установлено присут-

ствие гидрослюд. Карбонатность глин колеблется от 1,5—7,0 до 38 (4—42,6%).

Скважиной, пройденной в долине Чинжалы южнее описанного разреза (с. Андреевка), вскрыты две пачки глин. Нижнюю пачку, вскрытую в интервале 109—203,7 *м* (не на полную мощность), образуют (снизу вверх):

1. Розовые глины	22,0 *м*
2. Пятнистые пестроцветные глины	11,2 „
3. Светло-розовые глины с остракодами . .	4,5 „
4. Белые и светло-серые глины с остракодами .	33,2 „
5. Красные и серые глины	23,8 „

Остракоды *Eucypris* sp., по заключению С. Ф. Меньшикова, такие же как и в костеносном горизонте средне-верхнеэоценового возраста.

Наличие эоценовых отложений установлено Л. К. Диденко-Кислициной (1965) в Колпаковской (Дзержинской) впадине. Здесь в одной из скважин, из пачки серых глин, залегающих непосредственно под пятнистыми, Р. Б. Байбулатовой определен спорово-пыльцевой комплекс, в котором пыльца покрытосеменных растений (97,2%) преобладает над спорами (0,8%) и голосеменными (2,0%). Последние представлены Pinaceae, Taxodiaceae. В составе пыльцы покрытосеменных отмечены широколиственные (до 11%): *Quercus* sp., *Fagus* sp., *Acer* sp., *Juglans* sp., *Pterocarya* sp., *Tilia* sp.; мелколиственные (4%) — *Betula* sp., *Alnus* sp., *Salix* sp.; пыльца вечнозеленых растений (до 12%) — *Myrica mirabilis* Zauer, *M. esculenta* Buch., Sapotaceae, *Ilex* sp., Elaeagnaceae, Moraceae, *Rhus* sp., *Proteacidites tuberculatus* Cook. Для комплекса характерна (до 10%) разнообразная пыльца *Anacolosidites* Cook. et Pike, а также представители рода *Normapolles* (до 14%); споры — *Selaginella* sp., *Lygodium* sp. Спорово-пыльцевой комплекс типичен для нижней половины эоцена.

Серые разности глин являются монтмориллонитовыми глинами, имеющими высокое бентонитовое число. Обнажения их встречены по долинам рек Шеттентек, Ортатентек и Тентек в Колпаковской и Тункурузской впадинах. Аналогичные глины встречены в Константиновской и Каройской впадинах. Они описаны Л. К. Диденко-Кислициной (1965) под названием тункурузской свиты.

Олигоцен

Достоверно олигоценовые отложения установлены у восточного подножья гор Кыскаш, представляющих собой палеозойский тектонический блок, ограничивающий с севера Лепсинскую впадину. К востоку от скалистого контура гор происходит быстрое погружение палеозойского фундамента, на котором залегает зелено-цветная олигоценовая толща, перекрытая более молодыми осадками. Она представлена бентонитовыми глинами белых, зеленых и серых цветов с разными оттенками. Местами встречаются прослои красно — цветных глин. В западной части Ильдерсайского месторождения глины налегают на палеозойский фундамент, имеют мощность до 50—60 *м* и зачастую перекрыты различными четвертичными образованиями. К востоку от гор Кыскаш мощность их возрастает и скважины, пройденные в 2 *км* от подножья гор на глубину более 140—150 *м* не достигли подошвы рассматриваемых отложений.

Спорово-пыльцевые спектры получены Р. Б. Байбулатовой (1967 г.) из керна многих скважин. Они характеризуются резким преобладанием пыльцы покрытосеменных над голосеменными и споровыми растениями. В этих спектрах, наряду с пыльцой умеренно-теплолюбивой флоры Тургайского типа (*Juglans, Carya, Pterocarya, Ulmus, Acer, Alnus, Betula,*

Salix), присутствует пыльца тропических и субтропических растений: Moraceae, *Liquidambar, Rhus, Trochodendron*, встречаются единичные пыльцевые зерна *Nyssa, Ilex, Myrica, Castanea*. Очень мало пыльцы трав, за исключением прибрежно-водного растения *Sparganium*. В целом спорово-пыльцевой комплекс характерен для раннего олигоцена.

Олигоцен-миоцен

У восточного окончания гор Кыскаш скважинами вскрыты осадки, из которых Р. Б. Байбулатовой (1967 г.) получены олигоцен-миоценовые спорово-пыльцевые спектры. Они представлены кирпично-красными и буро-красными в различной степени песчанистыми глинами, содержащими линзы и прослои красноцветных глинистых песков, а также глин, местами гипсоносных, серого и зеленого цвета. В полученных из них спорово-пыльцевых спектрах встречены единичные пыльцевые зерна древесных пород: *Pinus, Betula, Ulmus, Carya*, кустарника Caprifoliaceae и прибрежно-водного растения — *Sparganium*. Кроме того установлены зерна, относящиеся к трехпорово-трехбороздному и трехбороздному типу. Этот спектр и заставляет относить вмещающие осадки к олигоцен-миоцену. Мощность меняется от 1—2 до 100 *м*. Залегают рассматриваемые отложения местами на бентонитовых глинах нижнего олигоцена, местами — на палеозойском фундаменте.

Не установлен точно возраст красноцветных и сероцветных глин, залегающих в долине р. Чинжалы выше эоценовой толщи. Эти отложения впервые подробно описаны С. В. Калесником (1931), которому удалось найти в них близ с. Андреевки, несколько плохо сохранившихся костей ископаемых представителей отрядов парнокопытных (*Artiodactyla*) и хищных (*Carnivora*), наиболее вероятный возраст которых, по мнению А. А. Борисяка, олигоцен-миоцен. Вмещающие отложения С. В. Калесник назвал алакольской свитой, поскольку они развиты в бассейне оз. Алаколь. Недавно пройденная в с. Андреевка скважина вскрыла их под четвертичными осадками в интервале 25—109 *м* (глубже она прошла описанные выше эоценовые глины с фауной остракод). Низы толщи (20,2 *м*) образуют белые и светло-серые глины, содержащие остракоды, с небольшими прослоями красных глин. Выше лежат ярко-красные глины с прослоями серых глин (63,8 *м*). По определению С. Ф. Меньшикова в пробах, взятых с глубин 48, 74, 81 и 89 *м*, содержится комплекс остракод; *Disopontocypris* sp., *Eucypris glabra* Bod., *E. decurta* Schn. (?) *Ilyocpris cornae* Mand., *I. kalkanensis* Bod., *Pseudoeucypris eboris* Schn.(?). На основании присутствия *Ilyocypris cornae., I. kalkanensis, Eucypris glabra* возраст вмещающих отложений следует считать олигоцен-миоценовым.

ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Эоцен

В юго-западной части Джунгарии известны эоценовые отложения, вскрытые скважиной у северного подножья хр. Малайсары в интервале 55,5—76 *м* и залегающие на пермских вулканитах. В основании разреза залегает дресва туфолав сиреневого цвета, а выше — кирпично-красные глины с включениями гравийного материала и прослоями кварцевых песчаников. Более высокие части разреза образованы глинистыми алевролитами, а также галечниками с хорошо окатанной галькой кварца и эффузивных пород. Общая мощность толщи 20,5 *м*. Из нее Р. Б. Байбулатова определила спорово-пыльцевой спектр эоценового возраста:

Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl., *Selaginella* sp., Pinaceae, *Nipha* sp., *Myrica esculenta* Buch., *M. carolinensis* Mill., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., Clethraceae, Ericaceae, Elaeagnaceae, *Trubopollis pompeckji* Pfl. Выше скважиной вскрыты неогеновые (?) полимиктовые пески с прослоями глин.

Олигоцен (?)

К олигоцену условно отнесены отложения, обнаруженные скважиной на левобережье р. Или в 30 *км* юго-восточнее с. Баканас. Под сероцветными и построцветными отложениями аральского горизонта на глубине 600 *м* вскрыты коричневые глины, переслаивающиеся с коричневыми глинистыми разнозернистыми, с гравием песчаниками; мощность 108 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

На севере Заилийского района расположена Илийская впадина, отделяющая Джунгарию от горной системы Тянь-Шаня. Палеогеновые отложения обнажены по северному склону впадины в горах Актау, Катутау, Калканы; на ее южном склоне они отмечены у гор Улькунбогуты; в центральной части — вскрыты скважинами от границы с Китаем до района г. Алма-Аты. В южнее расположенных межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня палеогеновые отложения можно предполагать лишь в Текес-Каркаринской впадине.

Палеоцен

Палеоценовые отложения в восточной части Илийской впадины встречены скважиной (на глубине 2400 *м*), пройденной в районе г. Панфилова (Лесновская структура). Из керна, взятого в интервале 2263—2271 *м*, представленного красноцветными глинами, С. М. Бляховой получено небольшое количество пыльцы: *Myrica paradoxa* Gladk., *Caryites ventricosus* Mart., *Myricites myricoides* (Kremp.) Pfl., *Trioriites* sp., *Castanea* sp., *Tricolporopollenites* sp. По ее заключению перечисленные формы (кроме *Castanea* sp.) являются стратиграфическими индикаторами позднего палеоцена, но продолжают сохраняться и в комплексах раннего эоцена. Кроме того, в нескольких пробах красноцветных глин, взятых в интервале глубин 2140—2302 *м*, встречены единичные зерна пыльцы упомянутых растений. Эти красноцветные глины Ф. С. Рабкин (1961 г.) отнес к верхнему мелу.

К палеоцену отнесены красноцветные известковистые аргиллиты с мелким щебнем, вскрытые скважинами у с. Алексеевка в интервале 2790—2960 *м* и у с. Покровка — в интервале 1890—2080 *м*. В обоих случаях они залегают на палеозойском фундаменте и перекрыты отложениями, содержащими раннеэоценовые спорово-пыльцевые спектры.

Эоцен

Условно к эоцену отнесены породы, вскрытые скважинами на Лесновской структуре в интервале 2110—2263 *м* и представлены (снизу вверх): красновато-коричневыми глинами и песчаниками с мелкой галькой (15 *м*), коричневыми мергелями (25 *м*), коричнево-серыми и красновато-коричневыми песчаниками, чередующимися с глинами (113 *м*).

До палеозойского ложа пробурена глубокая (2763 *м*) скважина на

Salix), присутствует пыльца тропических и субтропических растений: Mогасеае, *Liquidambar, Rhus, Trochodendron*, встречаются единичные пыльцевые зерна *Nyssa, Ilex, Myrica, Castanea*. Очень мало пыльцы трав, за исключением прибрежно-водного растения *Sparganium*. В целом спорово-пыльцевой комплекс характерен для раннего олигоцена.

Олигоцен-миоцен

У восточного окончания гор Қыскаш скважинами вскрыты осадки, из которых Р. Б. Байбулатовой (1967 г.) получены олигоцен-миоценовые спорово-пыльцевые спектры. Они представлены кирпично-красными и буро-красными в различной степени песчанистыми глинами, содержащими линзы и прослои красноцветных глинистых песков, а также глин, местами гипсоносных, серого и зеленого цвета. В полученных из них спорово-пыльцевых спектрах встречены единичные пыльцевые зерна древесных пород: *Pinus, Betula, Ulmus, Carya*, кустарника Caprifoliaceae и прибрежно-водного растения — *Sparganium*. Кроме того установлены зерна, относящиеся к трехпорово-трехбороздному и трехбороздному типу. Этот спектр и заставляет относить вмещающие осадки к олигоцен-миоцену. Мощность меняется от 1—2 до 100 *м*. Залегают рассматриваемые отложения местами на бентонитовых глинах нижнего олигоцена, местами — на палеозойском фундаменте.

Не установлен точно возраст красноцветных и сероцветных глин, залегающих в долине р. Чинжалы выше эоценовой толщи. Эти отложения впервые подробно описаны С. В. Калесником (1931), которому удалось найти в них близ с. Андреевки, несколько плохо сохранившихся костей ископаемых представителей отрядов парнокопытных (*Artiodactyla*) и хищных (*Carnivora*), наиболее вероятный возраст которых, по мнению А. А. Борисяка, олигоцен-миоцен. Вмещающие отложения С. В. Калесник назвал алакольской свитой, поскольку они развиты в бассейне оз. Алаколь. Недавно пройденная в с. Андреевка скважина вскрыла их под четвертичными осадками в интервале 25—109 *м* (глубже она прошла описанные выше эоценовые глины с фауной остракод). Низы толщи (20,2 *м*) образуют белые и светло-серые глины, содержащие остракоды, с небольшими прослоями красных глин. Выше лежат ярко-красные глины с прослоями серых глин (63,8 *м*). По определению С. Ф. Меньшикова в пробах, взятых с глубин 48, 74, 81 и 89 *м*, содержится комплекс остракод; *Disopontocypris* sp., *Eucypris glabra* Bod., *E. decurta* Schn. (?) *Ilyocpris cornae* Mand., *I. kalkanensis* Bod., *Pseudoeucypris eboris* Schn.(?). На основании присутствия *Ilyocypris cornae., I. kalkanensis, Eucypris glabra* возраст вмещающих отложений следует считать олигоцен-миоценовым.

ЮЖНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Эоцен

В юго-западной части Джунгарии известны эоценовые отложения, вскрытые скважиной у северного подножья хр. Малайсары в интервале 55,5—76 *м* и залегающие на пермских вулканитах. В основании разреза залегает дресва туфолав сиреневого цвета, а выше — кирпично-красные глины с включениями гравийного материала и прослоями кварцевых песчаников. Более высокие части разреза образованы глинистыми алевролитами, а также галечниками с хорошо окатанной галькой кварца и эффузивных пород. Общая мощность толщи 20,5 *м*. Из нее Р. Б. Байбулатова определила спорово-пыльцевой спектр эоценового возраста:

Schizaea dorogensis (R. Pot.) Chl., *Selaginella* sp., Pinaceae, *Nipha* sp., *Myrica esculenta* Buch., *M. carolinensis* Mill., *Quercus* sp., *Juglans* sp., *Carya* sp., Clethraceae, Ericaceae, Elaeagnaceae, *Trubopollis pompeckji* Pfl. Выше скважиной вскрыты неогеновые (?) полимиктовые пески с прослоями глин.

Олигоцен (?)

К олигоцену условно отнесены отложения, обнаруженные скважиной на левобережье р. Или в 30 *км* юго-восточнее с. Баканас. Под сероцветными и построцветными отложениями аральского горизонта на глубине 600 *м* вскрыты коричневые глины, переслаивающиеся с коричневыми глинистыми разнозернистыми, с гравием песчаниками; мощность 108 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

На севере Заилийского района расположена Илийская впадина, отделяющая Джунгарию от горной системы Тянь-Шаня. Палеогеновые отложения обнажены по северному склону впадины в горах Актау, Катутау, Калканы; на ее южном склоне они отмечены у гор Улькунбогуты; в центральной части — вскрыты скважинами от границы с Китаем до района г. Алма-Аты. В южнее расположенных межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня палеогеновые отложения можно предполагать лишь в Текес-Каркаринской впадине.

Палеоцен

Палеоценовые отложения в восточной части Илийской впадины встречены скважиной (на глубине 2400 *м*), пройденной в районе г. Панфилова (Лесновская структура). Из керна, взятого в интервале 2263—2271 *м*, представленного красноцветными глинами, С. М. Бляховой получено небольшое количество пыльцы: *Myrica paradoxa* Gladk., *Caryites ventricosus* Mart., *Myricites myricoides* (Kremp.) Pfl., *Trioriites* sp., *Castanea* sp., *Tricolporopollenites* sp. По ее заключению перечисленные формы (кроме *Castanea* sp.) являются стратиграфическими индикаторами позднего палеоцена, но продолжают сохраняться и в комплексах раннего эоцена. Кроме того, в нескольких пробах красноцветных глин, взятых в интервале глубин 2140—2302 *м*, встречены единичные зерна пыльцы упомянутых растений. Эти красноцветные глины Ф. С. Рабкин (1961 г.) отнес к верхнему мелу.

К палеоцену отнесены красноцветные известковистые аргиллиты с мелким щебнем, вскрытые скважинами у с. Алексеевка в интервале 2790—2960 *м* и у с. Покровка — в интервале 1890—2080 *м*. В обоих случаях они залегают на палеозойском фундаменте и перекрыты отложениями, содержащими раннеэоценовые спорово-пыльцевые спектры.

Эоцен

Условно к эоцену отнесены породы, вскрытые скважинами на Лесновской структуре в интервале 2110—2263 *м* и представлены (снизу вверх): красновато-коричневыми глинами и песчаниками с мелкой галькой (15 *м*), коричневыми мергелями (25 *м*), коричнево-серыми и красновато-коричневыми песчаниками, чередующимися с глинами (113 *м*).

До палеозойского ложа пробурена глубокая (2763 *м*) скважина на

правом берегу р. Или у переправы Борохудзир. Здесь, очевидно, к эоцену относится залегающая на коре выветривания липаритовых порфиров пачка переслаивающихся аргиллитов, алевролитов и разнозернистых полимиктовых песчаников с карбонатным цементом, окрашенных в красно-бурые и охристо-желтые тона с фиолетовыми пятнами; мощность 83 *м*.

На южном склоне Илийской впадины близ гор Улькунбогуты на эффузивах палеозоя лежат светло-желтые мелко- и среднезернистые пески со щебнем и тонкими (0,3—0,9 *см*) прослоями голубовато-серых аргиллитов; в нижней части они содержат горизонт шоколадных полосчатых глин (2,5 *м*). Общая мощность этих отложений, хорошо сопоставимых по литологии с эоценовыми отложениями гор Актау, 17,1 *м*.

Скважиной, пройденной на левом берегу р. Или близ устья р. Чилик (Курчилик), вскрыты на глубине 800 *м* отложения, относимые к эоцену. Здесь на эффузивах палеозоя залегают галечники с хорошо окатанными обломками кремнистых пород (14,6 *м*) и желтовато-белые кварцевые пески с прослоями галечников и редкими пропластками (0,1—0,2 *м*) светло-серых глин. Общая мощность условно эоценовых отложений 26 *м*.

Палинологически охарактеризованы эоценовые отложения, вскрытые бурением у южного подножья гор Актау. Здесь на коре выветривания верхнепалеозойских эффузивов залегают (снизу вверх):

1. Серовато-бурые, участками зеленоватые аргиллиты, содержащие по заключению Р. Б. Байбулатовой раннеэоценовый спорово-пыльцевой комплекс, для которого характерно преобладание пыльцы покрытосеменных (стеммы *Normapolles*) *Trudopollis pompeckji* Pfl., *T.* con. *rectiformis* Zakl., *T. nonperfectus* Pfl., *Nudopollis terminalis* Pfl., *Triorites harrisii* Cook. et Pike, *Betula,* Myricaceae, Juglandaceae; среди пыльцы голосеменных преобладают Pinaceae, Tacodiaceae; разнообразен споровый состав: Osmundaceae, Gleicheniaceae, *Schizaea dorogensis* (R. Pot) Shl.	17 *м*
2. Серые среднезернистые полевошпатово-кварцевые песчаники . . .	8 „
3. Желтовато-бурые разнозернистые кварцево-полевошпатовые пески .	4,5 „
4. Красно-бурые глины с углефицированным детритом	4,5 „
Общая мощность 34 *м*.	

В вышележащих отложениях гор Актау заключена фауна раннего олигоцена.

Скважиной, пройденной у с. Алексеевка, эоцен вскрытый в интервале 2415—2790 *м* представлен красновато-коричневыми и бурыми карбонатными алевритистыми аргиллитами с включениями гальки и гравия, карбонатными стяжениями и прослоями серых песчаников. У с. Покровки эоцен пройден скважиной в интервале 1550—1890 *м* и сложен темно-серыми, зеленовато-серыми и коричнево-серыми тонкослоистыми аргиллитами и алевролитами. В керне из указанных интервалов обеих скважин Р. Б. Байбулатовой обнаружены одинаковые эоценовые спорово-пыльцевые комплексы. Для них характерно присутствие: *Trudopollis pompeckji* (R. Pot.) Chl., *Triatriopollenites pseudorurensis* Pfl., *T.* Pfl., *Extratriporopollenites acinosus* Agran., *Anacolosidites acululus* Cook. et Pike.; разнообразных форм Myricaceae *(Myrica esculentiformis* Gladk., *Myrica* sp., *Comptonia* sp.); в меньшем количестве встречаются — *Platycarya, Pterocarya, Carya,* Symplocaceae, Ericaceae, *Engelhardtia*; в единичных зернах — *Proteacidites crassiporus* Samoil.

Олигоцен

Начиная обзор олигоценовых отложений Илийской впадины также с востока на запад, отметим, что скважиной, пройденной на Лесновской структуре (юго-восточнее г. Панфилова), условно к олигоцену от-

несены отложения, вскрытые в интервале 1795—2110 *м*. Представлены они переслаивающимися кирпично-красными гравийными алевролитами и глинами, содержащими пласты (до 10 *м*) полимиктовых конгломератов с галькой различных эффузивов. Общая мощность 315 *м*.

Скважиной, пройденной на правом берегу р. Или у Борохудзирской переправы, отложения, относимые к олигоцену, вскрыты в интервале 2470—2680 *м* и представлены двумя пачками. Нижняя (143 *м*) образована красно-бурыми песчанистыми аргиллитами, переслаивающимися с кирпично-красными разнозернистыми глинистыми песчаниками и глинами со слабо окатанными обломками красноцветных аргиллитов. Верхняя пачка (37 *м*) отложившаяся, как видно, в позднем олигоцене, представлена в основном переслаивающимися красноцветными сильно песчанистыми глинами и грубозернистыми песчаниками с прослоями конгломератов из плохо окатанных обломков кварца и аргиллитов. Верхняя часть пачки (30 *м*) слагают заохренные пески и галечники, состоящие из хорошо окатанных обломков кварца и кремнистых пород размером до 3—5 *см*. Общая мощность верхней пачки 67 *м*.

Скважиной, пройденной западнее на левом берегу р. Или, близ устья р. Чилик (Курчилик), отложения, относимые к олигоцену, вскрыты в интервале 685—774 *м*. Здесь также выделяются две пачки. Нижняя (64,5 *м*) представлена темно-бурыми в верхней части загипсованными плотными глинами, содержащими мелкий щебень и плохо окатанную гальку различных палеозойских пород и прослои крупнозернистого песка. Верхняя пачка (24,5 *м*) сложена в основном мелкогалечными конгломератами, сменяющимися выше песками и песчаниками различной зернистости, содержащими прослои светло-бурых и серых глин. Из этой пачки отмыты остракоды *Darwinula stevensoni* Br. et Rob., *D. nadinae* Mand., которые по заключению С. Ф. Меньшикова, не противоречат олигоценовому возрасту.

Хорошо обоснован палеонтологически олигоценовый возраст отложений, обнажающихся в горах Актау, в ядре брахиантиклинали (Бажанов, Костенко, 1961).

Нижний олигоцен образуют светло-серые и белые разнозернистые кварцевые слабо сцементированные песчаники и пески с линзами и прослоями гравелитов, а также красно-бурых глин; мощность 40 *м*. В этих отложениях содержатся остатки млекопитающих: *Suiformis, Ergillia kasachstanica* V. Gromova, плохо определимых носорогообразных и *Creodontia,* а также пресмыкающихся — крокодила *(Crocodilia)* и черепах Testudinidae (род *Clemmys*) и Trionychidae. Выше лежат красно-бурые и бурые слабо песчанистые глины, участками с большим количеством песчаного материала и прослоями глин зеленовато-голубой окраски. Глины переслаиваются с бурыми разнозернистыми глинистыми песчаниками; мощность 80 *м*. Их перекрывают гипсы с линзами и прослоями зеленовато-бурых и красно-бурых глин мощностью 20 *м*, кирпично-красные плотные гипсоносные глины с небольшими прослоями голубовато-серых аргиллитоподобных глин мощностью 40 *м*.

Верхний олигоцен представлен разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, переслаивающимися с гравелитами, галечниками и алевролитами. Для всей толщи (140 *м*) характерна охристо-желтая или ржаво-желтая ораска. Содержатся остатки млекопитающих *Suiformis,* Gelocidae (вероятно, род *Prodremotherium*), крупного представителя Indricotheriidae, Chalicotheriidae (видимо род *Schizotherium*), Rhinoceratidae, а также черепах — *Clemmys*, Trionychidae.

Общая мощность олигоценовых отложений здесь 320 *м*.

У юго-западного окончания гор Катутау на песчаниках предположительно относящихся к эоцену, лежит толща (150 *м*) олигоценовых

осадков, представленная зелеными и красными глинами, гипсами и охристо-желтыми галечниками.

На северном склоне гор Улькункалкан на предположительно эоценовых (возможно, верхнемеловых?) кварцевых песках лежат пестроцветные переслаивающиеся глины и гипсы, относимые к олигоцену общей мощностью 34,3 *м*. Из глин С. Ф. Меньшиковым (1964) определены остракоды *Ilyocypris manasensis* (Brady), *I. evidens* Mand., *Cyprideis littoralis* Brady.

Выше залегают отложения, которые можно рассматривать в качестве верхнеолигоценовых. Представлены они в основании галечниками (22 *м*), состоящими из хорошо окатанной гальки кремнистых, эффузивных и осадочных пород размером до 10 *см*; заполнителем является песок. Еще выше лежат ржаво-желтые кварцевые пески (6,5 *м*). Общая мощность олигоценовых отложений здесь 65 *м*. Примерно такая же мощность установлена бурением у западного окончания гор Кшикалкан.

Палинологически охарактеризованные олигоценовые отложения вскрыты глубокими скважинами в Приалмаатинском районе. Скважиной у с. Алексеевки они встречены в интервале 1970—2415 *м* и представлены зеленовато-серыми и темно-серыми алевролитами и алевритистыми глинами с прослоями мелкозернистых песчаников. Встречаются обломки раковин моллюсков. У с. Покровки олигоценовые голубовато-серые алевролиты с прослоями алевритистых глин слагают интервал 930—1550 *м*. Из керна указанных интервалов обеих скважин Р. Б. Байбулатовой получены аналогичные спорово-пыльцевые комплексы, для которых характерно преобладание теплолюбивых широколиственных пород: *Juglans polyporata* Voj c., *Carya, Quercus, Fagus, Ulmus, Acer, Tilia;* мелколиственные представлены *Betula, Alnus*; хвойные — *Pinus, Picea.* Встречаются единичные пыльцевые зерна тропических и субтропических растений *Liquidambar*, Buxaceae, *Myrica*, Pistaceae, единичные споры Polypodiaceae.

Скважина, пробуренная на восточной окраине Алма-Аты до глубины 3232 *м*, не достигла палеозойского ложа. К олигоцену условно отнесены отложения (возможно, нижнепалеогеновые), вскрытые этой скважиной в интервале 2580—3232 *м*. Представлены они красноцветными неслоистыми аргиллитами и алевролитами, в различной степени насыщенными мелкими угловатыми обломками палеозойских пород (до 40—50% объема) и содержащими пласты разнозернистых глинистых песчаников. Генетически эти отложения являются делювиально-пролювиальными. Сходные по литологическому составу отложения вскрыты скважинами пройденными севернее Алма-Аты у с. Покровка в интервале глубин 1920—2100 *м* и северо-восточнее, у с. Алексеевка, в интервале 2400—2975 *м*. В обоих случаях условно олигоценовые породы лежат непосредственно на палеозойских.

В Каркаринской впадине бурением вскрыты, по-видимому, олигоценовые кирпично-красные алевролиты и глины со щебнем мощностью более 200 *м*, залегающие под соленосной толщей, содержащей спорово-пыльцевые спектры раннего миоцена.

ОБЩАЯ СВОДКА

К началу кайнозойской эры большая часть рассматриваемой территории представляла выравненную денудацией страну, с одиночными горными останцами, всхолмленную на востоке, где в местных понижениях Илийской впадины и других продолжалась аккумуляция мелкообломочного материала, сносимого с прилежащих возвышенностей. На западе расстилалась низменная аккумулятивная равнина, сложенная

осадками верхнего мела, преимущественно сенонскими. На юго-западе эта равнина была усложнена, по-видимому, локальными понижениями, в которых аккумуляция продолжалась и в датский век. Трансгрессировавшее в палеоцене море в первую очередь устремилось в эти понижения, где началось накопление песков, алевролитов, глин, обычно сильно загипсованных, а также известняков и доломитов. Эти отложения трудно отделимы от датских. Продолжавшееся медленное прогибание земной коры привело к расширению трансгрессии, распространившейся на всю западную часть территории, включая район низовий рек Чу и Сарысу. В отложениях мелкого эпиконтинентального моря, представленных серо-цветными глинами, песками, алевритами, известняками, общей мощностью от 2 до 50 *м*, отмечаются морские моллюски лагунного комплекса *Corbula angulata, Cerithium zeravschanensis* и др.

В отложениях нижнего эоцена остатки моллюсков редки, комплекс примитивных агглютинированных фораминифер (*Trochammina* cf. *ispharensis, Ammomarginulina plana*) беден. Это указывает на мелководность моря в районе Восточных Кызылкумов и понижение температуры воды. По-видимому, в раннем эоцене связь с открытым морем ухудшилась.

Нижнеэоценовые отложения Восточных Кызылкумов представлены серыми и темно-серыми глинами, песками, песчаниками общей мощностью от 20 до 60 *м*. Севернее, в пределах Приаралья и юга Тургайской впадины появляются глинистые известняки и карбонатные глины, а в песках — глауконит; мощность здесь обычно до 20 *м*. В низовьях рек Чу и Сарысу мощность местами возрастает до 50 *м*, в глинах появляется пестроцветность.

В среднем эоцене морская трансгрессия распространилась далее к востоку. В это время открытое море покрывало территорию ныне существующего хр. Каратау (во всяком случае в районе и севернее параллели ст. Чийли — с. Сузак) и Восточное Приаралье, до гор Улутау. Об этом свидетельствуют массовые скопления планктонных фораминифер в отложениях, распространенных у юго-западного подножья хр. Каратау, а также находки зубов пелагических акул непосредственно у тектонического контакта рассматриваемых отложений с докембрийскими на северо-восточном склоне хребта в районе с. Сузак.

Южнее на месте хр. Каратау и Причимкентских Чулей было распространено мелкое море, по-видимому, изобиловавшее островами, с глубоко вдававшимся заливом на месте Арысской впадины. Здесь отлагались пески, обитали моллюски с толстостенными раковинами *Ostrea turkestanensis, O. multicostata* и др. (определения К. А. Ляджиной), характерные для прибрежной хорошо аэрируемой зоны моря глубиной 4—10 *м*.

Продолжавшееся прогибание земной коры — формирование Восточно-Кызылкумской впадины, видимо, компенсировалось накоплением терригенного материала. Однако на фоне общего прогибания существовали локальные поднятия и погружения морского дна. О первых свидетельствует смена комплекса фораминифер с планктонными формами комплексом бентосных агглютинированных фораминифер; о вторых — исчезновение на определенных участках толстостенных *Ostrea* и смена их более глубоководными обитателями моря (*Pteria*). Возрастание глубин от 4—10 до 16—20 *м* можно предполагать в районе Южно-Каратауского архипелага. В пользу сказанного свидетельствует также изменение литологического состава осадков.

Среднеэоценовое море, очевидно, было теплым, о чем можно судить по наличию в составе его осадков карбонатных глин, мергелей и прослоев известняков. Наибольшая карбонатность характерна для При-

аралья; песчаники, глины, пески и песчанистые глины широко распространены в районе Причимкентского архипелага и на юге Восточных Кызылкумов. Имеются они и в Западной Бетпак-Дале, где в разрезе среднего эоцена появляются опоки и опоковидные глины, имеющиеся и в отложениях района Южного Тургая. Мощность рассматриваемых отложений обычно колеблется в пределах 10—60, большей частью, около 30—40 *м*.

В позднем эоцене трансгрессия палеогенового моря достигла максимума. На востоке она распространилась до меридиана солончака Бурал-кенынтуз и, по-видимому, доходила до урочища Тассуекоба, где прибрежной волной перемывались сенонские галечники, содержащие окатанные обломки костей динозавров. Морские осадки этого времени почти повсеместно представлены однообразной толщей серо-зеленых листоватых глин, участками с гипсом и ярозитом, мощность которой подвержена значительным колебаниям. В среднем она около 200, хотя в Приаралье местами увеличивается до 400 *м*. В прибрежной зоне накапливались более грубообломочные осадки — пески, гравий, галька; песчано-гравийный материал регрессивной серии венчает толщу листоватых глин, что можно видеть на участках, сохранившихся от последовавшей за регрессией моря денудацией.

В раннем олигоцене море покинуло большую часть занимаемой им ранее территории. Оно сохранилось лишь в Северо-Восточном Приаралье, где продолжалось накопление серо-зеленых песчанистых глин (до 70 *м*), а также в южной части Восточных Кызылкумов и Причимкентском районе, где отлагались уже преимущественно красноцветные глины — продукты перемыва коры выветривания, сносимые с континента. В них встречена морская фауна — единичные фораминиферы и моллюски; мощность до 30—40 *м*.

В позднем олигоцене проявились первые пароксизмы неоальпийского орогенеза, повсеместно накапливались континентальные осадки различного генезиса: озерные, аллювиальные, делювиально-пролювиальные, большей частью красноцветные или пестроокрашенные. Климат продолжал оставаться жарким или, во всяком случае, субтропическим, благоприятным для произрастания вечнозеленой растительности и обитания теплолюбивых животных (крокодилы и др.).

На востоке рассматриваемой территории в течение всего палеогена на отдельных участках (Северная Джунгария, восточная часть Илийской впадины) накапливались глины, пески, песчаники, гравелиты. Окраска их преимущественно красная, реже серая; мощность местами превышает 600 *м*.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Неогеновые отложения Южного Казахстана в большинстве случаев континентальные, обычно бедны ископаемыми органическими остатками. Существенное значение для определения возраста отложений имеют позвоночные, особенно млекопитающие, но находки их крайне редки. Значительно чаще встречаются моллюски, однако их представители имеют значительные диапазоны распространения во времени и поэтому мало пригодны для дробного стратиграфического расчленения. Большей частью приходится опираться на комплексы остракод или спор и пыльцы, которые для неогена еще недостаточно изучены. Эти обстоятельства не позволили расчленить неоген Южного Казахстана по ярусам общей шкалы, разработанной для Понто-Каспийского бассейна и

не дают возможности палеонтологически обоснованно выделять даже отделы; в некоторых случаях вся неогеновая система отделена от палеогена и антропогена условно. Для расчления неогеновых отложений пришлось принять довольно крупные подразделения — региональные стратиграфические горизонты (табл. 12) и только в случаях наличия убедительного палеонтологического материала, вмещающие отложения удается подразделять по общей геохронологической шкале. Границы между подразделениями нередко условны, особенно в областях устойчивых прогибов.

Таблица 12

Соотношение региональных стратиграфических горизонтов неогена с общей геохронологической шкалой

Общая геохронологическая шкала			Региональные стратиграфические горизонты и их индексы	Продолжительность в млн. лет (ориентировочно) по Афанасьеву и др., 1964
Система	Эпоха (отдел)	Век (подотдел)		
Неогеновая	Плиоценовая	Поздний (верхний)	Хоргосский N_2^3 hr	1
		Средний (средний)	Илийский N_2^{2-3} il	4
		Ранний (нижний)	Павлодарский N_1^3—N_2^1 pv	9
	Миоценовая	Поздний (верхний)		
		Средний (средний)	Аральский N_1^{1-2} ar	10
		Ранний (нижний)		

Неогеновый период ознаменовался резким оживлением тектонических процессов в начале и усилением их к концу периода. Движения имели различный знак и напряженность. В Восточных Кызылкумах, Бетпак-Дале и Прибалхашье они проявились в медленных и плавных изгибах земной коры. В орогенной зоне Тянь-Шаня и Джунгарии часто происходили крупноамплитудные перемещения отдельных блоков по разломам. Все это приводило к значительным изменениям литологического состава и мощностей осадков. На равнинах они накапливались, главным образом, в озерных бассейнах и обширных разливах рек, когда возникали временные озера. Во многих межгорных впадинах орогенной зоны, главным образом по их окраинам, наряду с аллювиальными имеются осадки пролювиального и гравитационного генезиса. Тектонические движения нередко сопровождались местными размывами и перерывами в осадконакоплении. На периферии равнинных участков, в районах сочленения с растущими горными возвышенностями, замечаются резко выраженные несогласия в неогеновой толще, обусловленные скачкообразными тектоническими движениями, происходившими в фазы наиболее напряженного орогенического развития. Такие фазы отчетливо проявились на границах региональных стратиграфических горизонтов,

чем и способствовали их литологической индивидуализации. В областях прогибов, где о разрезе приходится судить лишь по керну буровых скважин, тектонические несогласия достаточно ясно не отражаются.

Местами подмечаются некоторые закономерности в изменении окраски осадков во времени. Отложения раннего миоцена в Восточных Кызылкумах, частично и в горных районах, большей частью красноцветные, карбонатные. Выше по разрезу окраска бледнеет, начинают преобладать бурые тона, затем палевые и желто-серые.

Описания неогеновых отложений, как верхнего отдела третичной системы, приведены с той или иной полнотой во всех общегеологических работах еще в прошлом столетии. Впервые они более или менее подробно были освещены в трудах: Г. Д. Романовского, И. Е. Мушкетова, Н. А. Северцова, Л. С. Берга, Н. Г. Кассина. Более поздние публикации принадлежат: И. П. Герасимову, В. В. Лаврову, М. Е. Воскобойникову, К. В. Никифоровой, В. И. Елисееву, Б. А. Петрушевскому, А. Л. Яншину. Весьма существенное значение для стратиграфического расчленения неогеновых отложений имели палеонтологические работы А. А. Борисяка, Е. И. Беляевой, В. С. Бажанова, М. Д. Бирюкова, В. С. Корниловой. Исключительно ценные данные, разносторонне освещающие неогеновые толщи, приведены в многочисленных отчетах большого коллектива геологов, выполнявших геологосъемочные работы.

ВОСТОЧНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

В Причимкентском районе, где мощные тектонические поднятия Западного Тянь-Шаня сочленяются в глубоким Арысским прогибом, распространены типичные молассы, накопление которых началось еще в миоцене и продожалось в четвертичном периоде. Работавшие здесь Ю. А. Столяров и Е. А. Никитин (1962 г.) в низах континентального разреза выделяли три литологически различных пачки, рассматривая их в качестве олигоцен-нижнемиоценовых. В настоящее время представляется возможным отнести две нижних пачки к олигоцену, а верхнюю, в которой встречен (скв. 17, глубина 213 *м*) зуб хищного или насекомоядного животного, жившего (по заключению В. С. Бажанова) в миоцене, относить к нижнему — среднему миоцену. Верхняя граница этой толщи менее условна, так как определяется несогласным налеганием осадков с гиппарионовой фауной в области поднятий.

Аральский горизонт

Отложения этого возраста в рассматриваемом районе представлены бурыми карбонатными глинами с известковистыми журавчиками, местами значительно загипсованными. Мощность их в предгорьях Каржантау до 100 *м*, а в Арысской впадине 270 *м*.

Западнее, в районе гор Каратау, отложения аральского горизонта обнажены широкой полосой вдоль оврагов Шеганаксай и Арпатакты, в районе сопки Муллахан, восточнее и северо-восточнее Жанакудук, а также вскрыты многочисленными скважинами. В последнее время после работ В. А. Быкадорова и др. (1963 г.), из низов разреза была определена фауна, позволяющая говорить о накоплении осадков в морском бассейне. А. П. Савиновой в числе остракод здесь установлено присутствие *Cytheridea mülleri* (Münster). Особый интерес представляют моллюски: *Potamides (Bittium) scabrum* Olivi, *Barnea* aff. *ustjurtensis* Eichw., *Tapes* cf. *tauricus* Andrus., *Mactra bajarunasi* Koles., *Cardium* cf. *hilberi* Andrus. и др. Эти моллюски, по за-

ключению К. А. Ляджиной, являются исключительно морскими, характерными, скорее всего, для чокракского горизонта среднего миоцена. Отсюда же М. Я. Мартыновой определены миоценовые фораминиферы: *Quinqueloculina* sp., *Nonion* sp., *Discorbis* sp.

Приведенные данные указывают, что в раннем — среднем миоцене в район гор Каратау трансгрессировало море, достигавшее на востоке (вероятно, в виде залива) подножий современных Чулей. Отложения этого времени представлены сильно карбонатными, иногда песчанистыми и алевритистыми глинами с подчиненными прослоями мергелей. Окраска различная: красноцветная, серо-зеленая и голубая, местами лиловая и розовая; наибольшая мощность до 100 *м*.

Из пачки пестроокрашенных глин, алевролитов и мелкозернистых песчаников (керн с глубин 289—366 *м*) С. М. Бляховой получен комплекс спор и пыльцы. В этом комплексе характерно преобладание пыльцы покрытосеменных растений над пыльцой голосеменных. Среди травянистых и полукустарничковых растений присутствуют: Chenopodiaceae (48%), Geraniaceae, Labiatae, Compositae; в меньшем количестве — Rosaceae, Polygocneae, Umbelliferae, Caryophyllaceae, Ephedraceae. Характерно присутствие пыльцы умереннотеплолюбивых растений: *Juglans* sp., *Tilia* sp., *Acer* sp., *Quercus* sp., *Betula* sp., *Ulmus* sp., *Fagus* sp., *Alnus* sp., *Carya* sp., *Corylus* sp., *Pinus* sp., Единичны зерна субтропических: *Myrica* sp., *Rhus* sp. и споровых представителей: *Osmunda* sp., *Selaginella* sp., *Leiotriletes* Naum., *Trachytriletes* Naum. Сходные спорово-пыльцевые комплексы описаны из отложений аральской свиты Прииртышья (Копытова, 1960), Тургая (Ржаникова, 1956), Северного Приаралья и Павлодарского Прииртышья (Заклинская, 1957).

Неогеновые отложения, распространенные между р. Сырдарья и хр. Каратау, хотя и разбурены многочисленными скважинами, но детально не расчленены. Нижняя часть разреза, условно отнесенная к аральскому горизонту, представлена красноцветными карбонатными глинами с прослоями и линзами голубовато-серых глин и песков.

Наибольшая мощность (450 *м*) установлена в скважине, пройденной в 20 *км* восточнее пос. Старый Икан; органических остатков не обнаружено.

В скважине, пройденной в пос. Торткуль неогеновые красноцветы имеют мощность более 700 *м* и подстилаются зелеными глинами верхнего эоцена. Нижняя часть их разреза (интервал 665—706 *м*) представлена карбонатными кирпично-красными песчанистыми глинами. Органических остатков в них не встречено и они условно рассматриваются в качестве нижнемиоценовых. Интервал 265—565 *м* сложен однообразной толщей песчанистых карбонатных светло-коричневых глин с подчиненными им алевритами. По всей толще (400 *м*) распространены среднемиоценовые остракоды, представленные по определениям А. П. Савиновой, следующими видами: *Mediocypris candonaeformis* Straub., *Limnocythere* ex gr. *aligra* Mand., *Ilyocypris* aff. *turgaensis* Mand. Верхняя часть красноцветной толщи (интервал 82—265 *м*) органических остатков не содержит. Накапливалась она, как видно, в течение позднего миоцена и всего плиоцена.

Удалось расчленить неогеновые отложения по скв. 1 п, пройденной на левобережье р. Сырдарьи, в 50 *км* западнее ст. Бешарык. Здесь нижнемиоценовые отложения на глубине 317,5 *м* налегают непосредственно на зелено-серые глины верхнего эоцена, хорошо охарактеризованные морской фауной, а на глубине 294 *м* покрываются породами среднего миоцена, интервал 216—258 слагают верхнемиоценовые образования.

Нижнемиоценовые отложения представлены кирпично-красными карбонатными глинами с прослоями глин, сероцветных разнозернистых песков и песчаников; мощность 23 *м*. В основании толщи встречены сильно минерализованные переотложенные фораминиферы позднего эоцена, а выше — раннемиоценовые фораминиферы, среди которых М. Я. Мартыновой определены: *Nonion granosus* (d'Orb.), *Quinqueloculina* sp., *Discorbis* sp., *Chilosbomelloides* sp. В большом количестве содержатся остатки морских остракод *Cytheridea mülleri* (Münster), *Leptocythere* sp., *Xestoleberis* sp. Обнаружены единичные раковины *Eucypris? validus* Gr., *Ilyocypris* sp., но они окатаны, что говорит о вторичном их залегании (определение А. П. Савиновой).

Средний миоцен вскрыт в интервале 258—294 *м* и представлен карбонатными глинами — красновато-коричневыми с голубовато-серыми пятнами. Они содержат богатый солоноватоводно-пресноводный комплекс остракод, в котором преобладают крупные толстостенные раковины рода *Eucypris* (*Eucypris? validus* Gr., *E. firmis* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. excistus* Gr., *E. concinna* Schn., *Ilyocypris biplicata* Koch., *I. turgaensis* Mand., *I. cornae* Mand., *Limnocythere kuschnari* Gr., *L.* ex gr. *aligra* Mand. и др.) и в небольшом количестве присутствует морской вид *Cytheridea mülleri* (Münster). Отсюда В. Д. Никольской определены гирогониты: *Sphaerochara ulmensis, Charites strobilocarpa* (Under.), *Grambastichara* sp.

Судя по составу фауны, в среднемиоценовое время осадки накапливались в опресненном водоеме, сменившем раннемиоценовый мелководный морской залив.

Отложения верхнего миоцена представлены красными и коричневыми карбонатными глинами с прослоями разнозернистых полимиктовых песков, гравия и желто-серой глины. Они содержат остракоды: *Eucypris? validus* Gr., *E. firmis* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. excistus* Gr., *Ilyocypris* cf. *evidens* Mand., *I. turgaensis* Mand., *Limnocythere kuschnari* Gr., *L. lamellosa* Schn., *L. depressa* Schn., *Candoniella marcida* Mand. и др. В комплексе остракод количественно преобладают пресноводные представители родов *Ilyocypris* и *Limnocythere* и совершенно отсутствуют морские виды; гирогониты — *Grovesidichara* cf. *distorta*; спорово-пыльцевый спектр — *Alnus, Acer, Betula, Myrica, Corylus, Ulmus, Morus, Umbelliferae,* Labiatae, Fricaceae, Chenopodiaceae, *Artemisia, Myriophyllum, Tricolpopollenites* Pfl.

К отложениям нижнего плиоцена в разрезе скважины 1-П условно отнесены кирпично-красные с серыми пятнами карбонатные глины; органических остатков в них не встречено; мощность 53 *м*.

В районе гор Каратау к среднему — верхнему миоцену отнесены кирпично-красные и бурые карбонатные глины с прослоями мергелей и алевритов общей мощностью до 150 *м*. Из этих отложений А. А. Бухариной и М. Н. Граммом определены остракоды, характерные для солоноватоводных бассейнов: *Eucypris excistus* Gr., *E. medius* Gr., *E. aggeratus* Gr., *E. validus* Gr., *E. firmis* Gr., *Ilyocypris* cf. *bradyi* Sars., *Limnocythere* cf. *alveolata* Suz., *L. kuschnari* Gr.

Павлодарский горизонт

В Причимкентском районе, у подножий гор, осадки, содержащие представителей гиппарионовой фауны налегают с резко выраженным несогласием на нижне-среднемиоценовые и на более древние, вплоть до палеозойских. Они представлены красно-бурыми известковистыми глинами, палевыми песчанистыми известняками, а также конгломера-

тами с палевым песчано-карбонатным цементом; мощность до 120—150 *м*.

В Арысской впадине описываемые отложения перекрыты более молодыми, а в предгорьях имеются их естественные обнажения. В песчанистом известняке на правом склоне долины р. Машат, близ с. Антоновки, А. В. Тимуш встречены остатки *Hipparion* (определения В. С. Бажанова). Описываемая толща, окаймляя отроги Тянь-Шаня, распространена и южнее Причимкентских Чулей, по левобережью р. Чирчик (Узбекистан). Она обнажена в долине р. Аксакатасай, где в красноцветных глинах З. Ф. Вундцетель, а затем Н. Н. Костенко собрали остатки гиппарионовой фауны, в числе которой В. В. Щегловой, а позже В. С. Бажановым определены гиппарион, крупная и мелкая антилопа, жирафы, носорог (Костенко, 1958).

В районе гор Каратау из серых мергелей и песков С. М. Бляхова выделила спорово-пыльцевой комплекс, характерный для павлодарского горизонта. В его составе покрытосеменные (84—87%) преобладают над голосеменными (11—14%). Споры единичны. Среди покрытосеменных господствует пыльца травянистых и кустарничковых ассоциаций: Chenopodiaceae (до 42%), Compositae (несколько видов), Rosaceae, Labiatae, Cruciferae, Geraniaceae, Gramineae, Plumbaginaceae и др. Обязательно присутствует пыльца древесных растений (8—11%): *Ulmus* sp., *Alnus* sp., *Betula* sp., *Juglans* sp., *Acer* sp., *Pterocarya* sp. и полностью отсутствуют представители субтропической флоры. Голосеменные представлены в основном пыльцой *Ephedra* sp., в меньшей мере Cupressaceae, Pinaceae. Споры — *Sphagnum* sp. Приведенный комплекс сходен с комплексами павлодарской свиты Семипалатинского и Павлодарского Прииртышья (Ржаникова, 1956; Заклинская, 1957).

Западнее, в районе гор Тамдытау (Узбекистан), к павлодарскому горизонту, очевидно, относится толща буровато-красных песчанистых гипсоносных глин с прослоями алевролитов мощностью до 150 *м*. В ряде пунктов она несогласно налегает на различные более древние отложения.

На юге Восточных Кызылкумов, в районе Чардаринского водохранилища, по данным Н. В. Питина и У. А. Валиева (1965 г.), неогеновые отложения начали аккумулироваться лишь со второй половины миоцена. Они вскрыты многочисленными скважинами на глубинах от 93 до 450 *м*; залегают несогласно на морских глинах верхнего эоцена и представлены коричнево-красными алевролитами и глинами с прослоями песчаников и гравелитов. Мощность возрастает с юга на север и с востока на запад от 18 до 130 *м*.

Илийский горизонт

В Причимкентском районе горизонт представлен бурыми и палевыми слоистыми глинами, конгломератами и конгломерато-брекчиями обычно с прочным карбонатным цементом, гравелитами, реже рыхлыми алевролитами и разнозернистыми песчаниками. Мощность варьирует в широких пределах и местами достигает 150—200 *м*. Из этих отложений на территории г. Чимкента известны находки остатков *Equus stenonis* Cocchi, — типичного представителя илийской фауны.

В районе гор Каратау отложения, относимые к илийскому горизонту, ложатся с ясно выраженным размывом на различные более древние толщи. Обнажаются они на поверхности у гор Каратау, вдоль оврага Арпатакты и севернее Шаганаксая, а на остальной площади вскрыты многочисленными буровыми скважинами. Представлены толщей разнозернистых полимиктовых песков коричневато-серого цвета,

переслаивающихся с желтовато-серыми и палевыми карбонатными глинами и палевыми полимиктовыми песчаниками. Общая мощность местами достигает 250 *м*. Комплекс позднеплиоценовых остракод из этих отложений определен М. Н. Граммом: *Eucypris concinna* Schneid., *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *Candona compressa* (Koch.), *C. rostrata* (Br. et Norm.), *Cyclocypris laevis* (O. Müller), *Limnocythere aritica* Gr., *Zonocypris membranae* (Liv.).

В урочище Аяккудук рассматриваемые отложения налегают с отчетливым несогласием на различные горизонты неогена, палеогена, мела, а на юге гор Дарбазатау и севере Сангрунтау — непосредственно на палеозойские образования. Здесь в основании лежат коричневые крупногалечные полимиктовые конгломераты (до 2 *м*) с известковистым цементом, а выше — разнозернистые светло-желтые полимиктовые песчаники, алевриты и глины мощностью до 50 *м*, из которых М. Н. Граммом и Г. В. Курловой определены солоноватоводные остракоды: *Loxoconcha schweieri* Suzin, *Limnocythere dissortis* Mand., *L.* cf. *quadrata* Mand., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *Candona angulata* Müller.

В районе Чардаринского водохранилища, по данным Н. В. Питинова и У. А. Валиева (1965 г.), распространены отложения солоноватоводного бассейна: зеленовато-серые алевролиты, мелкозернистые кварцево-полевошпатовые пески и песчаники; мощность изменяется от 0 до 145 *м*. Из этих отложений А. А. Бухариной определены остракоды: *Limnocythere elongata* Gr., *L. inlauta* Mand., *L. quadrata* Mand., *L. kuschkanensis* Gr. in litt., *Cyprinotus vialovi* Schn., *Ilyocypris bradyi* Sars, *Darwinula stevensoni* (Brady et Rob.), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Eucypris concinna* Schn., *Potamocypris posneri* Schn. Обнаружены обломки моллюсков — *Anodonta*? sp., *Limnaea* sp., *Planorbis* sp., характерные, по заключению Г. И. Попова, для верхнего плиоцена.

К илийскому горизонту в большинстве случаев условно отнесены распространенные вдоль юго-западного подножья хр. Каратау розово-палевые карбонатные глины, разнозернистые полимиктовые пески, гравелиты, конгломераты, алевролиты и палевые известняки мощностью до 120—130 *м*. В керне из скв. 1-П, пройденной в 50 *км* западнее ст. Бешарык. А. П. Савиновой определены: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere quadrata* Mand., *Ilyocypris biplicata* Koch. и др.

Севернее ст. Бешарык у западного подножья хр. Каратау известно несколько естественных обнажений неогеновых осадков. Так, в 1 *км* западнее пос. Кайнарбулак неогеновые розовато-серые мергели и светло-бурые комковатые глины, подстилаемые базальным конгломератом, общей мощностью 18—21 *м*, налегают на эродированную поверхность зелено-серых листоватых глин. Из последних М. Я. Мартыновой определена *Gaudryina superturkestanica* N. Byk., что заставляет относить их к нижней части верхнего эоцена. Это свидетельствует о значительном денудационном срезе, предшествовавшем позднеплиоценовой аккумуляции.

Развитые здесь отложения А. Г. Черняховский (1962) выделил в кайнарбулакскую свиту, сопоставив ее с одновозрастными свитами Бетпак-Далы (кеншагырской), Узбекистана (аксакатасайской), Юго-Восточного Казахстана (илийской). Он писал, что в Яныкурганском районе кайнарбулакская свита представлена желто-бурыми мергелистыми глинами с линзами мергелей и белых фарфоровидных известняков. Залегает она на различных горизонтах мела и палеогена, имеет мощность до 15 *м* (рис. 44).

Отложения этого же возраста отмечались А. Г. Черняховским и в хр. Каратау, где они приурочены не только к плоскодонным депрессиям, вытянутым согласно с древними структурами в северо-западном направлении, но и к платообразным водоразделам. Они не связаны с современной гидрографической сетью, и в Большом Каратау представлены серыми или палевыми известняками — плотными или кавернозными, с плитчатой отдельностью. Местами известняки залегают среди палевых суглинков с карбонатными журавчиками, иногда весьма обильными; встречаются прослои красно-бурых глин; общая мощность от 0,5 до 20 *м*.

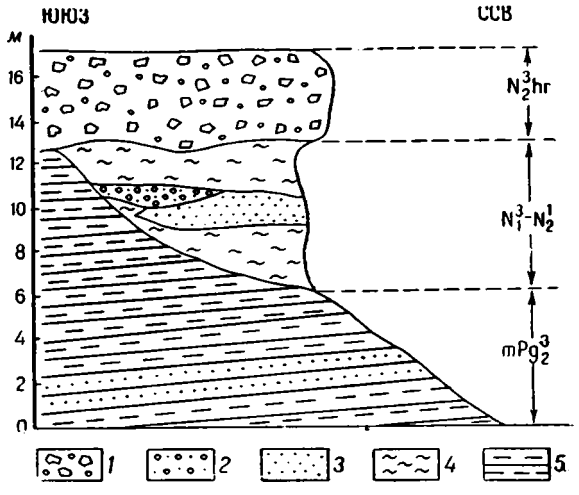


Рис. 44. Обнажение на водоразделе Ерубай — Аулиеэгейлибулак — хр. Каратау (по Н. Н. Костенко)

1 — конгломерато-брекчии; *2* — мелкогалечные конгломераты; *3* — пески; *4, 5* — глины

В горах Боролдайтау кайнарбулакская свита, по А. Г. Черняховскому представлена белесыми карбонатными суглинками, белыми плотными известняками и красно-бурыми карбонатными песчанистыми глинами; мощность до 50 *м*.

Северо-западнее ст. Бурное, между горами Боролдайтау и Малым Каратау, в районе ст. Самсоновка разрез илийского горизонта составлен по скважинам. На нижнем карбоне лежат светло-коричневые глины с беловато-розовыми карбонатными стяжениями (до 2—3 *см* в поперечнике); мощность 14,5 *м*. Выше горизонт (23,5 *м*) полимиктовых разнозернистых песков с рассеянной галькой, подстилаемых полимиктовыми валунно-галечниками, имеющимися и в кровле этого горизонта. Выше следует толща (112 *м*) светло-бурых глин, содержащих редкие гравийно-галечные и песчаные прослои. Общая мощность илийского горизонта здесь 150 *м*.

Северо-западнее, в районе с. Кантемировка, на породах нижнего карбона залегают красно-бурые полимиктовые конгломераты с известково-песчаным цементом мощностью 8—10 *м*. На них лежат светло-бурые песчанистые глины. Мощность пачки 80—92 *м*; общая мощность до 102 *м*.

Из охарактеризованных отложений, С. М. Бляхова выделила два спорово-пыльцевых спектра. Более ранний, характеризующий, по-видимому, начало среднего плиоцена, представлен разнообразной пыльцой покрытосеменных растений (93%), господствующей над пыльцой голосеменных (7%). Споры отсутствуют. В спектре пыльцы встречены: *Alnus, Betula, Pinus* sp., sp., *Labiatae, Cruciferae,* Ranunculaceae, Papaveraceae, Plumbaginaceae, Leguminosae, Primulaceae, Chenopodiaceae, Liliaceae, Compositae и др.

Второй спектр, вероятно, позднеплиоценовый, характеризуется приблизительно теми же процентными соотношениями основных компонентов, что и предыдущий. В отличие от него в позднем спектре отсутствует пыльца древесных растений, а среди трав увеличивается значение пыльцы ксерофитных — Chenopodiaceae, *Artemisia.*

Хоргосский горизонт

В Причимкентском районе этот горизонт представлен конгломератами, локально распространенными в западных отрогах Таласского Алатау — горах Карагус, в верховьях р. Аксу и районе р. Машат. Галька и валуны хорошо окатаны, состав полимиктовый, но явно преобладают серые известняки. Цемент прочный, глинисто-карбонатный. В конгломератах встречаются линзы и прослои палево-желтых карбонатных глин, местами песчанистых, местами переходящих в мергели. Мощность в районе рек Машат, Аксу местами достигает 250—270 *м*.

На территории Восточных Кызылкумов верхнеплиоценовые отложения не везде отделены от илийских. У Чардаринского водохранилища хоргосский горизонт залегает несогласно на осадках илийского, а на юго-западе и северо-востоке района перекрывает миоценовые, верхнеэоценовые или палеозойские образования. Он сложен песками, слабо сцементированными песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Окраска серая, серовато-желтая, коричневая; мощность от 15 до 342 *м*. Содержатся остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. tuberculata* Brady, *Candoniella albicans* Brady, *Cyprinotus* aff. *sokolovi* Schn. (определения А. А. Бухариной).

На отдельных участках у подножья хр. Каратау, хоргосский горизонт перекрывает осадки мела, морского палеогена, а также различные палеозойские образования. Он представлен розовато-серыми и серыми полимиктовыми конгломератами и конгломерато-брекчиями (2—6 *м*) с карбонатным цементом.

ВОСТОЧНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Севернее параллели 44° с. ш. и до северо-западного побережья Аральского моря, где имеется морская кинтыкчинская свита, достоверных признаков наличия морских миоценовых отложений не установлено.

Аральский горизонт

В Кзылорда-Джусалинском районе Восточного Приаралья, в ряде пунктов встречены красноцветные глинисто-песчаные отложения наибольшей мощностью до 60 *м* (обычно мощность значительно меньше). Они залегают несогласно на морских палеогеновых и некоторыми считаются олигоценовыми (Попцов, Кирюхин, Барабанов, 1960—1963 гг.). В этих отложениях на бугре Карак найдены моллюски: *Corbula* aff. *helmerseni* Mikhail., *Cyprina* ex gr. *rotundata* Brum. и др., которые заставляют предполагать возможность накопления их в раннем миоцене. Местами (сопка Коксенгир и др.) на эти осадки несогласно налегает существенно песчаная толща, не содержащая органических остатков. Некоторые исследователи относят ее к туранской серии (Кирюхин, 1960 г., Слюсарев, 1961 г.). Возможно, она отвечает шахшахской свите, выделенной Н. Н. Костенко (1964) в северо-восточной части района, у горы Шахшах, где встречена фауна второй половины плиоцена.

Небольшим распространением на рассматриваемой территории Приаралья пользуются осадки аральской свиты, подробно и всесторонне охарактеризованной А. Л. Яншиным (1953). Он пишет, что к востоку от песков Малые Барсуки аральской свитой сложены вершины столовых возвышенностей Алтынчокусы и Сарыбулак близ ст. Чокусы, южнее сопки Бишчоку и горы Жельтау, на северном берегу залива Перов-

ского, а также — к югу от ст. Тогуз и других участках. А. Л. Яншин отмечает, что образцом строения аральской свиты для полосы выходов ее к востоку от песков Большие Барсуки может служить разрез, описанный им в ущелье Жерлепес на северном берегу залива Тщебас, несколько западнее меридиана 60° (границы нашей территории). Здесь снизу вверх обнажены:

1. Глинистые алевролиты	6,0 *м*
2. Слюдисто-кварцевые пески	0,85 „
3. Оливково-зеленые глины	0,2 „
4. Мелкозернистые глинистые песчаники	0,2 „
5. Слюдисто-кварцевые пески с *Corbula helmerseni* Mikhail.	3,5 „
6. Мергелистые загипсованные глины зеленые, с желтыми и красными пятнами	1,65 „
7. Зеленовато-оливковые мергелистые глины	3,5 „
8. Бледно-коричневые плотные известняки	6,0 „
9. Зеленовато-коричневые мергелистые глины	2,0 „
10. Светло-зеленые мергелистые глины с крупными кристаллами гипса	6,1 „

Общая мощность аральской свиты по этому разрезу 27 *м*.

У западного окончания платообразной возвышенности Сарыбулак мощность свиты возрастает до 35 *м*, а к югу от ст. Чокусу она не превышает 10—13 *м*.

На северном побережье залива Перовского аральская свита слагает верхние части обрывистых склонов на высоте 120—130 *м* над уровнем моря. Здесь, близ пос. Агыспе, в аральской свите А. К. Алексеев обнаружил в 1930 г. захоронение костей млекопитающих, раскопки которых производились в 1933 и 1938 гг. Палеонтологическим институтом АН СССР. Их описали М. Г. Прохоров (1934), А. А. Борисяк (1936, 1943), Ю. А. Орлов (1939), А. И. Аргиропуло (1939, 1940), Е. И. Беляева (1948, 1964) и др. Судя по данным Ю. А. Орлова (1939), разрез аральской свиты здесь начинается плотными светло-серыми мергелями, мощностью до 2 *м*. Выше залегают мергелистые глины (до 3 *м*) зеленовато-серой окраски с костями позвоночных и моллюсками *Planorbis* и *Limnaea*. Венчают разрез серые известняки с *Corbula helmerseni* Mikhail, включающие линзы и прослои зеленых и светло-серых, местами буроватых плитчатых мергелей; общая мощность 3,5 *м*. Из этого захоронения известны остатки безрогих носорогов — *Paraceratherium prochorovi* (Boris.) и *Aceratherium aralense* Boris.; парнокопытных — два вида кабарговых — *Lophiomeryx* sp. и *Miomeryx* (?) sp.; два вида бобров — aff. ? *Palaeocastor* sp. и *Stencofiber* (?); примитивная форма, близкая пищухам — *Agispelagus simplex* Arg. Из грызунов обнаружены пять видов хомякообразных и примитивных тушканчиков.

Относительно возраста и стратиграфического объема аральской свиты существуют различные мнения. Они весьма подробно рассмотрены А. Л. Яншиным (1953), которым проанализированы фауна и флора, встреченные в отложениях этой свиты. Он пришел к выводу, что «аральская свита в большинстве участков своего распространения относится, скорее всего, к нижнему миоцену. В значительно более полных разрезах северо-восточного берега Аральского моря ее верхняя половина может принадлежать уже гельветскому ярусу среднего миоцена, что однако, требует еще дополнительных доказательств».

В. А. Броневой, С. Г. Жилин, Л. Г. Кирюхин, Р. Л. Мерклин (1967) пришли к выводу, что А. Л. Яншин отнес к аральской свите разнородные по составу и разновозрастные отложения, которые в настоящее время легко распознаются и не должны объединяться в одну свиту. Они считают, что в Северном Приаралье и на Устюрте аральскую свиту следует выделять только в объеме слоев с *Corbula helmerseni* без примеси раковин морских видов.

Однако недостаточная изученность континентальных неогеновых отложений Казахстана и заключенных в них различных органических остатков, находки которых далеко не повсеместны, заставили принять более крупное подразделение — аральский горизонт; стратиграфический объем его больше, чем объем аральской свиты. В Приаралье он охватывает нижний и средний миоцен, хотя верхняя граница его не везде достаточно определена. В то же время верхняя граница аральской свиты в Северо-Западном Приаралье (за пределами описываемой территории) определена налеганием песков кинтыкчинской свиты с пелециподами и зубами акул.

На востоке региона, в Южно-Тургайском районе, к аральской свите относят серо-зеленые карбонатные глины (от 5 до 30 *м*) с гипсом и марганцевисто-железистыми бобовинами.

В павлодарское время, охватывающее поздний миоцен — ранний плиоцен, Восточное Приаралье, очевидно, являлось областью размыва, и существенного накопления осадков в нем не происходило. К среднему плиоцену размыв локализовался, началось формирование древней речной сети и накопление обломочного материала, усилившееся к концу миоценовой эпохи, когда широко распространилась акчагыл-апшеронская трансгрессия.

Илийский горизонт

Судя по исследованиям В. В. Буклина, А. Н. Слюсарева, Ю. М. Клейнера, И. И. Бляхер, Б. З. Урецкого и других на отдельных участках Приаралья, а также на некоторых островах Аральского моря, имеются отложения позднеплиоценового времени; аналогичные отложения имеются в Южно-Тургайском районе. Повсеместно они налегают с резко выраженным размывом на различные горизонты морского палеогена. В Приаралье они представлены зеленовато-серыми, желтыми, палевыми карбонатными и песчанистыми глинами, переслаивающимися с песками и алевритами. Мощность обычно от 3 до 25 *м* и лишь на отдельных участках она достигает 60 *м*. Содержатся остракоды (определенные Г. Ф. Шнейдер): *Ilyocypris* ex gr. *bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *I. serpulosa* Mand., *Darwinula stevensoni* Br. et Rob., *Eucypris aspera* Schn., *E. concinna* Mand., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *C. punctilata* Br., *Zonocypris membrana* Liv.; моллюски — *Dreissensia turkmena* Ebers., *Adacna* sp., *Monodacna* sp. Иногда встречающиеся гастроподы *Melanoides* sp., по заключению А. Г. Эберзина, являются руководящими для апшеронского века.

В районе горы Шахшах и юго-восточнее распространены прибрежные фации, выделенные в шахшахскую свиту. Она сложена бурыми и палевыми глинами с подчиненными им разнозернистыми песками, алевролитами, гравийниками. Мощность колеблется в пределах от 6 до 80 *м*. Свита залегает резко несогласно на эродированной поверхности более древних отложений. Из ее отложений в районе горы Шахшах, А. П. Савиновой определены остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa* sp., *Limnocythere* cf. *alveolata* Suz., *Candoniella subellipsoida* (Schar.), *Ilyocypris errabundis* Mand. Отсюда же М. Я. Мартыновой определены *Streblus conquisita* (Krasch.) — фораминиферы, характерные для солоноватоводных бассейнов. Одновременно ею были выявлены минерализованные и деформированные эоценовые фораминиферы, несомненно переотложенные из подстилающих толщ.

От горы Шахшах к оз. Арыс и урочищу Дарьялыктакыр распространяются глины, чередующиеся с песками. Глины окрашены в зеле-

ные, серые, коричневые и палевые цвета. Они часто карбонатные и загипсованные, нередко песчанистые, иногда содержат мелкую гальку и гравий из кварца, кремнистых пород, песчаников и сланцев. Пески обычно бурые, реже серые, кварцево-полевошпатовые, слюдистые, разнозернистые, косослоистые, местами загипсованные. В них также встречается мелкая галька и гравий кварца и кремнистых пород. Видимо, местами они являются аллювиальными или аллювиально-дельтовыми отложениями. С такими фациями мы встречаемся, например, в урочище Арыскум, куда в илийское время выносила материал Пра-Сарысу. Мощность колеблется от 8 до 30 *м*.

Из светло-коричневых глин шахшахской свиты, распространенных западнее и южнее оз. Арыс, А. П. Савинова определила *Ilyocypris cornae* Mand., *I. gibba* (Ramd.), *I. biplicata* (Koch.), *I. bella* Schar., *I. bradyi* Sars., *Limnocythere quadrata* Mand., *L. inopinata* (Baird.), *Candona neglecta* Sars., *Candoniella schubinae* Mand., *C. albicans* Brady, *Cyprideis littoralis* (Brady).

Из таких же глин, вскрытых скважиной в районе колодца Шункуркум (Дарьялыктакыр), М. И. Мандельштамом определена типично акчагыльская, по его мнению, фауна *Limnocythere pradiginalis* Mand., *L.* ex gr. *pliocenica* Suz. (Костенко, 1952). Им же определены остракоды из описываемых отложений, вскрытых бурением к северу и югу от г. Кзыл-Орды. В последнем случае, южнее бугра Коксенгир, под песками Кызылкум на глубине 100 *м* встречены *Ilyocypris manasensis* Mand., *Candona* sp., *Candoniella* ex gr. *suzini* Schn., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* (Jones), *Limnocythere* aff. *detruncata* Suzin. Из подобных осадков, вскрытых скважиной несколько севернее ст. Чиили, М. Я. Мартыновой определены фораминиферы: *Nonion* cf. *rotundatus* (Grig.), *Streblus conquisita* (Krasch.). Солоноводная (морская) фауна, встреченная в описанных отложениях, дает возможность полагать, что в позднем плиоцене широко распространилась трансгрессия Акчагыл-Апшеронского водоема, достигшая на востоке меридиана 66° в. д. На юго-востоке она покрыла урочище Дарьялыктакыр, подходила к северному окончанию хр. Каратау и распространялась к юго-западу, частично захватывая территорию Кызылкумов. Северная ее граница, по-видимому, была близка к современному северному побережью Аральского моря.

Хоргосский горизонт

Во второй половине апшеронского века произошла регрессия, и акватория позднеплиоценового озера-моря резко сократилась, приблизившись к современным размерам Аральского моря. Тектонические движения этого времени обусловили оживление эрозионно-аккумулятивных процессов, и на размытую поверхность шахшахской свиты и более древние отложения легли осадки кокурюмской свиты, представленные разнозернистыми песками и гравийниками, местами с мелкой галькой различного петрографического состава, мощностью от 2 до 10 *м*. Из отложений, распространенных в районе горы Шахшах, В. С. Бажанов определил скорлупу яиц страуса *Struthio* sp., что наряду с положением в разрезе позволяет относить кокурюмскую свиту к хоргосскому горизонту.

В районе Аральского моря эти отложения местами (северная часть полуострова Каратюп) сливаются с залегающими на них четвертичными. По данным А. Н. Слюсарева (1967 г.), в них встречены пресноводные моллюски: *Unio pictorum* L., *U. tumides* Phil., *Anodonta* sp.,

Pisidium amnicum Müll., *Corbicula fluminalis* Mull., *Valvata naticina* Menk. и др.

В юго-восточной части района, на платообразной поверхности урочища Сарылам, распространены грубообломочные отложения кокурюмской свиты. Хотя они весьма не выдержаны по простиранию и вертикали, но в них наблюдается закономерное увеличение обломков в северном направлении, где среди гравийных песков и галечников встречаются неокатанные глыбы до 0,5 *м* в поперечнике. В обломках преобладают кварц и кремнистые породы, присутствуют различные изверженные породы, песчаники, сланцы, реже известняки. Мощность толщи изменяется от 2 на севере до 20 *м* в южной части урочища.

БЕТПАК-ДАЛА, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА, ХРЕБТЫ КАРАТАУ, КИРГИЗСКИЙ, КЕНДЫКТАС И ЧУ-БАЛХАШСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Большая часть рассматриваемого региона в течение раннего — среднего миоцена являлась областью размыва. В это время осадки аккумулировались лишь восточнее подножья современного хр. Каратау, где они выполняют ранее заложенный прогиб и не имеют ясно выраженной границы с отложениями олигоценовой эпохи. Здесь накопилась однообразная толща карбонатных глин большей частью кирпично-красной окраски с редкими пластами серых глин и кварцево-слюдистых песков; глины нередко загипсованы; содержат комплекс миоценовых остракод; *Eucypris*? *validus* Gr., *E. firmis* Gr., *E. detonsa* Mand., *Kassinina kassini* Mand., *K.* cf. *karkarensis* Kondr., *K.* cf. *notata* Chochl., *Ilyocypris turgaensis* Mand., *I. cornae* Mand., *I. errabundis* Mand., *Limnocythere kushnari* Gr., *L.* cf. *aligra* Mand., *Candona combibo* Liv., *Candoniella albicans* Brady, *Darwinula stevensoni* (Brady et Rob.), *Mediocypris* sp. (определение А. П. Савиновой). Мощность этих отложений, относящихся, видимо, не только к аральскому, но и к павлодарскому горизонтам, колеблется от 20 до 275 *м* (наибольшая мощность установлена примерно в 30 *км* к северо-востоку от с. Сузак).

Павлодарский горизонт

Выделенная К. В. Никифоровой (1960) в Восточной Бетпак-Дале андасайская свита, соответствующая павлодарскому горизонту, на западе региона имеет крайне ограниченное распространение. Отложения этой свиты, как отмечает Б. Е. Комарницкий (1963 г.), слагают верхнюю часть пологих увалов по левобережью р. Чу, в 12 *км* юго-восточнее 3-й фермы совхоза «Тасты», занимая площадь около 11 *км*^{2}. Здесь отмечены две пачки: нижняя (4,6 *м*) — красно-цветные полимиктовые разнозернистые пески и песчаники; верхняя (3 *м*) — палевые алевритистые глины с гипсом.

В районе логов Андасай — Кеншагыр Н. Н. Костенко (1963) составил сводный разрез павлодарского горизонта. В его основании лежат базальные брекчии, состоящие из обломков метаморфических пород, над которыми располагаются полимиктовые конгломераты и седиментационные брекчии, образованные обломками известняков с карбонатным цементом и пустотами, заполненными халцедоном. Выше лежат розовые известняки и темнорозовые мергели с халцедоновыми конкрециями. Средняя и верхняя части разреза сложены красно-бурыми и кирпично-красными глинами с включениями известковых конкреций и изредка кристаллов гипса. Среди этих пород располагаются пропластки розовых мергелей и полимиктовых гравелитов.

В этих отложениях К. В. Никифоровой (1960 г.), а затем В. И. Елисеевым (1961 г.), собраны щитки панциря черепах и костные остатки млекопитающих, среди которых Е. И. Беляева установила обломки зубов мастодонта и группы бугорчатозубых, а также зубы и кости *Artiodactyla* неогенового возраста. В. И. Елисеев пишет, что вторичный просмотр костных остатков позволил В. С. Бажанову установить в числе их *Mastodon* sp. (*aravus*?) и антилопу трагоцерус (*Tragocerus* sp.) и указать, что они тяготеют к гиппорионовой фауне, характеризующей павлодарский горизонт. Такой вывод и был сделан ранее К. В. Никифоровой.

Южнее Андасая у подножья гор Джамбул, павлодарский горизонт, обнажающийся в долине р. Чилибастау, представлен седиментационной брекчией с весьма обильным карбонатным цементом, в котором заключены угловатые обломки (до 10 *см*) различных палеозойских пород; субпараллельное расположение их обусловливает отчетливо выраженную слоистость; видимая мощность 3,5 *м* (рис. 45).

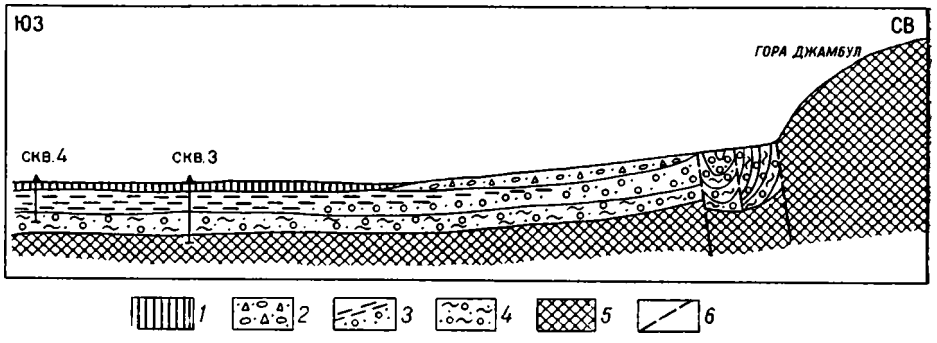


Рис. 45. Схематизированный геологический разрез в районе р. Чилибастау — горы Джамбул (по Н. Н. Костенко)

1 — серая супесь со щебенкой; *2* — хоргосский горизонт; *3* — илийский горизонт; *4* — павлодарский горизонт; *5* — палеозойские породы; *6* — разрывные нарушения

Павлодарские отложения хорошо обнажены в карьере, расположенном в узком грабене примерно в 5 *км* северо-западнее ст. Чокпар. Здесь верхнюю часть разреза слагают, видимо, верхнеплиоценовые валунно-галечные конгломераты, состоящие из плохо окатанных обломков (до 0,5—0,7 *м* в поперечнике) различного петрографического состава; цемент весьма прочный, песчано-карбонатный, буровато-серого цвета; мощность от 3 до 7 *м*. Подошва волнистая, так как конгломераты налегают с резко выраженным размывом на павлодарские отложения, представленные в основном красно-бурыми, до кирпично-красных, очень плотными сильно карбонатизированными глинами. Среди них залегает пласт известняка с прожилками опала (разрабатывается для обжига на известь); его мощность в раздувах 7—9 *м*, а в суженных частях 1—2 *м*; на отдельных участках известняки выклиниваются, и вмещающие его глины имеют видимую мощность 21—23 *м*.

На юго-западном склоне гор Кендыктас отложения павлодарского горизонта, значительно дислоцированные, с углами наклона слоев до 35°, залегают в небольшом тектоническом блоке. Здесь, по данным Н. Н. Костенко (1967), обнажены розоватые пятнистые гравелиты и черные углистые глины. Выше залегают мелкогалечные конгломераты, переслаивающиеся с глинистыми, частично ожелезненными и омарганцованными темнокрасными, и охристо-желтыми и белыми песчаниками. Мощность разреза около 220 *м*.

Из прослоев песчаников В. С. Корнилова определила флору: *Dryopterus meyeri* (Heer) Palib., *Typhalatissima* Al. Br., *Phragmites oeningensis* Al. Br., *Poacites* sp., *Cyperacites* sp., указывающую, по ее мнению, на заболоченные лугово-степные пространства с довольно теплым климатом и на возраст осадков в пределах верхов миоцена — низов плиоцена.

Илийский горизонт

В описываемом регионе широко распространены отложения второй половины плиоцена, выделенные К. В. Никифоровой (1960 г.) под названием кеншагырской свиты, соответствующей илийскому горизонту. Представлены они бурыми, палевыми, коричневыми и серыми глинами и подчиненными им мергелями, разнозернистыми песками, конгломератами и конгломерато-брекчиями, гравелитами и галечниками. Содержание грубообломочного материала резко возрастает по мере приближения к окружающим горным сооружениям. Из рассматриваемых отложений, слагающих у подножья хр. Каратау сопки Кызылкулак и Каскабулак, Г. В. Курловой определены остракоды: *Limnocythere caspiensis* Neg., *L. porsugelica* Kasimova, *Candona lactea* Baird., *Zonocypris membrana* (Liv.) и др.

Южнее, в районе Малого Каратау, по данным С. Я. Баяхуновой и др. (1965 г.), отложения илийского горизонта залегают с глубоким размывом на отложениях нижнего олигоцена, а в предгорьях — на отложениях верхнего, среднего эоцена и палеозоя, выполняя эрозионные впадины древнего доплиоценового рельефа. Здесь они представлены глинами, известняками, мергелями, песчаниками и конгломератами; характерным для всех пород являются палевые тона окраски и повышенная карбонатность. Скважиной, пройденной в 20 *км* западнее пос. Чулак-Курган, вскрыты зеленовато-серые, светло-серые и розоватые мергели с прослоями мелкозернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов, над которыми залегают конгломераты с хорошо окатанной галькой серых известняков, доломитов и песчаников. Еще выше расположены песчаники с карбонатным цементом, над которыми лежат песчанистые палево-бурые глины. Общая мощность рассматриваемого горизонта 62 *м*.

В Байкадамской впадине рассматриваемые отложения представлены мергелистыми глинами с прослоями песков и песчаников. Мощность зависит от глубины эрозионного вреза и колеблется от 25 до 62 *м*. Из них О. Н. Кондрашкиной и Г. В. Курловой определен позднеплиоценовый комплекс остракод: *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *I. bradyi* Sars., *Candona candida* Müll., *C. rostrata* Brady et Norm., *Candoniella subellipsoida* Schar., *Limnocythere misera* Mand., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. punctilata* (Brady).

Во многих пунктах восточной части Бетпак-Далы видно, что кеншагырская свита лежит на павлодарских отложениях с ясно выраженным размывом.

В районе лога Кеншагыр в основании разреза лежат палево-розовые мелкогалечные и гравийные конгломераты с галькой известняков и кремнистых пород, чередующиеся со светло-бурыми и бурыми плотными известковистыми глинами. Среди последних встречаются линзы гравелитов и разнозернистых песков. Мощность 25 *м*.

По мере удаления к юго-западу от тектонического уступа Чу-Балхашского водораздела — конгломераты и гравелиты выклиниваются, а общая мощность горизонта уменьшается. В районе столовых останцев Торткуль илийский горизонт представлен песчанистыми глинами

палевой или светло-бурой окраски, местами слабо загипсованными, имеющими в основании гравийно-разнозернистые пески, иногда с галькой и щебнем до 3—5 *см*; общая мощность здесь не превышает 7—8 *м*. Отсюда С. Ф. Меньшиков определил остракоды: *Limnocythere grinfeldi* Liepin., *L. detruncata* Suz., *L.* aff. *pliocenica* Suz., *L. alveolata* Suz., *L.* aff. *relicta* (Lill.), *L. tenuireticulata* Suz., *L.* aff. *longa* Neg., *Eucypris djaffarovi* Agal., *Candoniella albicans* (Brady).

Далее к юго-западу и западу накопление осадков в позднем плиоцене происходило в условиях широко разливавшихся водных потоков, местами образовывавших застойные водоемы. Один из них существовал в урочище Сарой, расположенном севернее урочища Тассуекоба. Здесь отложились синевато-серые и светло-коричневые глины, местами загипсованные, с подчиненными им мелкозернистыми песками. Мощность от 12 до 20 *м*. Указанные образования налегают либо на породы карбона, либо на их кору выветривания, представленную пестроцветными глинами, и перекрыты среднечетвертичными разнозернистыми полимиктовыми песками и супесями. Из керна скважин урочища Сарой А. П. Савинова определила остракоды: *Limnocythere quadrata* Mand., *L. fontinalis* Schn., *Ilyocypris cornae* Mand., *I. biplicata* (Koch.), *I. gibba* (Ramd.), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Darwinula stevensoni* (Brady et Rob.), *Candoniella subellipsoida* Schar., *Candona neglecta* Sars. Присутствие в этом обильном позднеплиоценовом комплексе остракод большого количества солоноватоводных (озерных) видов родов *Limnocythere, Ilyocypris,* а также *Cyprideis littoralis*. Из керна этих же скважин Р. Б. Байбулатова получила спорово-пыльцевые комплексы верхнего плиоцена, для которых характерно присутствие большого количества (98—97%) пыльцы трав и кустарников, среди которой господствует пыльца Chenopodiaceae (45—60%) и *Ephedra* (8—17%), отмечена также пыльца Compositae (5—6%), *Artemisia* (2—5%) и Gramineae (3—6%). В большом количестве — пыльца прибрежно-водных растений. Пыльца древесных растений, представлена — Pinaceae, *Betula, Alnus,* Elaeagnaceae. Она составляет 3—6,6%.

К юго-востоку от лога Кеншагыр, у подножья гор Джамбул, илийский горизонт представлен серо-бурыми конгломерато-брекчиями, состоящими из плохо сортированного и слабо окатанного материала палеозойских пород, от мелкого щебня до глыб размером в 0,5—0,6 *м*. Цемент карбонатно-песчано-гравийный. По мере удаления от подножья гор к западу грубообломочный материал быстро исчезает и брекчии сменяются глинами. Скважины, пробуренные в 5—6 *км* западнее гор Джамбул, показали, что непосредственно под четвертичными отложениями залегает илийский горизонт, представленный желто-бурыми и серыми гумусированными глинами (9—14 *м*), (определения А. П. Савиновой) с остракодами: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Cytherissa bogatschovi* (Liv.), *Ilyocypris biplicata* (Koch.), *I. gibba* (Ramd.), *I. bella* Schar., *Candoniella marcida* Mand., *C. subellipsoida* Schar. и др. Под илийским горизонтом залегают относимые к павлодарскому горизонту красновато-бурые мергелистые глины (около 40 *м*), подстилаемые песками. Под ними вскрыты диориты.

Представление об отложениях илийского горизонта северного склона Киргизского хребта (для территории Казахстана) можно получить по данным Х. Д. Лема и Ю. А. Алехина (1966 г.), отметивших резко несогласное налегание их на породы перми. Разрез рассматриваемых отложений в районе р. Каракистак имеет мощность около 190 *м*. Он сложен розоватыми и серыми конгломератами с линзами гравелитов и бурыми суглинками с гравием и щебнем. Верхняя часть разреза образована переслаиванием конгломератов и суглинков.

Предгорная равнина, севернее Киргизского хребта, сложена неогеновыми нерасчлененными отложениями: бурыми и палевыми глинами, переслаивающимися с алевролитами и разнозернистыми полимиктовыми песчаниками. Общая мощность этих отложений в урочище Саргоу принимается в 640 *м*. Залегающие выше отложения (335 *м*) отнесены к четвертичным. Подразделения условны. Из нижней части разреза известны неогеновые остракоды.

Хоргосский горизонт

Этот горизонт представлен грубообломочными осадками, выделенными Н. Н. Костенко и другими в 1959 г. в кокурюмскую свиту. Эти образования, залегающие с размывом на более древних, распространены на правобережье р. Сарысу южнее озера Арыс; западнее с. Сузак они слагают поверхности останцовых возвышенностей, а в районе последнего вскрыты многочисленными скважинами, где представлены конгломератами, гравелитами, галечниками и гравийниками. В гравелитах на правобережье р. Сарысу, южнее оз. Арыс, а также на вершине сопки Қызылкулак, обнаружена скорлупа яиц страуса, аналогичная, по мнению В. С. Бажанова, встреченной в хоргосской свите верхнего плиоцена. Мощность свиты обычно не превышает 5—10 *м* и лишь в районе с. Сузак она достигает 100—124 *м*.

На востоке Бетпак-Далы, в районе логов Андасай, Кеншагыр хоргосский горизонт налегает с резко выраженным размывом на илийском, а в более северных участках — на павлодарском горизонте или непосредственно на палеозойских образованиях. Представлен он грубообломочными отложениями. Обломки различной степени окатанности. Местами это — палево-серые седиментационные брекчии с песчано-карбонатным цементом, местами гравелиты или конгломераты, иногда с плохо окатанными валунами до 20 *см*; мощность обычно 2—3 *м*. После отложения хоргосского горизонта произошло общее поднятие Андасай-Кеншагырского предгорного участка, обусловившее врезание логов на глубину до 35—40 *м* и аккумуляцию в них четвертичных отложений.

Отложения хоргосского горизонта местами сохранились у подножья Чу-Балхашского водораздела (рис. 46); к ним же относятся упомянутые выше валунно-галечные конгломераты, вскрытые карьером в 5 *км* северо-западнее ст. Чокпар. На северном склоне Киргизского хребта, в районе р. Каракистак хоргосский горизонт представлен галечниками и слабо сцементированными конгломератами палево-серого цвета мощностью 250 *м*.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН, ЮЖНАЯ И СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

На рассматриваемой территории, расположенной восточнее Чу-Балхашского водораздела и гор Кендыктас, неогеновые отложения приурочены к межгорным и предгорным впадинам. Наиболее крупными из них на юге региона являются Каркаринская и Текесская. Севернее субширотно вытянута Илийская впадина, отделяющая горную систему Тянь-Шаня от Джунгарского Алатау, имеющего ряд межгорных впадин. Западнее Джунгарии расположена обширная впадина Прибалхашья, а к северу — Лепсинская и Алакольская впадины. Неогеновые отложения этих впадин не везде расчленены на унифицированные горизонты. Местами пока не расчленены отложения аральского и павлодарского горизонтов, но на отдельных участках удается выделить обособленно осадки раннего и среднего миоцена. Описание дается от южных впадин к северным.

Аральский и павлодарский горизонты нерасчлененные

В краевых частях Кегенской, Текесской, Илийской и некоторых более мелких впадин имеются делювиально-пролювиальные, реже — аллювиальные красноцветные отложения, накопление которых шло в течение миоцена и раннего плиоцена без существенных изменений условий седиментации. Они, как правило, начинаются с весьма характерного карбонатного горизонта, представленного розовыми мергелями, иногда почти чистыми или весьма слабо насыщенными щебнем различных палеозойских пород. Иногда щебня настолько много, что порода представляет типичную седиментационную брекчию или конгломерато-брекчию в зависимости от степени окатанности обломков. Размер последних различен, местами они представлены глыбами до 30 *см* в поперечнике; мощность от 3 до 20 *м*. Выше лежит толща красноцветных карбонатных глин, в той или иной степени насыщенных дресвой и щебнем, с прослоями и линзами разнозернистых песков и песчаников; мощность в бассейне р. Каркары превышает 1000 *м*. В центральных частях наиболее глубоких впадин (Каркаринской, Текесской) накопление осадков началось, по-видимому, еще в олигоцене.

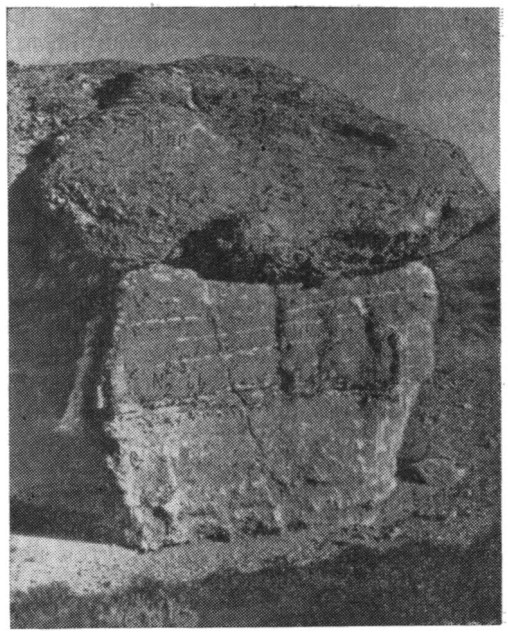


Рис. 46. Несогласное налегание хоргосских крупнообломочных брекчий на илийские мелкообломочные конгломерато-брекчии. Подножья гор Джамбул. Западный склон Чу-Балхашского водораздела. Фото Н. Н. Костенко

Разрез южных склонов Каркаринской и Текесской впадин был описан в горах Кылчикбай. Здесь он образован темнокрасными песчанистыми глинами с прослоями голубовато-серых песчаников и иногда гравелитов и конгломератов. Общая мощность около 380 *м*.

Между реками Каркара и Куркаркара толща представлена красноцветными глинами с включением угловатых хорошо окатанных обломков палеозойских пород, переслаивающимися с горизонтами мергелей. Выше появляются прослои песчаников, а затем конгломератов с хорошо окатанной галькой размером до 5—8 *см*; цемент их мергелистый. Из красноцветных отложений верховьев р. Каркара (Куркаркара), в непосредственной близости от пород палеозоя, К. Е. Аристова определила спорово-пыльцевой спектр, в котором представлены: голосеменные Pinaceae, *Tsuga, Ephedra* (45%); покрытосеменные — Tiliaceae, *Carpinus* sp., *Ulmus* sp., *Celtis* sp., *Fagus* sp., *Quercus* sp., *Juglandaceae*, Castanea, *Rhus,* Chenopodiaceae, Compositae, Plumbaginaceae (43,7%), споры (2,31%). По заключению К. Е. Аристовой, этот спектр имеет, вероятно, миоценовый возраст.

По левобережью р. Текес у западного окончания гор Басулытау из красноцветов вымыта пыльца: *Ephedra* sp., Gramineae, *Typha* sp., Nimphaea, *Phragmites* sp., Cyperaceae, Dicotyledoneae, Monocotyledo-

neae. По заключению Л. Н. Ржаниковой (Вязовова, 1960 г.), данный спектр отвечает, скорее всего, верхам нижнего или среднему миоцену.

Рассматриваемые отложения распространены и вдоль южного склона Илийской впадины. На востоке, у подножья хр. Кетмень, они вскрыты бурением под четвертичными отложениями. Скважиной, пройденной в 5 *км* севернее с. Актам, они встречены на глубине 145 *м*. Здесь на кварцевых песчаниках верхнего мела (?) лежат (снизу вверх).

1. Белые песчанистые мергели . . . . . 10 *м*
2. Разнозернистые песчаники, переслаивающиеся с красноцветными сильно песчанистыми глинами . . . . . 26 „
3. Красноцветные мусористые глины, переслаивающиеся с гравелитами 25 „

Аналогичные красноцветные отложения слагают тектонические блоки, прорезаемые р. Чарын; мощность отложений здесь до 40—50 *м*. К западу от гор Улькунбогуты, вдоль северного подножья Заилийского Алатау, миоцен-нижнеплиоценовые отложения участвуют в строении предгорной тектонической ступени. Между горами Балабогуты и Улькунбогуты они трансгрессивно, но без видимого несогласия, залегают на эоценовых отложениях, а у подножья гор Улькунбогуты — ложатся непосредственно на различные палеозойские породы; мощность их здесь около 100 *м*. В нижней половине разреза О. В. Бажановым собраны окатанные обломки щитков черепах семейств Testudinidae и Trionychidae, а также кожные щитки крокодилов *Crocodilia;* последние, по заключению В. С. Бажанова, характерны для отложений олигоценового возраста. Однако окатанность обломков и различная степень фоссилизации, свидетельствуя о переотложении, заставляют говорить о более молодом — миоценовом возрасте вмещающих отложений.

Вдоль северо-западного склона гор Балабогуты делювиально-пролювиальные отложения тянутся непрерывной полосой, причем по данным В. Г. Севастьянова (1964 г.) в направлении с северо-востока на юго-запад отмечается погрубение обломочного материала — появляются горизонты гравелитов и конгломератов; мощность на этом участке от 60 до 400 *м*. Падение слоев моноклинальное к северу под углом 20—25°.

В районе горных устьев рек Чилик и Асы мощность красноцветов уменьшается до 150—30 *м*. Южнее, в междуречье Чилик — Асы, отложения миоцена сохранились от размыва в понижении между горами Ортатау и Саускан; мощность здесь не превышает первые десятки метров. У подножья хр. Карач описываемые отложения вскрыты эрозией в поднятых тектонических блоках предгорной ступени. С палеозоем они имеют как стратиграфический, так и тектонический контакт. На этом участке мощность возрастает до 200—400 *м*. Между р. Тургень и г. Алма-Ата небольшие выходы красноцветов по долинам логов имеются только в пределах предгорной ступени в Котурбулакском тектоническом блоке. Западнее они обнажаются во врезах рек Қыргаулды, Қаскелен, Чемолган, в урочищах Ушконур и Улькунсаз. Большим развитием здесь пользуются красноцветные глины со щебнем и дресвой, и глинистые щебни, местами сцементированные карбонатами до прочных брекчий. Мощность их в этом районе достигает 500—700 *м*. Подобные отложения встречаются на высотах порядка 3000 *м*. В верховьях р. Джазык, правого притока р. Узункаргалы, на эродированной поверхности гранитного массива залегают белые плотные известняки (10 *м*), содержащие зерна кварца и розовых полевых шпатов. Выше лежат ярко-красные плотные глины (25 *м*). В осевой части хребта подобные отложения известны на высотах до 4000 *м*.

Вдоль северного склона Илийской впадины обнажены нерасчлененные миоцен-нижнеплиоценовые отложения. В районе гор Долантау, Ортатау и Койтас (Костенко, 1942 г.) на различные палеозойские образования или покрывающую их местами пестроцветную кору выветривания налегают конгломераты, состоящие из хорошо окатанной гальки и валунов. Размер гальки 5—8 *см*, валунов 20—35 *см*. В обломках преобладают различные эффузивы, в меньших количествах присутствуют пирокласты, алевролиты, кремнистые сланцы, еще реже граниты. Цемент песчано-мергелистый, желто-серый или бледно-розовый; местами пятнисто окрашенный. Отчетливо выражена слоистость, обусловленная наличием глинисто-песчаниковых пластов. Мощность 75 *м*.

Выше залегает пачка (365 *м*) красно-бурых очень плотных карбонатных глин, засоренных щебнем и гравием, переслаивающихся с полимиктовыми галечно-валунными конгломератами. Мощность пластов глин обычно до 1,5 *м*; они составляют примерно 33% общей мощности. Пласты конгломератов имеют мощность 2—2,5 *м*.

Верхнюю пачку (110 *м*) слагают темно-бурые и шоколадно-бурые плотные карбонатные глины с пластами и линзами полимиктовых конгломератов, гравелитов и разнозернистых песчаников. Конгломераты и песчаники связаны переходами. Окраска их розовато-серая и голубовато-серая; местами они пятнисто окрашены гидроокислами железа. Отдельные пласты глин испещрены бледно-зелеными пятнами и полосами.

По мере удаления от подножья гор грубообломочный материал очень быстро исчезает, замещаясь алеврито-глинистым. Скважиной, пройденной в районе г. Панфилова на Лесновской структуре, на отложениях, отнесенных к олигоцену, на глубинах 980—1790 *м* залегают осадки, видимо отвечающие миоцену — нижнему плиоцену. Их нижнюю часть (205 *м*) слагают коричнево-красные алевролиты и глины с прослоями мелко- и тонкозернистых песчаников и пятнисто-окрашенных мергелей. Верхняя толща (610 *м*) представлена коричневато-красными карбонатными глинами, переслаивающимися с алевролитами и зеленовато-серыми разнозернистыми песчаниками.

Западнее, в районе меридиана 79° 30′ в. д., на междуречье Кендерлы — Коктерек, отложения миоцена — нижнего плиоцена налегают местами непосредственно на палеозойские образования гор Ергетау, а местами на их пестроцветную кору выветривания. Здесь в основании залегают красно-бурые сильно карбонатные глины, местами переходящие в мергели, насыщенные мелким щебнем. Встречаются прослойки розовато-серых мелкогалечных конгломератов и конгломерато-брекчий с прочным глинисто-карбонатным цементом. Мощность отдельных пластов обычно не превышает 1,2—1,6 *м*; общая мощность 90 *м*.

Выше залегают красно-бурые и буро-шоколадные очень плотные сильно карбонатные глины с большим содержанием мелкой плохо окатанной гальки и щебня. Они переслаиваются с мелкогалечными полимиктовыми конгломератами и гравелитами, залегающими неправильными пластами, часто без резко выраженных подошвы и кровли. Общая мощность 310 *м*. На них расположены отложения, охарактеризованные илийской фауной.

Сопоставляя приведенные разрезы, можно видеть, что в миоцене — раннем плиоцене в районе гор Долантау, Ортатау, Койтас отлагались существенно аллювиальные осадки, а западнее, в районе гор Ергетау, господствовали делювиально-пролювиальные процессы. В это же время в осевой части Илийской впадины осадки накапливались в озерных условиях.

Несколько иной разрез имеют ранненеогеновые нерасчлененные отложения, распространенные в межгорных впадинах Северной Джун-

гарии и представленные преимущественно красноцветными глинами. Заключенные в них остракоды, спорово-пыльцевые спектры и найденные еще С. В. Калесником (1931) кости позвоночных (*Artiodactyla* и *Carnivora*) позволяют говорить лишь об олигоцен-миоценовом возрасте, почему они и описаны совместно с палеогеновыми отложениями. Можно напомнить, что эти отложения пройдены скважиной у с. Андреевки в интервале 25—109 *м*, где представлены красноцветными, серыми и белыми глинами.

Аналогичные глины были разбурены и у гор Кыскаш. У юго-западной оконечности гор Улькунсайкан В. Е. Гендлером и др. (1960 г.) в красноцветных глинах с прослоями окремненных мергелей были собраны остатки ископаемых рыб, принадлежащих судаку (*Abramis*) карпу (*Luciopercka*), по-видимому, щуке (*Esox*) и лещу (*Lenciscus*). Определявший их В. Д. Лебедев считает, что эта ихтиофауна должна характеризовать верхи олигоцена — миоцен. Верхняя граница здесь также не установлена; возможно, она совпадает с ранним плиоценом.

Аральский горизонт

Нерасчлененные отложения аральского горизонта встречаются у северного подножья Кунгей Алатау. Разрез их на правобережье р. Чилик в низовьях р. Саты, где они налегают на породы карбона, таков (снизу вверх):

1. Светло-серые, в основании бурые мергели со щебнем . . . . . 5 *м*
2. Красно-бурые карбонатизированные щебнистые глины . . . . . 17 „
3. Розовые мергели, переслаивающиеся с красно-бурыми карбонатными глинами, неравномерно насыщенными щебнем . . . . . 29 „
4. Серо-бурые брекчии с карбонатным цементом, переслаивающиеся с красно-бурыми плотными глинами . . . . . 35 „
5. Красновато-бурые с зелеными и голубыми пятнами плотные глины с известковыми журавчиками и кристаллами гипса . . . . . 62 „

На эти глины с резко выраженным размывом налегает павлодарский горизонт с фауной гиппарионового комплекса.

Из базального горизонта и вышележащих красно-бурых глин по материалам О. В. Бажанова (Чабдаров, 1959 г.) Р. Я. Абузяровой получен спорово-пыльцевой спектр, характерный для нижнего — среднего миоцена: Polypodiaceae, *Abies* sp., *Pinus* sp., *Magnolia* sp., *Acer* sp., *Betula* sp., *Castanea, Quercus* sp., Pinaceae, *Ephedra* sp., *Alnus* sp., *Ulmus* sp., *Juglans* sp., Gramineae, Chenopodiaceae, *Artemisia.* Вместе с тем, по исследованиям О. В. Бажанова, разделение пролювиальных отложений на аральский и павлодарский горизонты далеко не везде возможно (Каркаринская и Текесская впадины).

Севернее гор Басулытау и у восточного окончания хр. Кунгей Алатау пролювиальные отложения перекрыты мергелями со среднемиоценовой органикой. В осевых частях впадин развиты озерные осадки, которые не только более чутко реагировали на изменения тектонического и климатического режима сменой литологии, солевого состава и окраски, но и более насыщены органическими остатками. Это позволяет определять их более дробно (Шурыгин, 1953—1955 гг.; Костенко и др., 1954 г.; Кашкаров и др., 1960 г.; Ли и др., 1961 г.; Чабдаров и др., 1965 г.). Однако стратиграфический объем и мощности выделяемых подразделений понимаются не всеми одинаково. Это объясняется отсутствием четких маркирующих горизонтов, сменой литологического состава от одной толщи к другой и недостатком палеонтологических данных.

В Каркаринской впадине к нижнему миоцену относится соленосная толща (темно-серые и коричневые аргиллиты, алевролиты и песчани-

стые глины с подчиненными им мергелями, карбонатно-алевритовыми сланцами, местами битуминозными). В ней содержатся залежи галита, тенардита и глауберита, часто встречается мирабилит. Мощность от 170 до 600 *м* (по данным В. А. Шурыгина от 150 до 700 *м*). Из трех проб, взятых (Костенко и др., 1954 г.) из различных горизонтов толщи, К. Е. Аристовой получен спорово-пыльцевой комплекс, в котором пыльца покрытосеменных преобладает над голосеменными, а среди покрытосеменных пыльца древесных пород преобладает над пыльцой травянистых. Присутствие пыльцы рода *Rhus* из семейства Anacardiaceae и пыльцы семейства Elaeagnaceae свидетельствует о наличии субтропических вечнозеленых растений. К. Е. Аристова отмечает, что комплекс характерен для раннего миоцена, но не исключается и олигоценовый возраст. Р. Я. Абузярова и Л. Н. Ржаникова подтвердили этот вывод.

Соленосная толща в Каркаринской впадине слагает ядро антиклинали гор Шольадыр и обнажена в ядре западнее расположенной антиклинали Акбулак. На обоих участках она разведывалась шурфами, штольнями и буровыми скважинами. Подстилающие ее красноцветы вскрыты скважиной, пройденной в урочище Акбулак в ядре антиклинали. По данным В. А. Шурыгина (1956 г.), разрез по этой скважине выглядит следующим образом (сверху вниз):

1. Коричневые аргиллиты, содержащие псевдоморфозы гипса по глауберите размером до 3—4 *см* . . . . . 27 *м*
2. Перемежающиеся коричневые и темно-серые аргиллиты, тонколистоватые светло-зеленые мергели, коричневые алевролиты и мелкозернистые полимиктовые песчаники серой и зеленовато-серой окраски; в толще рассеяны сросшиеся кристаллы гипса и глауберита . . . . . 75 „
3. Коричневые алевролиты с прослоями светло-зеленых мергелей и кристаллами глауберита . . . . . 70 „

Ниже скважиной пройдены, возможно, олигоценовые отложения, представленные кирпично-красными алевролитами с прослойками полимиктовых песчаников и включениями мелкой (2—3 *мм*) щебенки палеозойских пород.

Из проб керна, взятых из разных горизонтов до глубины 132 *м* О. Н. Кондрашкиной определены: *Ilyocypris bradyi* (Sars.), *Candoniella marcida* Mand., *C. pellucida* Schn., *C. albicans* (Brady), *Eucypris cavernosa* Mand., *E. notabilis* Schn., *Mediocypris candonaeformis* (Straub.), *Cyprinotus vialovi* Schn., *C. baturini* Schn., *C. miocenicus* Kondr., *Potamocypris plana* Schn., *Kassinina karkaraensis* Kondr., *Limnocythere lamellosa* Schn., *L. luculenta* Liv., *L. cinctura* Mand., *L. diluvialis* Mand. Отсюда же М. В. Бажанова определила моллюски — *Limnaea robustus* Mart., *Radix ovata* Drap., *R. grabaui* Ping., *Planorbis youngi* Ping., *Valvata piscinalis* Mull., *Bithynia tentaculata* L., *B. cholnokyi* Schl., *Succinea* sp., *Eulota semenovi* Mart. Моллюски точно возраст не датируют, а приведенный выше комплекс остракод, по мнению О. Н. Кондрашкиной, характерен для среднего миоцена.

Из образцов битуминозных сланцев соленосной толщи, взятых О. В. Бажановым, Н. И. Бочаровой, Н. Н. Костенко в 1967 г. близ устья скважины, Р. Б. Байбулатовой получен спорово-пыльцевой спектр, который заставляет относить вмещающие породы к нижнему миоцену — верхнему олигоцену. В спектре резко преобладает пыльца древесных растений (76—87,5%). В небольшом количестве отмечены пыльцевые зерна трав (12,5—24%). Характерно преобладание пыльцы теплолюбивых пород: *Juglans polyporata* Vojc. (6—6,5%), *Juglans* (7,5%), *Carya* (2—2,5%), *Pterocarya* (3%), *Quercus* (0,5—1,5%), *Ulmus* (15—18,5%), *Tilia* (2,5—8,5%). Среди мелколистых отмечены *Betula* (4,5—7,5%) и

Corylus (2,0—9,0%). В единичных зернах присутствует пыльца средиземноморской флоры *Rhus* (0,5—1,0%) и Pistaceae (0,5—1,0%). Голосеменные представлены *Pinus* (2,0%), *Picea* (1,5—8,0%), *Cedrus* (1,5%), Taxodiaceae (1,5%) и *Tsuga* (7,5—18,5%). Пыльца травянистых и кустарниковых растений состоит из *Ephedra* (0,5—1,0%), Chenopodiaceae (5,0—11,0%) *Compositae*. Кроме того, отмечены трехпорово-трехбороздные (4,5—9,0%) и трехбороздные пыльцевые зерна (2,0—3,5%). Растительность как видно была представлена хвойно-широколиственными лесами. Небольшое участие пыльцы травянистых растений указывает на начало возникновения степных фитоценозов. Обращает на себя внимание наличие характерных для олигоцена элементов средиземноморской флоры и большое содержание широколиственных (*Juglans, Carya, Pterocarya, Quercus, Ulmus*).

Приведенные факты подчеркивают разноречивость палеонтологических данных и неясность границы между соленосной толщей и вышележащей, существенно мергелистой толщей, относимой уже к среднему миоцену. Заключенные в соленосной толще моллюски приурочены к определенным уровням разреза. Они — обитатели пресноводных водоемов, за исключением трех родов (*Succinea, Pseudonapaeus, Eulota*), являвшихся наземными, снесенными в озеро реками. Растительность, пыльца которой обнаружена в соленосных отложениях, влаголюбивая. Остракоды характерны и для пресных и для солоноватоводных водоемов. Битуминозность, спорадически наблюдаемая в сланцах, может быть объяснена наличием планктона и обилием растительного материала. Все свидетельствует больше в пользу влажного климата и опресненного водоема, который лишь временами сильно мелел и настолько засолонялся, что в нем происходило выпадение галита, тенардита, глауберита. В пользу существования опресненного водоема свидетельствует и рыба — *Cyprinidae lensiscus* sp., отпечатки которой обнаружены Г. В. Сакулиной в аналогичных отложениях Текесской впадины. По заключению В. Д. Лебедева эта рыба точно не стратифицирует, но характеризует отложения как пресноводные (Ли и др., 1961 г.).

Среднемиоценовые отложения Каркаринской впадины представлены толщей переслаивающихся мергелей, алевролитов, аргиллитов, изредка встречаются мелкозернистые полимиктовые пески и песчаники. Мергели, преобладающие в разрезе, толстоплитчатые до листоватых, алевритистые, в основании толщи местами битуминозные. Общая окраска толщи серая; мощность на северо-востоке впадины 150 *м*, на юго-западе она достигает 350—400 *м*. Возраст определяется положением в разрезе.

В Текесской впадине отложения раннего — среднего миоцена также имеют значительное распространение, но и здесь установить границу между ними затруднительно. Б. Ф. Кашкаров и др. (1960 г.) не сочли возможным провести точное расчленение. Однако А. Б. Ли и др. (1961 г.) к нижнему миоцену относят толщу (170—500 *м*), состоящую из переслаивающихся коричневых и зеленовато-голубовато-серых глин, глинистых алевролитов, средне- и мелкозернистых песчаников и песков с подчиненными им известняками и мергелями. Отсюда С. М. Бляховой выделен спорово-пыльцевой комплекс, характеризующий нижний — средний миоцен, а О. Н. Кондрашкиной выявлены остракоды, характерные для низов среднего миоцена; встреченные олигоцен-миоценовые *Cypridopsis tuaevi* Mand., *Cypris henensis* Mand., она считает переотложенными. Отложения, относимые к нижнему миоцену, по А. Б. Ли и др. имеют наиболее полный разрез в юго-восточном крыле антиклинали гор Айгыржал.

Среднемиоценовые отложения здесь представлены зеленовато-серыми мергелями и алевритистыми глинами с прослоями песков, песчаников и известняков общей мощностью около 500 *м*. В верхах толщи В. С. Корниловой собрана и определена листовая флора: *Sparganium* sp., *Potamogeton crispus* L., *P. heterophylloides* Schreb., *Populus balsamoides* Goepp., *P. nigra* L., *Ulmus longifolia* Ung., *U. carpinoides* Goepp., *Betula tianschanica* Rupr. Кроме того, на Астынги-Жабырской структуре в сходных отложениях собрана флора, представленная Monocotyledoneae gen. sp., *Populus mutabilis* Heer. *P. praenphatica* Kutuz., *Salix babylonica* L. и др. По заключению В. С. Корниловой она характеризует среднемиоценовый возраст вмещающих осадков и очень сходна с флорой Кочкорской впадины из отложений того же возраста.

Из ядерной части антиклинали Айгыржал С. Ф. Меньшиков определил остракоды, характерные для среднего миоцена: *Eucypris magistrata* Schn., *Cypridopsis* cf. *cicatricosa* Mand., *Pseudoeucypris chinensis* Mand., *Candona* cf. *candida* (O. Muller), *C. rostrata* Brady et Norm., *Candoniella albicans* (Brady), *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* Jones. Отсюда же К. А. Ляджиной определены *Radix* cf. *grabaui* Ping., *Bithynia tentaculata* L., *Hydrobia* cf. *ventrosa* Mart., которые, скорее всего, характеризуют первую половину миоцена. О таком же возрасте свидетельствуют палинологические данные Р. Б. Байбулатовой.

В разрезах среднего миоцена на юго-востоке гор Басулытау появляются мергелистые и углистые прослои мощностью до 1 *м*; глинистые алевриты имеют буровато-серый и зеленовато-коричневый цвет, содержат больше прослоев песка и известняков. Отсюда определены пресноводные остракоды *Candoniella albicans* (Brady), *C. marcida* Mand., *Heterocypris favosa* Schn., *Potamocypris plana* Schn., *Limnocythere luculenta* Liv., *Cyprideis foveata* Kondr., *C. favosa* Jones, *C. punctillata* (Brady), характеризующие по заключению О. Н. Кондрашкиной, среднемиоценовый, отчасти позднемиоценовый возраст осадков.

В Илийской впадине отложения аральского горизонта обнажены у северного склона в горах Актау и Улькункалкаы, а также вскрыты скважинами в осевой части впадины. В горах Актау аральский горизонт налегает на фаунистически охарактеризованные отложения верхнего олигоцена. В основании его залегают красно-бурые глины, переслаивающиеся с серо-зелеными алевролитами и мелкозернистыми песчаниками; мощность 70 *м*. Выше находится толща серо-зеленых гипсоносных глин и серых мергелей, содержащая в нижней части линзы и прослои гипса до 0,3—0,5 *м*; мощность 160 *м*. Из этой части разреза С. М. Бляховой (1963) получен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для нижнего — среднего миоцена. В его составе господствует пыльца бореальных покрытосеменных растений. Наиболее обильно представлена пыльца сережкоцветных (семейств Betulaceae с родами *Betula, Corylus, Carpinus, Alnus* и Juglandaceae — *Juglans, Carya, Pterocarya*). Присутствует пыльца широколиственных пород — Fagaceae, *Tilia, Ulmus, Castanea* и в незначительном количестве — пыльца *Zelkova, Myrica, Paliurus, Celtis*. Пыльца травянистых растений представлена прибрежно-водными растениями и обитателями степных пространств (Chenopodiaceae, Leguminosae, Compositae, Rosaceae, Caryophyllaceae и др.).

Разрез венчает толща серых загипсованных глин, алевролитов, мергелей и загипсованных песчаников мощностью 175 *м*. Отсюда М. В. Бажановой определены моллюски — *Limnaea robustus* Mart., *Planorbis youngi* Ping., *Gyraulus keideli* Schl., *G. gredleri* Gredl.

В Борохудзирской скважине аральский горизонт вскрыт в интервале 2100—2470 *м*, и представлен тремя пачками:

1. Нижняя пачка (140 *м*) — зеленовато-серые и коричневые известковистые глины с прослоями мергелей, мелкозернистых песчаников и алевролитов; часто встречаются обуглившиеся растительные остатки. Из керна с глубин 2350 и 2420 *м* К. Е. Аристовой получен спорово-пыльцевой комплекс нижнего — среднего миоцена: Pinaceae (4,2%), *Ephedra* (17,4%), *Betula* (4,8%), *Juglandaceae* (0,9%), *Tilia, Ulmus* (7,8%), *Rhus* (5,4%), Elaeagnaceae (0,6%), Chenopodiaceae (12,0%), Compositae (5,4%), Sparganiaceae (5,4%), Plumbaginaceae (1,2%), *Tricolpites* (0,3%).

2. Средняя пачка (110 *м*) — темно-серые алевритистые карбонатные глины с прослоями мелкозернистых песчаников, мергелей и алевролитов с обуглившимися растительными остатками.

3. Верхняя пачка (120 *м*) — переслаивание серых, зеленых, темно-коричневых, реже — буровато-красных глин, алевролитов, песчаников и мергелей; встречаются углистые остатки. Отсюда Л. И. Галеевой и О. Н. Кондрашкиной определены остракоды: *Ilyocypris manasensis* Mand., *I. dunschanensis* Mand., *Eucypris koktalensis* Bod., *Cyprideis littoralis* (Brady), *C. torosa* Jones.

С глубины 2165 *м* М. В. Бажановой определены *Planorbis youngi* Ping., *Bithynia tentaculata* L.

На северо-восточной окраине г. Алма-Аты аральский горизонт вскрыт в интервале 2020—2580 *м*. Он сложен толщей зеленовато-серых, коричневых и пятнисто-бурых карбонатных аргиллитов, местами содержащих до 15—20% гравия, мелкого щебня и разнозернистого песка. Имеются прослои песчаников и мергелей с вкрапленностью пирита и железисто-марганцевистыми налетами. Отсюда С. М. Бляховой получены спорово-пыльцевые спектры первой половины миоцена. В их составе в большом количестве пыльца Chenopodiaceae; отмечены единичные зерна *Juglans*, Betulaceae, Sparganiaceae, Umbelliferae, Labiatae, Compositae, Angiospermae и др. Из этих же отложений М. В. Бажановой определены неогеновые *Gyraulus keideli* Schl. и *Eulota* sp., а О. Н. Кондрашкиной и С. Ф. Меньшиковым — остракоды: *Ilyocypris kalkanensis* Bod., *Candoniella marcida* Mand., *C. schubinae* Mand., *Cypridopsis vassoevitschi* Schn., *Cyprinotus baturini* Schn., *Herpetocypris mirabilis* Schn.

Скважиной, пройденной севернее Алма-Аты (у с. Покровка) вскрыт весь миоцен, залегающий на палинологически охарактеризованном олигоцене. Он слагает интервал 680—930 *м* и представлен зеленовато-серыми алевритами и алевритистыми глинами с прослоями разнозернистых песчаников и гравелитов. У с. Алексеевки миоцен вскрыт в интервале 1160—1970 *м*. Он представлен серыми и зеленовато-серыми алевролитами, разнозернистыми глинами и буровато-серыми мергелями.

Севернее, в районе с. Николаевка, по данным В. Ф. Шлыгиной (1954 г.) в интервале 80—165 *м* вскрыт миоцен. Здесь на палеозое залегают:

1. Конгломерато-брекчии из обломков подстилающих диабазовых порфиритов с мергелистым цементом	1,5 *м*
2. Мелкозернистые желтые пески	2,0 „
3. Серые глины с кристаллами гипса (от 10 до 80%); встречаются прослои светло-желтых известняков и мелкозернистых песчаников	102 „

Из различных частей разреза Л. Н. Ржаниковой определена пыльца, свидетельствующая о нижне-среднемиоценовом возрасте отложений.

В Джунгарском Алатау неогеновые отложения приурочены к относительно небольшим межгорным впадинам. Палеонтологически обоснованы они в Кугалинской впадине.

В районе р. Майтюбе в 17 *км* восточнее ст. Сарыозек, по наблюдениям Н. Н. Костенко (1963 г.) на пенепленизированную поверхность пермских пород неравномерно налегают (местами отсутствуют) конгломераты и галечники, сложенные хорошо окатанной галькой преимущественно из вулканитов. Цемент песчано-глинисто-карбонатный. Мощность 7—20, в среднем 11 *м*. На конгломератах лежат темно-красно-бурые бескарбонатные глины, содержащие друзы гипса до 10 *см*. В районе слияния рек Майтюбе и Байгазы они налегают непосредственно на поверхность пенеплена; мощность 25—35 *м*.

Выше с некоторым размывом залегают красноцветные карбонатные глины, в основании содержащие неравномерно рассеянный крупнозернистый полимиктовый песок, гравий и щебень до 1 *см*; мощность 35—40 *м*. На мусористых глинах лежат песчано-мергелистые глины (5—6 *м*), а затем оранжево-красные глины, обильно насыщенные разнозернистым полимиктовым песком и гравием (10—14 *м*); общая мощность глин 50—60 *м*.

На глины с размывом налегает гравийно-галечно-песчаный костный горизонт (30—35 *м*), изобилующий многочисленными внутриформационными размывами и перерывами. В этом горизонте, вскрытом огромным карьером на протяжении более 300 *м*, захоронены весьма крупные сильно фоссилизированные кости раннемиоценового носорога *Paraceratherium* sp. и др., определенные М. Д. Бирюковым и П. Ф. Савиновым. Для костеносного горизонта характерны преобладание песчаных и гравийных разностей, линзообразное залегание их, речная диагональная слоистость, пестрая окраска от светло-серой до охристо-желтой и бурой. Гравийно-галечный материал представлен преимущественно различными кремнистыми породами и кварцем, присутствуют также вулканиты, песчаники и алевролиты, но гальки интрузивных пород не встречено.

Возраст отложений, вмещающих костные остатки, нижнемиоценовый. Такой же возраст, видимо, имеют и подстилающие пролювиальные карбонатные глины. Лежащие же ниже и частично размытые темно-красно-бурые бескарбонатные глины, а также подстилающие их местами галечники, возможно, отлагались еще в олигоцене, когда началось прогибание палеозойского фундамента.

Западнее, в районе ст. Сарыозек, из гравийно-песчаного карьера извлечены кости двух крупных млекопитающих — свинообразного *Entolodontidae* и гигантского носорога *Paraceratherium*, близкого к *P. prochorovi* (Boris). Остатки этих раннемиоценовых животных приурочены к распространенной здесь толще красноцветных гипсоносных глин, чередующихся с пластами разнозернистых полимиктовых песчаников, гравелитов, мелкогалечных конгломератов и мергелей. Эти отложения (до 150—200 *м*), выделенные в сарыозекскую свиту, несогласно налегают на различные палеозойские образования (Бажанов, Костенко, 1958).

В восточной части Кугалинской впадины, по данным бурения вдоль р. Қамысмола, разрез имеет следующее строение (снизу вверх):

1. Мелко- или среднегалечные конгломераты с крепким песчано-глинистым цементом . . . . . 8—20 *м*
2. Красные жирные глины . . . . . 8—25 „
3. Бурые песчанистые глины с прослоями красных жирных глин и гравелитов . . . . . 8—110 „

Этот разрез хорошо выдержан, и только в наиболее удаленных от хр. Алтынэмель скважинах красные жирные глины ложатся непосредственно на породы палеозоя.

Аналогичные отложения развиты вблизи гор Алабасы, где в красных глинах появляются линзы гипсов и мергелей (0,5—2 *м*); общая мощность глин здесь составляет 260 *м*.

Возможно, к аральскому горизонту относятся сероцветные осадки, кое-где обнажающиеся в западных отрогах Джунгарского Алатау. Например, южнее ст. Муюнкум на кору выветривания или откопанный пенеплен налегает сероцветная толща, представленная рыхлыми гравелит-конгломератами. В составе их преобладает среднеокатанный кварцевый гравий, среди которого рассеяна галька (до 3—4 *см*) полимиктового состава; мощность до 50 *м*.

Западнее, в Прибалхашье (с. Акколь) относимые к аральскому горизонту отложения на глубинах около 600 *м* налегают на красноцветы условного олигоцена. В основании нередко встречаются белые и светло-серые известняки или известковистые песчаники (до 3 *м*), переходящие по простиранию в кварцевые пески с примесью хорошо окатанной гальки кварца и различных кремнистых пород, реже — в пестроцветные глины. Выше следуют зеленовато-серые косослоистые кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески и песчаники, местами с примесью глины и с гравийно-галечными прослоями; мощность от 10 до 100 *м*. Из таких отложений, вскрытых по левобережью р. Или, в интервале глубин от 530 до 600 *м*, А. П. Савиновой определены остракоды: *Candoniella marcida* M a n d., *C. albicans* (B r a d y), *Cyprinotus nefandus* B o d. *Ilyocypris bella* S c h a r. и др.

В низовьях р. Каратал А. В. Тимуш выделяет среднемиоценовые отложения мощностью 30 *м*, налегающие на глубинах 176—146 *м* на палеозойские песчаники. Они представлены загипсованными кирпично-красными глинами, из которых С. Ф. Меньшиковым определены остракоды: *Mediocypris candonaeformis* (Straub.), *Kassinina* sp., *Ilyocypris* cf. *bella* S c h a r., *I.* cf. *decipiens* M a s l., *Limnocythere kuschnari* Gr., *Candoniella albicans* (B r a d y).

Павлодарский горизонт

Отложения павлодарского горизонта у северного подножья хр. Кунгей Алатау, в низовьях р. Саты, по наблюдениям Н. Н. Костенко, налегают с резко выраженным размывом на аральский горизонт или породы карбона. В основании лежат песчано-галечники (20 *м*), выше — коричневые и розовато-бурые, местами с зелеными пятнами карбонатные глины, содержащие в низах прослои глинистых песков (мощность 45 *м*). Отсюда В. С. Бажановым и М. Д. Бирюковым собраны и определены представители гиппарионового комплекса: *Ictitherium hipparionum*, *Gasella deperdita* G a u d r y, Cervidae и Anchitherium. Отсюда же М. В. Бажановой и Е. С. Раммельмеер определены неогеновые моллюски: *Eulota paricincta* M a r t., *E. paricincta* var. *bilaticincta* M a r t., *Succinea putris* L., *S. martensiana* N e w., *Cathaica* (*Pseudiberus*) sp. Выше залегают мергели (5 *м*) розовато-серые с зелеными пятнами, а на их размытой поверхности несогласно лежит илийская свита.

В Каркаринской впадине павлодарский горизонт представлен коричневато-бурыми и красновато-бурыми глинами, переслаивающимися с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, гравелитами и мелкогалечными конгломератами. Мощность от 80 на севере впадины до 400 *м* — на юге. Из этой толщи Л. И. Хозацким (1958) описан новый вид наземной черепахи *Textudo kegenica* C h o s., характерный для среднего (скорее — позднего) миоцена. Флора, по определению А. Н. Криштофовича, представлена *Salix integra* G o e p p., *Betula* sp. Из моллюсков

М. В. Бажанова определила неогеновые *Limnaea merzbacheri* Schl., *Planorbis karkaraensis* Schl.

В Текесской впадине отложения позднего миоцена — раннего плиоцена пользуются широким распространением. На склонах гор Басулытау к ним отнесены пестроокрашенные и бурые глины, переслаивающиеся с разнозернистыми песками, песчаниками, гравелитами и конгломератами; мощность на южном склоне 300—350, а на юго-восточном 150—170 *м*.

Восточнее, в горах Айгыржал, рассматриваемые отложения налегают с размывом на среднемиоценовые. В них выделяются две пачки. Нижняя представлена разнозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, гравелитами и полимиктовыми конгломератами. Общая окраска пачки голубовато-серая; мощность до 500 *м*.

Верхняя пачка имеет серо-бурую или красновато-бурую окраску. В составе ее, кроме разнозернистых песчаников, полимиктовых конгломератов и гравелитов, существенную роль играют красно-бурые карбонатные глины, местами песчанистые, встречаются полосчатые мергели, а также скопления кристаллов гипса. Общая мощность до 400 *м*.

Из обеих пачек С. Ф. Меньшиков определил остракоды, характерные для павлодарского горизонта: *Ilyocypris gibba* Ramd., *I. cornae* Mand., *Eucypris foveatus* Pop., *Cyprinotus baturini* Schn., *Candoniella albicans* (Brady), *C. marcida* Mand., *Candona neglecta* Sars., *C. convexa* Liv., *C. obrutschevi* Mand., *Candonopsis kingslei* (Brady et Rob.), *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere iliensis* Bod.

Еще восточнее, в горах Жабыртау, осадки павлодарского горизонта, по данным Б. П. Блинова и Б. Ф. Кошкарова (1961 г.), представлены в основании желто-серыми и красноцветными песчанистыми глинами, переслаивающимися с алевролитами, мелкозернистыми песчаниками, а также мелкогалечными конгломератами и подчиненными им мергелями; мощность 400 *м*. Отсюда М. В. Бажановой определены неогеновые: *Pseudamnicola sposiciana* Brus., *Gyraulus laevis* Ald., *Bithynia tentaculata* L., *B. cholnokyi* Schl., *Sewertzowia* (*Parachondrula*) sp., *Radix grabaui* Ping., *R. ovatoides* Mart. Выше залегают серые аргиллиты, глины и алевролиты, чередующиеся с разнозернистыми песчаниками, изредка гравелитами и мелкогалечными конгломератами; мощность 100 *м*. Разрез венчает пачка светло-серых мелкозернистых песчаников с прослоями глин, мергелей, известняков и линзами гипса; мощность 380 *м*. Из этой пачки В. С. Бажановым установлены представители гиппарионового комплекса — *Hipparion* sp., *Tragocerus* sp., *Gasella* sp., Rhinoceratidae и мастодонт.

В Илийской впадине рассматриваемые отложения выделены у северного борта — в горах Актау и Калканы, а также в разрезах скважин, пройденных в ее средней части.

В горах Актау павлодарский горизонт налегает без видимого несогласия на аральский; представлен полосчатыми красновато-бурыми и зелено-серыми глинами, алевролитами и разнозернистыми песчаниками с подчиненными им мергелями и известняками; мощность 125 *м*. Из этих отложений С. М. Бляховой получен характерный спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого имеются *Compositae* (до 5,3%), *Gramineae* (23,2%). В изобилии встречаются Sparganiaceae и Potamogetonaceae. Появляется пыльца новых групп травянистой флоры. Значительно сокращено количество пыльцы древесной растительности: Juglandaceae (до 0,3%), *Tilia* (до 0,3%).

Из отложений павлодарского горизонта гор Актау и более восточных участков М. В. Бажановой определены неогеновые моллюски

исключительно водного обитания: *Limnaea robustus* Mart., *I.* (*Radix*) *grabaui* Ping., *L.* (*Radix*) *teilhardi* Ping., *Planorbis planorbis* L., *P. youngi* Ping., *P. karkaraensis* Schl., *Coretus corneus* L., *Gyraulus keideli* Schl., *Anisus* (*Bathyomphulus*) *contortus* (L.). Отсюда же С. Ф. Меньшиковым выделены: *Ilyocypris evidens* Mand., *I. manasensis* Mand., *Cypris subglobosa* Sowerby, *C. torosa* (Jones), *Limnocythere muschketovi* Bod., *Darwinula stevensoni* (Br. et Rob.), *Cyprinotus vialovi* Schn., *Eucypris concinna* Schn., а В. В. Савицкой определены оогонии харовых водорослей — *Tectochara merani helvetica* Masl., характерные для середины миоцена Западной Европы.

В Борохудзирской скважине павлодарский горизонт установлен в интервале 2100—1600 *м*. Он сложен толщей глин с прослоями разнозернистых песчаников, алевролитов, изредка известняков; встречаются углефицированные растительные остатки. Окраска темно-коричневая, бурая, реже — темно-серая. Из низов толщи К. Е. Аристовой определен позднемиоценовый спорово-пыльцевой комплекс, в составе которого отмечены: Pinaceae (26,1%), *Ephedra* (0,5%), Betulaceae (2,9%), Ulmaceae (1,2%), *Acer* (0,3%), *Tilia* (0,3%), Juglandaceae (0,3%), Sparganiaceae (41,2%), Chenopodiaceae (20,8%), Compositae (16,8%). Повсеместно обнаружены остракоды, определенные Л. И. Галеевой и О. Н. Кондрашкиной как *Ilyocypris manasensis* Mand., *Cyclocypris regularis* Schn., *C. cavernosa* (Mand.) *Cyprinotus concavis* Gal., *C. ferganensis* Schn., *Eucypris cavernosa* Mand., *E. subglobosa* Sowerby, *Paracandona euplectella* (Br. et Norm.). и др. Л. К. Лукс выделила харовые водоросли, среди которых *Chara strobilocarpa* Reid. et Gr., *C. strobilocarpa* var. *bitruncata* Reid. et Gr. относятся к числу руководящих для миоцен-нижнеплиоценовых отложений. С глубины 2046—2052 *м* М. В. Бажанова определила *Planorbis youngi* Ping., *P. karkaraensis* Schl., *Limnaea robustus* Mart.

В центральной части впадины, в 12 *км* юго-западнее оз. Сорколь, скважиной пройдены в интервале 948—1200 *м* отложения, содержащие, по заключению Е. В. Нестеровой, спорово-пыльцевой комплекс, характерный для второй половины миоцена. В составе его пыльца Juglandaceae (1—8,5%), Betulaceae (10%), Ulmaceae (0,5—1,5%), Aceraceae (0,5—1%), Tiliaceae (1%), Sparganiaceae (4,5—11,0%), Potamogetonaceae (1,5%), Chenopodiaceae (6—31%), Compositae (1,5%—3%), Gramineae (3—14,5%), Cruciferae (1—6%), Leguminosae (1,5—3%), Geraniaceae (0,5—1,5%) Caryophyllaceae (0,5—1,5%), Umbelliferae (0,5—2%), Convolvulaceae (0,5—1%), Labiatae (0,5%). Этот комплекс получен из большого числа проб, взятых из толщи зеленовато-серых аргиллитов с прослойками мергелистых песчаников и углистых аргиллитов.

Скважиной, пройденной на северо-восточной окраине г. Алма-Аты, павлодарский горизонт встречен на глубинах 1390—2020 *м*. В его основании залегает пачка разнозернистых глинистых полимиктовых песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитоподобных глин темно-серой окраски; выше располагаются бурые и красновато-бурые аргиллитоподобные глины, переслаивающиеся с разнозернистыми песчаниками и гравелитами; встречаются прослои зелено-серых алевритов и алевропелитов. Отсюда О. Н. Кондрашкиной определены остракоды: *Cyclocypris ovum* (Jurine), *Candoniella albicans* (Brady), *Potamocypris* aff. *visenda* Schn., *Herpetocypris favosa* Schn.; М. В. Бажановой — неогеновые моллюски — *Planorbis planorbis* L., *Vallonia costata* Mull., *Succinea* sp., *Eulota semenovi* var. *depressa* Mart. С глубины 1430 *м* Л. Н. Ржаниковой выявлен палинологический комплекс, характерный для второй половины миоцена. В его составе *Pinaceae* (до 1%), *Ephedra* (1,5%), *Myrica* sp. (0,5%), *Betula* (1,5%), *Alnus* sp. (0,5%), *Carpinus*

sp. (5%), *Ulmus* sp. (0,5%), Chenopodiaceae (70%), Labiatae (1%), Compositae (3,5%), *Phragmites* (3%), Dicotyladoneae (3,5%), споры типа Polypodiaceae (0,5%), водоросли типа *Pilia* (0,5%). Спорово-пыльцевой спектр, характерный для среднего — верхнего миоцена, получен и С. М. Бляховой из керна с интервала 1799—1807 *м*.

В межгорных впадинах Северной Джунгарии встречаются красноцветные глины с прослоями песков и галечников. Возможно, что накопление их происходило в павлодарское время, но палеонтологического обоснования для этого пока нет.

В Южном Прибалхашье к павлодарскому горизонту отнесены буровато-красные и коричневые песчанистые карбонатные глины с подчиненными им разнозернистыми песками, местами с плохо окатанной галькой и гравием, а также прослоями зеленовато-серых известковистых глин; мощность от 100 до 200 — в районе р. Или и до 300 *м* — в районе р. Каратал. Из этих отложений, развитых в районе р. Или, А. П. Савиновой определен характерный для павлодарского горизонта комплекс остракод: *Ilyocypris manasensis* M a n d., *I. cornae* M a n d., *Eucypris concinna* S c h n., *Cyprinotus vialovi* S c h n., *C. baturini* S c h n., *Paracandona euplectella* (B r a d y et N o r m.), *Limnocythere limbosa* B o d., *Candoniella marcida* M a n d.

И. В. Хохлов (1953 г.) отмечает, что из буро-красных глин, развитых у северо-восточного подножья Чу-Илийских гор, Л. Н. Ржаниковой получен неогеновый (раннеплиоценовый) спорово-пыльцевой спектр: Equisetaceae, *Ephedra*, Ericaceae, *Typha*, Alismataceae, Chenopidiaceae, Nymphaceae, *Artemisia, Tetraporina* N. P i l a.

В Лепсинской впадине павлодарский горизонт установлен Ю. Б. Коврижных (1965 г.) на обширной площади междуречья Лепсы — Кызылагаш. Он представлен толщей кирпично-красных карбонатных глин с прослоями разнозернистых полимиктовых песков, а вблизи Джунгарского Алатау и галечников, а также с редкими прослоями розовых и красных мергелей. Он залегает несогласно на палеозое и содержит, по определениям С. Ф. Меньшикова, характерный комплекс остракод *Cyprideis littoralis* (B r a d y), *Cyprinotus baturini* S c h n., *Ilyocypris errabundis* M a n d., *Eucypris* sp. Максимальная мощность (53 *м*) установлена скважиной, пройденной в 18 *км* северо-восточнее пос. Кызылагаш.

Илийский горизонт

Во многих местах охарактеризован илийским фаунистическим комплексом, а также микрофауной. У подножья хр. Кунгей Алатау отложения сильно размыты и сохранились (20—22 *м*) лишь близ устья р. Саты, где в них О. В. Бажановым (Чабдаров, 1959 г.) собраны остатки *Equus stenonis* Cocchi., *Anancus arvernensis* (C r. et J o b.) и др. (определения В. С. Бажанова), а также растительные остатки, главным образом мелкие травы из класса однодольных: *Phragmites oeningensis, Poacites* cf. *angustus, Cyperites* cf. *paucineris, Cyperites* sp., *Typha latissima, Ulmus carpinoides, U. miopumila.* По мнению В. С. Корниловой (1966), это остатки прибрежно-водной растительности приречного леса.

В Каркаринской впадине илийский горизонт, налегающий без видимого несогласия на отложения верхнего миоцена — нижнего плиоцена, сложен глинами, подчиненными им песками, песчаниками и мелкогалечными конгломератами. Толща полосчато окрашена в красновато-бурый, желто-бурый и зелено-серый цвета. Мощность в горах Шольадыр и на северном крыле Акбулакской структуры до 600 *м*. В спорово-пыльцевых спектрах, полученных Л. Н. Ржаниковой, преобладает пыль-

ца травянистых растений. Пыльцы покрытосеменных мало, и она не разнообразна. В значительном количестве — пыльца хвойных, особенно сосновых. Из остракод Л. И. Галеевой определены: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. aralensis* Mand., *Cyprideis littoralis* (Brady), *Candona angulata* Mull., *Candoniella albicans* Brady.

Широко распространен илийский горизонт в Текесской впадине. По данным А. Б. Ли и других (1961 г.), на южном склоне гор Басулытау он представлен серовато-коричневыми песчанистыми глинами с прослоями разнозернистых песков и мелкогалечных конгломератов; мощность до 200 *м*. На юго-восточном крыле Айгыржальской структуры песчаники и конгломераты переслаиваются с глинами и алевролитами; мощность до 650 *м*. Встречается скорлупа яиц страуса (*Struthio* sp.), характерного, по мнению В. С. Бажанова, для илийского фаунистического комплекса. Из описываемых отложений С. Ф. Меньшиковым определен типичный для илийского времени комплекс остракод: *Ilyocypris lacustris* Kaufm., *I. gibba* Ramd., *Eucypris foveatus* Pop., *E.* ex gr. *clavata* (Baird). *Candona compressa* (Koch.), *C. combibo* Liv., *Candoniella subellipsoida* Schar., *Candonopsis kingsleii* (Br. et Rob.), *Cyclocypris serena* (Koch.), *C. globosa* (Sars.), *C.* aff. *ovum* (Jurine), *Cyprideis littoralis* (Brady).

В восточной части Текесской впадины илийские отложения налегают с угловым несогласием (местами через конгломераты) на осадки павлодарского горизонта. Выделяются две пачки. Нижняя (500 *м*) — желтовато-серые и буровато-коричневые песчанистые глины и алевролиты с прослоями песчаников и мелкогалечных конгломератов. В этой пачке найдены (Блинов, Кашкаров, 1961 г.) остатки *Equus stenonis* Cocchi, *Anoncus arvernensis* Gr. et Job. и скорлупа яиц илийского страуса (определения В. С. Бажанова). Верхняя пачка (420 *м*) имеет в основании буро-серые конгломераты с галькой глинистых и мергелистых пород (20 *м*), выше — светло-бурые песчанистые глины и алевролиты с прослоями мелкогалечных конгломератов и разнозернистых песчаников. Отсюда М. В. Бажанова определила неогеновые *Pseudamnicola stosiciana* Brus., *Bithynia gracilis* Sands., *B. cholnokyi* Shl., *Vallonia pulchella* Müll.

В Илийской впадине, на северном склоне, на участке Койбын-Усек, в стратотипическом разрезе илийского горизонта выделяются две пачки. Нижняя, пестро-полосчатая, представлена глинами, чередующимися с песками и песчаниками, а также мергелями и известняками. Последние имеют резко подчиненное распространение. Глины плотные, известковистые, местами песчанистые. Они окрашены полосами в светло-бурые, розово-бурые, коричневые, зеленые, голубые и светло-серые цвета. Среди глин встречаются сажистые прослойки с обуглившимися остатками растений. Пески и песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые, часто слюдистые, желто-серые и светло-серые, залегают линзами и пластами до 2—3 *м* мощности. Светлые мергели и известняки образуют пласты обычно до 0,5 *м* мощности. В урочище Койбын в этой пачке (примерно в 130 *м* от ее подошвы) Н. Н. Костенко в 1942 г. нашел хорошо сохранившийся череп и другие части скелета мастодонта, определенного Е. И. Беляевой как *Anancus arvernensis* (Cr. et Job.) Здесь описан разрез (снизу вверх):

1. Жирные глины, желто-бурые, с голубыми пятнами	4 *м*
2. Голубовато-серые и пятнистые карбонатные глины с обильными моллюсками — *Limnaea* sp., *Planorbis* (определения А. Г. Эберзина)	1 „
3. Желтовато-серые мелкозернистые сильно слюдистые рыхлые песчаники, у подошвы которых обнаружены остатки мастодонта	1,5 „
4. Голубовато-серые, пятнисто окрашенные ржаво-бурыми гидроокислами железа, известковистые глины	1,3 „

5. Розово-желтые с бледно-зелеными пятнами известковистые глины . . 1,4 „
6. Светло-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими ржавыми пятнами гидроокислов железа . . . . . 1,8 „
7. Голубовато-серые песчанистые глины . . . . . 1,7 „
8. Жирные сажистые глины с обуглившимися растительными остатками 0,1 „
9. Светло-серые мелкозернистые полимиктовые рыхлые песчаники . . 1,3 „

Стратиграфически выше чередуются глины, окрашенные в коричневые, бурые, зеленые, серые цвета, и рыхлые полимиктовые песчаники, преимущественно мелкозернистые. Встречаются линзы и пласты грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечных конгломератов, изредка с галькой до 8—10 *см*. Цемент глинистый или карбонатно-песчаный. Мощность нижней пачки 378 *м*; восточнее, на меридиане с. Коктал, она достигает 550 *м*.

Верхняя пачка (330 *м*) сложена желто-бурыми или палевыми, реже голубовато-серыми и розовыми, обычно песчанистыми глинами, чередующимися с песками и рыхлыми песчаниками, большей частью мелкозернистыми, реже — средне- и крупнозернистыми. Мощность отдельных пластов достигает 4,5 *м*.

Из отложений обеих пачек М. В. Бажановой и А. Г. Эберзиным в разное время определены неогеновые: *Limnaea robustus* Mart., *L.* (*Radix*) *grabaui* Ping., *Planorbis karkaraensis* Schl., *Gyraulus laevis* Ald., *Segmentina parva* Mart., *Valvota* (*Cincinna*) *piscinalis* (Müll.), *Bithynia tentaculata* L. Отсюда же С. Ф. Меньшиковым определены илийские остракоды *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *Candona lactea* (Baird.), *C. convexa* Liv., *C. rostrata* Br. et Norm., *Cypridopsis vassoevitschi* Schn., *Eucypris pigra* Fisch., *Heterocypris rotundatus* Bronst.

К западу мощность отложений илийского горизонта сокращается, в горах Актау она всего 380 *м*. Здесь преимущественно распространены желто-палевые глины, алевролиты и разнозернистые песчаники; в низах имеются прослои розовых и голубых глин и серых мергелей. Из этих отложений В. С. Бажановым определены *Anancus arvernensis* (Cr. et Job.), а также мастодонт с признаками китайского слона *Anancu sinensis* Hopwood. Отсюда же М. В. Бажанова определила *Limnaea* (*Radix*) *teilhardi* Ping., *Planorbis planorbis L., P. youngi* Ping., *Coretus corneus* L., *Gyraulus keideli* Schl., *Bathyomphallus* cf. *contortus* L., а С. Ф. Меньшиков — остракоды: *Ilyocypris errabundis* Mand., *I. gibba* (Ramd.), *I. biplicata* Koch., *I. bradyi* Sars., *I. bilobata* Mand., *Candona rostrata* Br. et Norm., *Eucypris porsugelensis* Mand., *Limnocythere iliensis* Bod.

Вдоль южного склона Илийской впадины рассматриваемые отложения лучше всего изучены в районе р. Чарын. Здесь, по мере движения с юга на север, наблюдается смена аллювиальных и делювиально-пролювиальных фаций озерными: одновременно происходит смена палевой окраски на пепельно-серую и белесую. Это отчетливо прослеживается в непрерывных разрезах по каньону р. Чарын, от Жаланашской впадины до центральной части Илийской. В отдельных тектонических блоках по рекам Темирлик и Чарыни ниже их слияния, илийская свита лежит на дислоцированных красноцветах миоцена, но нередко налегает непосредственно на палеозой. Севернее хр. Торайгыр, в каньоне р. Чарын, илийские отложения представлены горизонтами щебней с мергелистым цементом; мощность здесь до 40—50 *м*. Через 12—15 *км* ниже по течению р. Чарын, севернее последних выходов палеозоя, мощность возрастает до 140 *м*. Разрез образован часто переслаивающимися мелкогалечными конгломератами с плохо- среднеокатанной галькой, скрепленными глинисто-карбонатным цементом; горизонтами щебней, песков,

песчаников и палевых глин (рис. 47). Севернее, на протяжении 7—10 *км* вниз по р. Чарын, количество грубого материала убывает, и в разрезах остаются единичные прослои мелкогалечных конгломератов и гравелитов. Преобладают тонкослоистые палево-желтые алевриты и глины с горизонтами песков и карбонатных суглинков. В этом же направлении резко возрастает мощность. Севернее гор Улькунбогуты отложения становятся типично озерными. В разрезе присутствуют преимущественно светло-серые пылеватые алевриты и глины с тонкими прослоями мучнистых песков, мергелистых песчаников и мергелей. Из охарактеризованных отложений в различных частях долины р. Чарын неоднократно проводились сборы костного материала О. В. Бажановым (1961) и др.; *Archidiscodon meridionalis* (N e s t i), *Anancus arvernensis* Cr. et J o b.,

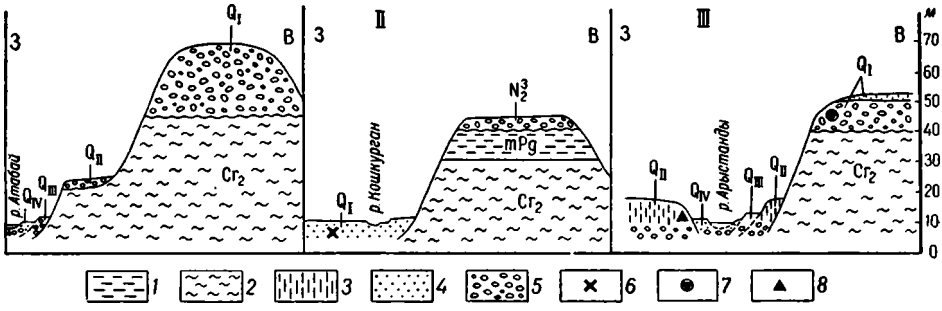


Рис. 47. Взаимоотношения верхнеплиоценовых и четвертичных отложений на юго-западном склоне хр. Каратау (по Н. Н. Костенко)

1, 2, — глины; *3* — лёссовые породы; *4* — пески и супеси; *5* — конгломераты и галечники; *6—8* — местонахождения: *6* — кошкурганского фаунистического комплекса, *7* — каменных орудий шелльашельской эпохи, *8* — каменных орудий мустьерской эпохи. I — междуречье Атабай — Баялдыр; II — междуречье Кошкурган — Шага; III — верховье р. Арыстанды между пос. Карасу и им. Буденного

Equus stenonis C o c c h i, *Bovinae, Cervus* sp., *Gasella subguturosa* G u l d., *Spalacidae* (*Spalax* sp. indet), *Capra* sp., *Ochotona* sp. и очень характерных для описываемых отложений обломков скорлупы яиц страуса *Struthio* sp. Приведенный комплекс, названный илийским, соответствует позднеплиоценовой фауне Хапров и Виллафранка (Бажанов, Костенко, 1958, 1962).

Севернее, в центральной части Илийской впадины, мощность отложений возрастает до 800 *м*. В Борохудзирской скважине они вскрыты в интервале 1600—800 *м* (границы условны). В основании здесь находится пачка коричневых и серых карбонатных, обычно песчаных глин (360 *м*), переслаивающихся с алевролитами, разнозернистыми песками и песчаниками, и содержащих прослойки углефицированных растительных остатков и гравелитов. Верхняя пачка (440 *м*) состоит из аркозовых песков и песчаников, чередующихся с серыми и бурыми алевролитами и песчанистыми глинами. Отсюда Л. И. Галеевой определены остракоды, характерные для второй половины плиоцена.

На запад от р. Чарын вдоль южного склона впадины отложения илийского горизонта имеют делювиально-пролювиальный и озерный генезис; представлены желто-палевыми глинами и суглинками с прослоями гравелитов, песков и песчаников. Обломочный материал имеет разную степень окатанности. Наиболее обнаженные разрезы распространены от гор Балабогуты до р. Каратурук. Мощность горизонта от 100 до 300 *м*.

В урочище Киикбай илийский горизонт (500 *м*) сложен в основном глинами, иногда гипсоносными, содержащими прослои песчаников, из-

вестняков и мергелей. Переслаиваются пласты зелено-серого, желтого, белого, малиново-бурого и ярко-зеленого цвета. Из бурых глин в урочище Қызылжар А. В. Тимушем собраны остатки: *Ochotona (Proochotona)* cf. *eximia* Chom., *O.* cf. *antiqua* Pidopl., *Lepus* sp., *Mimomys* gen. indet., *Ellolius* aff. *talpinus* (Pall.), определенные В. С. Бажановым и П. Ф. Савиновым. Присутствие в этой фауне остатков *Mimomys* свидетельствует о позднеплиоценовом возрасте отложений. Отсюда же М. В. Бажанова и А. Г. Эберзин определили *Limnaea* cf. *merzbacheri* Schl., *Planorbis karkaraensis* Schl., *Gyraulus keideli* Schl.

Озерные отложения западнее сменяются аллювиальными. Они слагают междуречье Тургень — Иссык и обнажены в долинах Тургени, Бугулысай, Картабулак, где представлены валунно-галечными конгломератами с прослоями глин, гравелитов и разнозернистых песков. Окраска розовато-желто-бурая; мощность до 400 *м*.

Скважиной, пройденной в 12 *км* северо-западнее оз. Сорколь, мощность илийского горизонта определена в 684 *м* (Ипатов, Тимуш, 1963 г.). В интервале 386—947 *м* пройдены серые и голубовато-серые глины, местами песчанистые и мергелистые. Среди них присутствуют пласты желтовато-серых тонкозернистых полимиктовых песков и песчаников мощностью от 3 до 22 *м*. Изредка встречаются прослои углистых глин с плохо сохранившимися растительными остатками. В интервале 264—386 *м* встречены палевые песчанистые глины с прослоями песков и песчаников. По всему разрезу содержатся обильные остракоды: *Candoniella subellipsoida* Schar., *Candona kirgizica* Mand., *Heterocypris rotundatus* Bronst., *Ilyocypris gibba* (Ramd.) и др. (определения С. Ф. Меньшикова). Отсюда же М. В. Бажанова определила неогеновые моллюски: *Limnaea stagnalis* L., *Planorbis planorbis* L., *P. karkaraensis* Schl., *P. youngi* Ping., *Gyraulus keideli* Schl., *Valvata piscinalis* Müll., *Bithynia tentaculata* L. и др. Е. В. Нестеровой получен спорово-пыльцевой комплекс, характерный для второй половины плиоцена.

В Приалмаатинском районе описываемые отложения характеризуются широким распространением «каменных» лёссов, чередующихся с горизонтами валунно-галечников в предгорьях, которые по мере удаления от гор замещаются песками. Наиболее полный разрез в пределах предгорий вскрыт р. Қыргаулды. Здесь рассматриваемые образования слагают отчетливо выраженную широтную антиклиналь с углами падения крыльев до 20—25°. Разрез представлен валунно-галечными и песчано-галечными отложениями, переслаивающимися с «каменными» палевыми лессами. Мощность горизонтов грубообломочных пород 0,5—4, а лёссов — 0,5—1, реже до 3 *м*. Окатанность обломков средняя, размер до 80 *см*. «Каменные» лессы зачастую засорены песчаным материалом; в них присутствуют и одиночные плохо окатанные обломки размером до 20—30 *см*. Общая мощность горизонта 224 *м*.

В скважине, пройденной на северо-восточной окраине Алма-Аты, илийский горизонт, представленный серыми, бурыми, коричневыми, реже зелено-серыми, известковистыми глинами, чередующимися с разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, встречен в интервале 1390—500 *м*. Среди глин отмечены карбонатные конкреции, прослои битой ракушки и плохо отсортированных гравелитов, а также углефицированные растительные остатки. Из нижних частей разреза С. М. Бляховой получен позднеплиоценовый палинологический комплекс, в составе которого преобладают *Chenopodiaceae*; кроме того присутствуют — Gramineа, *Ephedra,* Sparganiaceae, *Betula* и др. Из разных частей разреза О. Н. Кондрашкиной и С. Ф. Меньшиковым определены остракоды — *Potamocypris reflexa* Schn., *Eucypris vitaliana* Schn. *E.* cf. *privis*

Schn., *Cypridea* sp., *Pontocypris* aff. *susini* Schn., *Lineocypris advena* Schn., *L. luxata* Schn., *Advenocypris alpherovi* Schn., *Pseudocandona* aff. *setosa* Bron., а М. В. Бажановой — моллюски *Eulota* sp., *Cathaica* sp.

Северо-западнее г. Алма-Аты скважиной, пройденной на бугре Боролдай, илийские отложения вскрыты в интервале 140—950 *м*. По данным К. Т. Куликовского (1964 г.), разрез представлен ритмично переслаивающимися крупно-среднезернистыми песками и песчаниками, мусористыми алевритами с прослоями палевых «каменных» — лёссов, алевролитов и зеленовато-серых аргиллитов. В керне с глубины 780 *м* встречены остатки *Ochotona* sp. (определение П. Ф. Савинова).

Севернее и северо-восточнее г. Алма-Аты плиоценовые отложения пройдены скважинами у пос. Покровка и Алексеевка. В первом случае плиоцен вскрыт в интервале 380—680 *м* и представлен чередованием палевых алевритов, песков, гравелитов, галечников. У с. Алексеевки плиоцен в интервале 430—1160 *м* — переслаивание палево-серых алевритов, алевролитов, песчаников, галечников. Западнее г. Алма-Аты средне-верхнеплиоценовые отложения, охарактеризованные микрофауной, вскрыты на полную мощность (500 *м*) в районе с. Узунагач. Разрез сходен с приведенным для района г. Алма-Аты. Далее к западу описываемые отложения тянутся сплошной полосой, и на Таргапской гряде залегают непосредственно на выходах палеозоя. В них в районе р. Самсы О. В. Бажановым (Чабдаров, 1966 г.) обнаружены скорлупа яиц страуса *Struthio* sp. и эмаль зубов *Anancus arvernensis* (Cr. et Job.) — представителей илийского комплекса. Западнее, у северного подножья хр. Жетыжол, распространены светло-бурые глины, переслаивающиеся с полимиктовыми конгломератами, грубозернистыми песками и брекчиями. Они лежат на эродированных красноцветах миоцена; мощность до 200 *м*.

В Джунгарском Алатау отложения илийского горизонта встречены в Кызылжарской впадине, на междуречье Карасрык и Киикбай, в Айдаусайской и Теректинской впадинах и к югу от с. Антоновки, где лежат на красных глинах миоцена. В Теректинской и Арасан-Капальской впадинах разрез представлен красновато- и палево-бурыми песчанистыми глинами с включением слабоокатанной гальки и щебня; мощность от 22 до 60 *м*. В Коксу-Бороталинской впадине из аналогичных отложений А. П. Зотовым собраны остатки *Equus stenonis* Cocchi (определения В. С. Бажанова) — типичного представителя илийского фаунистического комплекса.

В скважинах на северном борту оз. Джаныколь из бурых суглинков с глубины 41—75 *м* выделены остракоды *Limnocythere* aff. *relicta* (Lillj.), *L.* aff. *fontinalis* Schn., *Eucypris* sp., *Cyprinotus* sp. На глубинах 81—82 и 148—152 *м* встречаются прослои слабоокатанной гальки и щебня размером до 4 *см*. Выше на них несогласно залегают нижнечетвертичные валунно-галечники.

В Южно-Балхашской впадине илийский горизонт, залегая с размывом на павлодарском, хорошо отличается от него окраской, но трудно отделим от покрывающего хоргосского горизонта. Эти два горизонта здесь рассматриваются совместно. Они, по данным М. Б. Мычника (1963 г.), обнажены на сравнительно небольших площадях лишь у северного края плато Карой, где представлены серыми полимиктовыми разнозернистыми песками, включающими линзы и прослои гравия и гальки. К северу их замещают желтовато-серые мелко- и тонкозернистые пески, алевриты, палевые и коричневые глины; при этом мощность возрастает от 15—20 *м* до 200 *м*. В районе р. Каратал мощность варь-

ирует в пределах от 80 до 116 *м*; однако здесь В. М. Выломовым (1967 г.) выделен хоргосский горизонт, увеличивающий общую мощность.

Из отложений илийского горизонта С. Ф. Меньшиков и А. П. Савинова определили комплекс остракод: *Limnocythere alveolata* Suz., *L.* aff. *luculenta* Liv., *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. cornae* Mand., *I. biplicata* Koch., *Zonocypris membranae* (Liv.), *Eucypris concinna* Schn. var. *rotundata* Bod., *Cyclocypris regularis* Sars. Кроме того, М. Б. Мычник указывает, что в серых тонкозернистых песках между устьями логов Сарыкудук и Телешсай, найдено много скорлупы яиц страуса *Struthio* sp., характерного для позднего плиоцена (определения В. В. Кузнецова).

В Лепсинской впадине, на междуречье Лепсы-Кызылагаш, отложения илийского горизонта залегают без видимого несогласия на павлодарских слоях. Они образованы преимущественно желто-палевыми суглинками и глинами, которым подчинены прослои мощностью до 2—3 *м* алевролитов и разнозернистых песчаников. Наибольшая мощность 185 *м*. Остракоды, определенные С. Ф. Меньшиковым и А. П. Савиновой, представлены *Candona rostrata* Br. et Norm., *C. convexa* Liv., *Ilyocypris biplicata* (Koch.), *I. bradyi* Sars., *I. salebrosa* Step., *I. cornae* Mand., *Candoniella subellipsoida* Schar., *Zonocypris membranae* (Liv.), *Limnocythere alveolata* Suz. В палевых суглинках на глубине 150 *м* в керне скв. 61, пройденной в 28 *км* севернее пос. Кызылагаш, впервые в СССР встречен в ископаемом состоянии хорошо сохранившийся экземпляр *Sigara propeconcina* Tiber — представитель семейства Coroxidae (водных клопов). Современные виды этого семейства обитают в стоячих водоемах и питаются растительной и животной пищей (определение И. Д. Митзяева).

В Алакольской впадине к илийским отложениям отнесены коричнево-бурые глины и суглинки, переслаивающиеся с галечниками, щебнями, песками; мощность 740 *м*. Из верхней части толщи С. Ф. Меньшиковым определены остракоды: *Cyprideis littoralis* (Brady), *Limnocythere inopinata* (Baird.), *L.* aff. *alveolata* Suzin., *L.* aff. *relicta* (Lillj.), *L. muschketovi* Bod.

Хоргосский горизонт

Отложения этого горизонта налегают с несогласием на отложения илийского горизонта или более древние толщи. В Каркаринской впадине они слагают крылья антиклинали гор Шольдыр, залегая под углом в 30—35° при углах падения илийского горизонта 40—50°. Представлен конгломератами из хорошо окатанной гальки и валунов до 20 *см*; цемент карбонатный; мощность до 300—350 *м*.

В Текесской впадине хоргосские буровато-серые конгломераты и конгломерато-брекчии с подчиненными им разнозернистыми песками и алевролитами ложатся также с размывом на илийский горизонт; мощность до 250 *м*.

У северного склона Илийской впадины, на междуречье Усек — Хоргос, установлен стратотипический разрез хоргосского горизонта. В районе р. Усек в его составе присутствуют полимиктовые валунно-галечные конгломераты с карбонатно-глинистым цементом, переслаивающиеся с песчаниками, гравелитами и песчанистыми глинами; мощность 600 *м*. Западнее р. Усек распространены конгломерато-брекчии и несцементированный щебнистый материал, пересыпанный разнозернистым глинистым песком; мощность в этом направлении уменьшается, в горах Актау она всего 40 *м*.

Вдоль южного склона Илийской впадины хоргосский горизонт встречен на отдельных участках. Севернее гор Балабогуты на глинах илийского горизонта залегают конгломерато-брекчии с прослоями песчаников, гравелитов, суглинков; мощность 18—54 *м*. В них собрана скорлупа яиц страуса (Севостьянов, 1964 г.).

В разрезе Борохудзирской скважины к хоргосскому горизонту условно отнесены отложения интервала 300—800 *м*. Они сходны как с нижележащими илийскими, так и покрывающими их четвертичными, но содержат позднеплиоценовые остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars, *I. tuberculata* (Brady), *Cyclocypris laevis* (Müll.), *C. regularis* Schn., *Candona rostrata* Br. et Norm., *Cypris subglobosa* Sowerby, *Zonocypris membranae* Liv., *Darwinula contracta* Mand. (определения Л. И. Галеевой).

На междуречье Чилик — Асы хоргосский горизонт сложен валунно-галечниками со слабо выраженной слоистостью, по которой устанавливается падение на север под углом 20—30°; мощность до 50—70 *м*. Подобные валунно-галечники распространены и в среднем течении р. Каратурук. А. В. Тимуш (1963 г.) выделил хоргосский горизонт в бассейнах рек Киикбай, Ащибулак и Бельчабдар. В урочище Қызылжар разрез представлен переслаивающимися палевыми глинами и конгломерато-брекчиями мощностью до 160 *м*.

В районе г. Алма-Аты отложения хоргосского горизонта — плохо сортированные валунно-галечники с красноватым суглинисто-песчаным заполнителем — встречены в бассейнах Аксая и Тастыбулака в верхней части предгорной ступени. Размер обломков разнообразный, иногда достигает нескольких метров; мощность местами превышает 200 *м*. По-видимому, к хоргосскому горизонту относятся отложения, вскрытые в интервале 500—178 *м* в скважине на северо-восточной окраине г. Алма-Аты. Они представлены слабо сцементированными конгломератами, переслаивающимися с желто-бурыми песчанистыми карбонатизированными глинами и палевыми суглинками. Конгломераты состоят из слабоокатанной гальки и щебня различных вулканитов размером до 10 *см*; цемент рыхлый, песчано-глинистый; встречаются прослои битой ракуши. Из палевых суглинков или «каменного» лёсса с глубин 427 и 371 *м* М. В. Бажановой определены наземные моллюски: *Pupilla* sp. и *Eulota* (*Leucozonella*) sp.

В Джунгарском Алатау отложения, относимые к хоргосскому горизонту, встречены в западных отрогах и на севере горной системы. Мелкогалечные конгломераты или гравелиты верхнего плиоцена установлены в западной части Кугалинской впадины, близ ст. Сарыозек.

Восточнее ущелья Огузокурген на правобережье р. Биже хоргосские отложения представлены крупнообломочными конгломератобрекчиями и конгломератами. Они резко несогласно налегают на сильно эродированную поверхность красно-бурых карбонатных глин павлодарского горизонта и состоят из несортированных и плохо окатанных обломков вулканитов, размером от гравия до валунов и глыб в 0,7—0,9 *м*. Изредка встречаются валуны сиенитов и диоритов. Цемент карбонатный, очень прочный, розово-серый. Мощность горизонта 4—15 *м*.

Несколько севернее, в 1,5 *км* юго-восточнее ст. Муюнкум, в аналогично залегающих хоргосских отложениях видна некоторая закономерность в расположении обломочного материала. Внизу он более грубый, представленный валунами до 0,8—0,9 *м*; верхняя часть конгломератов существенно галечная; в ней отчетливо выражена субпараллельная слоистость. По мере удаления от палеозойских массивов обломочный материал все более и более мельчает, и на прилежащей равнине сменяется гравийно-песчаным, а затем — песчаным.

В Теректинской впадине, на правобережье р. Аксу, прослои среднегалечных конгломератов появляются в розовато-палевых алевритах; выше по разрезу они образуют пласт мощностью 15 *м*. Здесь они слабо дислоцированы в одном структурном плане с илийской свитой. Красновато-бурые конгломераты (до 10 *м*), имеются в Капал-Арасанской впадине в междуречье Биен — Аксу, в долине р. Кокмоин. На севере (в Колпаковской и Тункурузской впадинах) хоргосские отложения (12—30 *м*) сложены гравийно-галечным материалом с прослоями и линзами полимиктовых песчаников и алевролитов мощностью до 0,2 *м*. Полимиктовые гальки (2—4 *см*) хорошей и средней окатанности составляют до 60% обломков; слабой — до 35%; щебень местных пород 5%. Конгломераты слабо дислоцированы.

В Южно-Балхашской впадине хоргосский горизонт выделен для района р. Каратал. По данным В. М. Выломова (1967 г.), он распространен не повсеместно и налегает с размывом на илийские, павлодарские или палеозойские образования гор Ушкара (Ушколь). Горизонт представлен преимущественно песками — глинистыми, пылеватыми, гравийными, с прослоями конгломератов, галечников, алевритов, песчанистых глин. С юго-востока на северо-запад наблюдается некоторое уменьшение размеров обломочного материала. Наибольшая мощность установлена на левобережье р. Каратал, близ урочища Бестаз, где она составляет 65—110 *м*. Комплекс остракод, определенный С. Ф. Меньшиковым, содержит: *Candoniella subellipsoida* Schar., *C. schubinae* Mand., *Candona combibo* Liv., *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *Eucypris* aff. *inflata* Sars., *Cytherissa* sp., *Limnocythere misera* Mand., *L. inopinata* Baird., *Cypris lata* Mand., *C.* aff. *mandelstami* Lub., *Herpetocypris tuberculoalveolata* Mand., *Heterocypris rotundatus* Bronst., *Zonocypris membranae* Liv.

В Лепсинской впадине хоргосский горизонт установлен на междуречье Лепсы — Кызылагаш. У подножья Джунгарского Алатау он сложен в значительной мере гравелитами и галечниками, а в удалении от гор — полимиктовыми разной крупности зерна песками и песчаниками. Окраска розовато-серая или желтовато-серая; наибольшая мощность 118 *м*. Из этого района С. Ф. Меньшиковым определены *Cypridopsis vidua* (O. F. Mull.), *Limnocythere relicta* (Lil.), *L. manjtschensis* Neg., *Cyclocypris serena* (Koch.) и др.

ОБЩАЯ СВОДКА

Тектонические движения, активизировавшиеся еще в конце палеогена, интенсивно развивались на протяжении всего неогена. Горообразование повлекло за собой усиление денудационных процессов и аккумуляции. Постепенно возрастала контрастность формировавшегося рельефа, возникла вертикальная зональность ландшафтов, обособились площади с резко различным развитием денудационно-аккумулятивных процессов. На протяжении раннего — среднего миоцена, примерно в течение 10 млн. лет западнее стыка растущих горных сооружений хребтов Каржантау, Таласского Алатау и Каратау продолжала формироваться Арысская синеклиза, в которой накопились толщи красноцветных карбонатных глин мощностью более 400 *м*. В это же время в южной части территории Восточных Кызылкумов продолжали подниматься отдельные блоки (горы Каратау, урочище Торткудукнурасы и др.) и одновременно происходило общее неравномерное погружение, обусловившее трансгрессию моря, границы распространения которого еще недостаточно выяснены. Установлено лишь, что раннемиоценовое море распространилось в южной части Восточных Кызылкумов и по-

видимому, подходило к возвышенности Причимкентских Чулей и на севере достигало района ст. Чиили, но не распространялось на район г. Қзыл-Орды. В морских условиях отлагались красноцветные, зеленоцветные и пестроокрашенные карбонатные глины, рыхлые песчаники, прослои ракушняков. В них встречаются морские моллюски, фораминиферы, остракоды. Мощность этих отложений до 50—60 *м*. Осадки с типично морской фауной сменялись осадками с *Corbula helmerseni* и другими солоноватоводными моллюсками, а затем отложениями с *Lentidium* и др. Однако и эта фауна свидетельствует о мелководном бассейне, глубина которого, вероятно, не превышала 20 *м*. Очевидно, имели место колебания уровня и временное осушение отдельных участков, отшнуровывание от моря, образование лагун.

В раннем — среднем миоцене в Приаралье и южной части Тургайского района в локальных озерных котловинах накапливались серо-зеленые карбонатные загипсованные глины с марганцевисто-железистыми бобовинами, местами мергели и известняки; мощность их от 5 до 35 *м*. Большая часть Чуйской впадины и ее горного обрамления являлась областью размыва и лишь у подножья формировавшегося хр. Қаратау накапливались карбонатные красноцветные глины с прослоями серых глин и разнозернистых песчаников. Мощность их в районе наибольшего прогиба (с. Сузак) достигает 275 *м*. Накапливавшиеся у подножья Таласского Алатау песчаники, гравелиты, конгломераты с прослоями известняков, по-видимому, позже были сильно размыты; сохранившаяся часть толщи имеет мощность до 70 *м*.

В Южном Прибалхашье в течение раннего — среднего миоцена близ западных отрогов Джунгарского Алатау накапливались светло-серые и пестрые глины, кварцевые и кварцево-полевошпатовые пески и песчаники с гравийно-галечными прослойками, местами — известняки небольшой мощности. Общая мощность этих отложений колеблется от 10 до 100 *м*.

Неоген Алакольской впадины практически не изучен. В Лепсинской впадине, на междуречье Лепсы — Қызылагаш, в рассматриваемое время осадки не отлагались. Во впадинах Северной Джунгарии в озерных условиях продолжали накапливаться красноцветные и сероцветные глины и подчиненные им мергели и песчаники. Мощность их совместно с олигоценовыми не менее 50—70 *м*. Впадины Юго-Западной Джунгарии служили областью накопления аллювиально-озерных осадков, представленных красноцветными глинами, разнозернистыми песками и галечниками; мощность 200 *м*.

В Илийской впадине и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня с началом миоцена связано появление карбонатных осадков — известняков и мергелей, обычно в той или иной мере насыщенных в прибортовых частях впадин обломками различной величины: щебнем, дресвой, крупными глыбами. Местами породы представлены седиментационными брекчиями с карбонатным цементом. Выше по разрезу они чередуются с красноцветными карбонатными глинами, обычно насыщенными щебнем, песком, гравием, и конгломератами с галькой, окатанной в различной степени, и песчано-карбонатным цементом. Накопление подобных делювиально-пролювиальных, реже — аллювиальных красноцветных осадков продолжалось и позже, во всяком случае имело место и в раннем плиоцене; общая мощность красноцветов достигает 1000 *м*.

В центральных частях Илийской, Текесской и Қаркаринской впадин с начала миоцена существовали временами засолонявшиеся озера, в которых отлагались сероцветные и зеленоцветные, обычно загипсованные глины, мергели, песчаники, алевриты, иногда карбонатные, тонко рассланцованные, битуминозные. Последние характерны для Қаркарин-

ской впадины, где также имеются залежи поваренной соли, тенардита и глауберита, часто встречается мирабилит. Мощность только нижнего и среднего миоцена здесь достигает 600—700 *м*.

К началу следующего исторического этапа, охватывающего поздний миоцен и ранний плиоцен море оставило рассматриваемую территорию. Западнее хр. Каратау почти повсеместно в субаквальных условиях перемежающихся озер накапливались сносимые с возвышенностей продукты выветривания — главным образом красноцветные глины, большей частью карбонатные, а также резко подчиненные им разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты, Количество грубообломочного материала, естественно, возрастает по мере приближения к областям размыва. Мощность этих отложений на территории Восточных Кызылкумов и у западного подножья хр. Каратау 120—150 *м* и несколько уменьшается к северу. В Кзыл-Орда-Джусалинском районе встречаются локально распространенные глинисто-песчаные накопления (до 60 *м*), отложенные потоками, стекавшими из Приаралья и Южного Тургая, являвшимися областями размыва. Подвергалась размыву и большая часть территории Бетпак-Далы. Аккумуляция осадков происходила в прогибах у подножий формировавшихся хребтов Каратау и Таласского Алатау, Чу-Балхашского водораздела и Кендыктасских гор. Здесь накапливались красноцветные карбонатные, местами загипсованные глины, разнозернистые песчаники, гравелиты, конгломераты. Мощность различна, обусловлена главным образом амплитудами тектонических движений. У западного подножья Чу-Балхашского водораздела она не превышает 40 *м*, а в Кендыктасских горах достигает 220 *м*.

Осадконакопление позднего миоцена — раннего плиоцена (павлодарского времени) широко, но не повсеместно, распространялось на Южно-Балхашскую впадину. Красноцветные каобонатные глины с прослоями зеленовато-серых глин, с подчиненными им разнозернистыми полимиктовыми песчаниками, иногда — гравелитами, мелкогалечными конгломератами у северного подножья Чу-Илийских гор и у западных отрогов Джунгарского Алатау местами обнажены: мощность их здесь до 100 *м*. В центральных частях впадины они погружены под более молодые осадки. Их мощность возрастает до 200 *м* в районе р. Или, а северо-восточнее, в районе р. Каратал достигает 300 *м*. В первом случае они налегают на светло-серые или пестроцветные отложения аральского горизонта, а во втором — непосредственно на палеозойские образования. Однако к низовьям р. Каратал рассматриваемые отложения выклиниваются. В Лепсинской впадине в междуречье Лепсы-Кызылгаш, они имеют мощность порядка 50 *м*.

По окраинам Илийской впадины и межгорных впадин Заилийского района рассматриваемые отложения, представленные главным образом делювиально-пролювиальными конгломерато-брекчиями, брекчиями и щебнистыми карбонатными глинами, по своему литологическому составу и окраске весьма сходны с более древними — раннемиоценовыми и не различимы до проведения детальных исследований. Общая же мощность этих отложений, как уже отмечалось, достигает 1000 *м*.

Озерные и аллювиально-озерные отложения, приуроченные к центральным, наиболее прогибавшимся частям впадин, представлены, так же как и в других впадинах Южного Казахстана, красноцветными, частью зеленоцветными карбонатными глинами, местами загипсованными, разнозернистыми полимиктовыми песками и песчаниками, в подчиненных количествах — галечниками и конгломератами; мощность достигает 500—600 *м*.

Илийское время, охватывавшее средний и часть позднего плиоцена (в абсолютном летоисчислении примерно 4 млн. лет) ознаменовалось

существенными изменениями палеогеографической обстановки, а также растительного и животного мира, особенно фауны млекопитающих. Это сказалось и на общем характере осадков, в частности на их окраске, которая стала более блеклой: вместо ярко красных цветов стали преобладать розовые, палевые, серые. У подножья неравномерно поднимающихся хребтов — Каржантау, Таласского Алатау, Каратау и на огромной площади Восточных Кызылкумов в озерно-аллювиальных условиях шла аккумуляция коричневато-серых разнозернистых песков, рыхлых песчаников и палевых карбонатных глин и подчиненных им гравелитов, а местами и мелкогалечных конгломератов. Мощность этих отложений обычно составляет 150—200, местами 250 *м* (Босага-Каракгауский район); к северу она сокращается и в районе ст. Чиили не превышает 90—100 *м*.

В илийское время (возможно, в акчагыльский век), вероятно, через Узбой и Сарыкамышскую впадину, ингрессировало море, воды которого покрыли значительную часть территории Восточного Приаралья, район г. Кзыл-Орды и достигали урочища Дарьялыктакыр, близко подходя к северному окончанию хр. Каратау и району ст. Чиили. Осадки этого водоема — бурые и палевые глины, местами с пропластками мергелей, разнозернистые полимиктовые пески и гравелиты. В этих отложениях, имеющих мощность от 6 до 80 *м*, встречаются фораминиферы и солоноводные остракоды.

В центральных районах Южного Казахстана отложения илийского возраста приурочены главным образом к подножьям окружающих Чуйскую впадину горных сооружений, где их наибольшая мощность достигает на юге 400, у подножья хр. Каратау 140, а у Чу-Балхашского водораздела снижается до 20 *м*. Состоят они из светло-бурых, красновато-бурых, палевых и серых известковистых глин, разнозернистых песчаников, алевролитов, гравелитов и конгломератов. Широким площадным распространением илийские отложения пользуются в Южном Прибалхашье, где они в большинстве случаев с размывом налегают на красноцветы павлодарского горизонта и только в низовьях р. Каратал — непосредственно на палеозойские породы. Представлены они преимущественно разнозернистыми полимиктовыми песками, включающими линзы и прослойки гравия и гальки, алевритами, палевыми глинами и суглинками. Мощность их возрастает от отрогов Джунгарского Алатау (15—20 *м*) к северо-западу до 200 *м*, но в районе нижнего течения р. Каратал она вновь сокращается до 80—100 *м*. Восточнее, в Лепсинской впадине, преобладают желто-палевые суглинки и глины; подчиненную роль играют алевриты, разнозернистые пески и песчаники, залегающие в виде пластов (до 2—3 *м*); общая мощность до 185 *м*.

В Илийской впадине и межгорных впадинах Северного Тянь-Шаня в илийское время отлагались осадки разного генезиса. В краевых частях крупных впадин и в небольших по площади впадинах накапливались преимущественно делювиально-пролювиальные щебни, пески, плохо окатанные галечники, обычно скрепленные песчано-карбонатным или глинисто-карбонатным цементом, иногда брекчии и конгломерато-брекчии. Окраска пород розовато-палевая и палево-серая; общая мощность до 200—300 *м*. В центральных частях впадин продолжали существовать озера, в которых накапливались мощные толщи глин, переслаивающихся с алевролитами, разнозернистыми песками и песчаниками, реже — гравелитами, галечниками и конгломератами, в подчиненном количестве мергелями и известняками. Окраска нижней части толщи пестро-полосчатая, верхней — более монотонная, палево-желтая. В верхней части толщи пески и песчаники нередко преобладают над глинами, почти исчезают известняки и мергели, обильнее прослои и линзы гравелитов и

конгломератов. Мощность озерных отложений 300—800 *м*. Близкую мощность имеют аллювиальные конгломераты, отлагавшиеся у северного подножья Заилийского Алатау в районе р. Тургень.

Тектонические поднятия, резко усилившиеся в конце плиоцена, а также некоторое увлажнение климата вызвали оживление эрозионно-аккумулятивных процессов. В результате стали накапливаться более грубообломочные осадки, венчающие разрезы плиоцена. На западе рассматриваемой территории позднеплиоценовые отложения представлены разнозернистыми песками и гравийниками мощностью обычно до 10 *м*, а на востоке, у южного подножья Джунгарского Алатау, — валунно-галечники из плохо окатанных обломков мощностью до 600 *м* (в районе р. Хоргос). Как на западе, так и на востоке, во многих районах верхнеплиоценовые грубообломочные отложения содержат скорлупу яиц *Strutio* sp.— последнего страуса, жившего на территории Южного Казахстана.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

ВВЕДЕНИЕ

Стратиграфическое расчленение четвертичной системы в настоящей работе произведено с учетом рекомендаций, отраженных в постановлении Пленума Межведомственного стратиграфического комитета СССР от 12 апреля 1963 г. Нижнечетвертичными считаются отложения, являющиеся континентальным аналогом бакинских слоев Каспийского водоема. Они содержат кошкурганский фаунистический комплекс млекопитающих — возрастной аналог тираспольского комплекса (Бажанов, Костенко, 1959, 1962). К среднечетвертичным отнесены отложения, содержащие хазарский или прииртышский фаунистический комплекс, а к верхнечетвертичным — мамонтовый или позднепалеолитический. Находки остатков млекопитающих в четвертичных отложениях Южного Казахстана редки, и их стратиграфическое расчленение обычно базируется на комплексном методе (Костенко, 1940, 1945). Четырехчленное подразделение не всегда удается и в некоторых случаях описаны объединенные отложения. Также нередко трудно выделить в чистом виде и генетические подразделения. Часто объединены элювиально-делювиальные, аллювиально-пролювиальные, делювиально-аллювиальные и аллювиально-озерные отложения. В некоторых районах широко распространены мощные толщи лессовых пород. Их генезис и возраст различны, а климатические (аридные) условия накопления сходны.

Первые сведения о четвертичных отложениях и физико-геологических процессах, приведших к их накоплению, а также о сейсмо-тектонических движениях, затронувших эти отложения, имеются в трудах пионеров-исследователей XIX века: П. П. Семенова-Тяньшанского, И. В. Мушкетова, Г. Д. Романовского, Н. А. Северцова, Н. П. Барбот де-Марни, Б. А. Федченко. В начале текущего столетия изучением четвертичных отложений занимались и иностранные ученые. Особенно ценны наблюдения и выводы экспедиции американского института Карнеги, руководимой Помпелли и включавшей географов Девиса и Хентингтона, о циклах эрозии, новейших движениях, истории четвертичного периода Тянь-Шаня. Представляют интерес наблюдения экспедиции Мерцбахера, включавшей геологов Кейделя, Леукса и др. (1906, 1909 гг.) над ледниками Тянь-Шаня, а также венгерского геолога Принца (1906, 1909 гг.). Существенны исследования, проведенные в связи с катастрофическим землетрясением в северном Тянь-Шане в январе 1911 г. К. И. Богдановичем, И. М. Карком, Б. Я. Корольковым, Д. И. Мушке-

товым. К. И. Богданович (1914) пишет, что им были специально повторены маршруты своего предшественника И. В. Мушкетова (1890), изучавшего последствия землетрясения 1887 г., что дало возможность сделать важные теоретические и практические выводы. Нельзя не упомянуть также работы В. В. Сапожникова, Л. С. Берга, С. С. Неуструева, А. И. Бессонова, С. Ф. Машковцева, А. К. Мейстера, В. Н. Вебера, М. М. Бронникова, П. И. Преображенского.

Впервые наиболее подробное описание четвертичных отложений Восточного Казахстана дал Н. Г. Кассин (1930, 1936), обосновавший представление о четырехкратном четвертичном оледенении (включая современное) горных систем Казахстана, указавший на возможность позднеплиоценового (гюнцского) оледенения, осветивший молодые тектонические движения и общую палеогеографическую обстановку четвертичного времени.

После Великой Октябрьской революции развернулись планомерные геологосъемочные работы, отчеты о которых содержали сведения и о четвертичных отложениях. Большое внимание геологии четвертичной системы уделили С. С. Шульц, Б. А. Федорович, Б. К. Терлецкий, В. А. Обручев, В. В. Галицкий, Д. Г. Сапожников, В. Н. Огнев, М. М. Юдичев. Четвертичные отложения Приаралья, Туранской низменности и прилегающих районов описаны в работах И. П. Герасимова, Л. С. Кесь, А. Д. Архангельского, Б. А. Петрушевского, А. Л. Яншина, Л. Г. Кирюхина, Ю. М. Клейнер, С. О. Хондкариан, В. М. Боровского, М. А. Погребинского. В изучение четвертичных отложений района хр. Каратау, западных отрогов Тянь-Шаня и Причимкентских Чулей внесли существенный вклад Ю. А. Скворцов, Г. Ф. Тетюхин, М. М. Маматкулов, В. Н. Разумова и А. Г. Черняховский; Бетпак-Далы — Д. И. Яковлев, В. И. Елисеев, Киргизского Тянь-Шаня и прилежащей Чуйской впадины — П. Г. Григоренко, М. А. Талипов, П. И. Турбин. Материалы о четвертичных отложениях Джунгарии и Северного Тянь-Шаня опубликовали Н. Н. Горностаев, Р. Закржевский, С. В. Калесник, Ю. А. Твердислов, К. В. Курдюков, Л. К. Диденко-Кислицина, Г. Ц. Медоев, Н. Ф. Колотилин, М. И. Ломонович, Л. И. Платонова. Большие площади четвертичных отложений Южного Казахстана, исследовали З. А. Сваричевская, К. В. Никифорова, Н. Н. Костенко.

Фауну четвертичных млекопитающих изучали: В. С. Бажанов, Е. И. Беляева, Б. С. Кожамкулова, моллюсков — И. В. Даниловский, Е. С. Раммельмеер, М. В. Бажанова, остракод — С. Ф. Меньшиков. Спорово-пыльцевые спектры исследовали В. П. Гричук, Р. Б. Байбулатова, Л. Н. Чупина, листовую флору — В. С. Корнилова.

ВОСТОЧНЫЕ КЫЗЫЛКУМЫ, БОЛЬШОЙ КАРАТАУ, ОТРОГИ ТАЛАССКОГО АЛАТАУ

Юго-западная часть Южного Казахстана характеризуется сложным, резко контрастным рельефом и поэтому четвертичные отложения здесь весьма разнообразны по составу и генезису. На левобережье Сырдарьи почти повсеместно распространены эоловые пески, исходным материалом для которых служили песчаные породы различного возраста — от четвертичных до меловых. На правобережье Сырдарьи, у подножий горных сооружений, а также в хр. Каратау, широко развиты генетически различные лёссовые породы: типичные эоловые и несомненно аквальные — аллювиально-делювиальные. По возрасту они подразделяются на нижнечетвертичные, среднечетвертичные и верхнечетвертичные (см. рис. 47).

Нижнечетвертичные отложения

На склонах высоких хребтов — Пскемского, Угамского (Сайрамские горы), в бассейне р. Майдантал и других встречаются эрратические валуны, являющиеся свидетелями раннечетвертичного или нанайского (по с. Нанай) оледенения. Ю. А. Скворцов (1960) пишет, что в нанайское время в высокогорных районах возникло оледенение в связи с общим тектоническим поднятием, понижением температуры и увеличением влажности воздуха. М. М. Маматкулов (1961) считает, что оно развивалось в условиях слаборасчлененного рельефа и, видимо, имело полупокровный характер.

Аллювиальные отложения в высокогорном районе представлены валунно-галечниками и галечниками, перекрытыми супесями и суглинками, обычно лессовидными. Они слагают высокие цокольные террасы. В долине р. Пскем, по наблюдениям Ю. А. Скворцова, раннечетвертичная терраса около с. Нанай находится выше уреза воды в реке на 750—800 *м*; мощность конгломератов 260 *м*, а покрывающих лессов 40 *м*. При выходе из гор нижнечетвертичные конгломераты, покрывая междуречья на участках поднятий, залегают на цоколе древних пород на высотах 90—60 *м* над урезами рек. На участках, испытавших опускания, они покрыты более молодыми отложениями. Местами нижнечетвертичные образования слагают целиком склоны прорезывающих их речных долин. Конгломераты имеют различный состав галек и валунов. В Причимкентских Чулях в гальках преобладают кислые вулканиты, имеются известняки; цемент карбонатный, розово-серый. В южной части Арысской впадины в гальках и валунах размером не более 20 *см*, резко преобладают известняки; им подчинены интрузивные и кремнистые породы. Окраска конгломератов серая. При удалении от гор галечники сменяются гравийниками и песками, а в конгломератах возрастает число прослоев каменного лёсса. Верхнюю часть нижнечетвертичной толщи слагают полностью лёссовые породы. Общая мощность конгломератов 7—30, а покрывающих лёссов — 5—10 *м*.

В хр. Каратау аллювиальные нижнечетвертичные конгломераты сохранились в виде обрывков четвертых надпойменных террас, обычно цокольных. Состав их гальки и валунов отвечает составу дочетвертичных пород, слагающих бассейны рек. В бассейне р. Арыстанды в нижнечетвертичных конгломератах много мелкой очень хорошо окатанной кремнистой гальки, переотложенной из верхнемеловых конгломератов. Значительно хуже окатана галька и валуны (до 30 *см*) различных палеозойских и докембрийских пород. Обломочный материал распространен неравномерно, местами галька редко рассеяна в палевом прочном карбонатном цементе. Часто встречаются прослои гравийного и грубозернисто-песчаного материала. В конгломератах здесь встречаются кремневые орудия шелльской или шелль-ашельской эпохи (Алпысбаев, Костенко, 1968). Мощность конгломератов до 7—9, а покрывающих их лёссов до 5 *м*.

Нижнечетвертичные аллювиальные отложения р. Сырдарьи погребены под более молодыми образованиями. Они представлены разнозернистыми песками, подчиненными им гравийно-галечными прослоями, а также суглинками и супесями. Общая мощность 50—80 *м*.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения представлены также галечниками или конгломератами, но их галька окатана хуже, чем у аллювиальных. Сверху обычно залегают супеси или суглинки, часто лёссовидные. Галечники и конгломераты по мере удаления от подножья гор, где они слагают шлейфы, сменяются гравелитами, песками, рыхлыми песчаниками с разной крупностью зерна. Эти

отложения в хр. Каратау приурочены к небольшим долинам, не имевшим постоянного водотока. В долинах, выработанных на поднимавшихся в четвертичный период участках, они слагают аккумулятивную часть цокольных террас, а в долинах, прорезывающих стабильные участки, выполняют тальвеги. Подобные условия залегания имеют место, в частности, у с. Кошкурган (в 25 *км* северо-восточнее г. Туркестан), где в нижнечетвертичных отложениях захоронены представители кошкурганского фаунистического комплекса, сопоставимого с тираспольским комплексом Европейской части СССР. Это позволяет вмещающие отложения рассматривать в качестве континентального аналога бакинских.

У с. Кошкурган внизу вскрыты (на 1 *м*) буровато-зеленые песчанистые глины с редкими желваками серого мелкозернистого известковистого песчаника. Их перекрывают серые, местами черные, обогащенные органическим веществом, песчанистые глины с желваками серого песчаника (мощность 1,5 *м*); к верхней части их приурочена основная масса костных остатков. Выше залегают зеленовато-серые тонкозернистые глинистые пески с линзочками средне- и крупнозернистого кварцевого песка (2,0 *м*) и серые плотные тонкозернистые известковистые песчаники, местами переходящие в песчанистые известняки, со следами от корешков растений (до 1 *м*). В этом горизонте, по определениям В. С. Бажанова и Т. Х. Хисаровой, также встречаются кости млекопитающих: *Paracamellus gigas* Schlosser., *Equus caballus* cf. *mosbachensis* Reich., *E. (Asinus) hidrumtinus* Regel., *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Bison priscus* subsp. Здесь на водоразделах с соседними долинами (см. рис. 47) залегают верхнеплиоценовые конгломераты. При удалении от хребта к западу высота водоразделов снижается, и верхнеплиоценовые конгломераты скрываются под нижнечетвертичными отложениями, содержащими кошкурганскую фауну, а еще дальше их перекрывают более молодые отложения.

В продольных депрессиях хр. Каратау встречаются седиментационные брекчии или конгломерато-брекчии, сложенные плохо окатанными или угловатыми обломками палеозойских или докембрийских пород, сцементированными карбонатным материалом. Насыщенность обломками весьма неравномерная, иногда породы представляют почти чистые палевые очень плотные или макропористые известняки лишь с редкими включениями щебня, иногда обломки резко преобладают над цементом. Мощность обычно не более 3—5 *м*. Брекчии местами перекрыты эоловыми лёссами (впадина Аксай), которые начали накапливаться со второй половины раннечетвертичного времени.

Внешне и по составу сходные с брекчиями, но отличные по генезису породы развиты вдоль некоторых крупных тектонических разломов (например, Каройского). Седиментационные брекчии, образовавшиеся за счет щебня, располагаются на склоне, наклоненном под углом 20—30°. О мощности говорить трудно, можно лишь отметить, что от нижних обнажений на склоне до верхних по вертикали 20 *м*. Обнажения на склонах линейно вытянуты вдоль разлома (310—320° СЗ). Содержание обломков весьма неравномерное (от 95 до 5% по отношению к объему цемента). У род. Аулиебулак трещины в тамдинских известняках выполнены палевыми известняками с мелким щебнем. Можно полагать, что эти брекчии образовались за счет цементации коллювиального щебня палевым карбонатным материалом, выпадавшим из подземных вод, циркулировавших по трещинам зоны разлома. Возраст образований раннечетвертичный, так как они залегают на склоне, сформировавшемся на позднеплиоценовом тектоническом уступе, и прорезаны поперечными долинами среднечетвертичного времени.

Эоловые отложения начали формироваться со второй половины раннечетвертичного времени, характеризующейся возрастанием аридности по сравнению с началом периода. В это время интенсифицировалась переработка ветром дочетвертичных песчаных накоплений Восточных Кызылкумов, вынос на восток тонкой фракции и отложение ее в продольных депрессиях хр. Малого Каратау. Перевевание песчаных отложений и накопление эоловых лёссов происходило неравномерно, то замирало, то усиливалось.

Среднечетвертичные отложения

В долинах верховьев рек, прорезающих западные отроги Тянь-Шаня, наблюдаются остатки трогов среднечетвертичного оледенения, расположенные на высотах от 150 до 250 *м* над днищами хорошо сохранившихся трогов позднечетвертичного оледенения. Эти верхние троги и залегающие в них морены хорошо увязываются с речными террасами так называемого ташкентского цикла (Q_{II}). По наблюдениям Г. Г. Астраханцева (1961 г.) в Сайрамских горах сохранились троги этого оледенения, а в долине р. Каржайляу среднечетвертичная морена на высоте 2400 *м* перекрывает нижнечетвертичные флювиогляциональные галечники.

Аллювиальные отложения на высокогорных участках представлены валунно-галечными конгломератами, перекрытыми лёссами. Они слагают аккумулятивную часть цокольных террас. В долине р. Пскем к ташкентскому (среднечетвертичному) эрозионно-аккумулятивному циклу Н. П. Васильковский (1936) и Ю. А. Скворцов (1932) отнесли пять террас.

Х. Ш. Шапенов (1967) их насчитывает семь. По его данным высота террас над урезом воды следующая (в *м*): IV — надугамская — 550—560, III надугамская — 480—490, II надугамская — 450—460, I надугамская — 415—430, Угамская — 330—350, Сиджакская — 231—250, Кызылсуйская — 200—225. Террасы построены одинаково: на цоколе из коренных пород залегают конгломераты (5—30 *м*), перекрытые лессами (10—13 *м*).

В предгорьях хр. Каратау локальных среднечетвертичных террас две — три. Террасы на поднимавшихся участках обычно цокольные с превышением до 30 *м* над тальвегом. Строение их сходное: в основании лежат полимиктовые галечники или конгломераты с линзами песков и гравия, а сверху — супеси и суглинки, местами типичные лёссы (до широты г. Туркестана). Среднечетвертичный аллювий р. Сырдарьи, представленный главным образом разнозернистыми песками с подчиненными им гравийно-галечниками, суглинками и супесями мощностью 80—100 (изредка до 150 *м*) перекрывает нижнечетвертичные отложения и на правобережьи сливается с аллювиальными и пролювиальными отложениями, вынесенными из долин хр. Каратау и западных отрогов Тянь-Шаня.

Лёссы, покрывающие аллювиальные галечники, весьма широко распространены на правобережье р. Сырдарьи от Приташкентского района до г. Туркестана (рис. 48). Происхождение их преимущественно аквальное; это — аллювиально-пролювиальные и аллювиально-делювиальные накопления, возраст которых определяется находками в подстилающих галечниках *Elasmotherium sibiricum* Fisch. (район Ташкента) и наличием мустьерской стоянки в толще лесса (бассейн р. Арыстанды). Лёссы имеют мощность в районе Ташкента до 100—120 *м*, в районе Чимкента до 50 *м*, а в районе Арыстанды не более 30 *м*. Непосредственно

на месте археологических раскопок верхняя часть лёссовой толщи смыта и мощность составляет 8—9 *м*.

Мустьерская стоянка, расположенная на правом берегу р. Арыстанды выше с. Карасу, является многослойной. Верхний культурный горизонт, залегающий на глубине 3,3—3,8 *м* от бровки современного обрыва к р. Арыстанды вскрыт на площади 1200 $м^2$; из него собрано более 700 кремневых изделий. Второй культурный горизонт, выделяющийся бурой окраской и некоторым уплотнением лёссов, расположен на глубине 4,3—5,0 *м*. В этом горизонте многочисленные кремневые изделия обнаружены среди остатков древних кострищ и дробленных костей животных, характерных, по заключению Б. С. Кожамкуловой, для среднего антропогена. Третий культурный слой залегает на 0,6—0,8 *м* ниже второго. Всего на стоянке собрано 14750 кремневых изделий, представ-

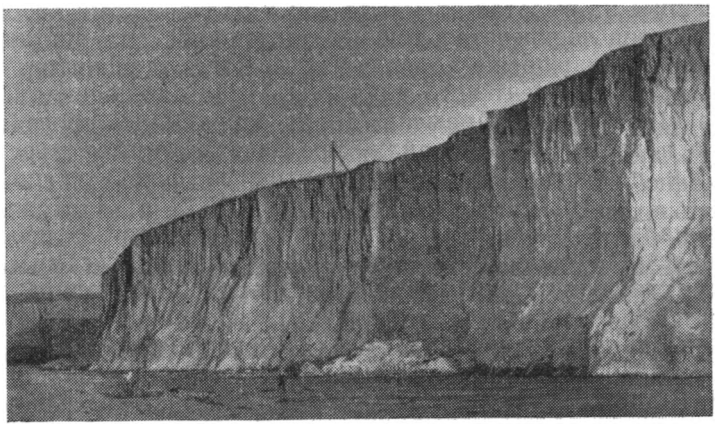


Рис. 48. Среднечетвертичные лёссы. Левый берег р. Арысь у с. Тамерлановка юго-западнее хр. Каратау. Фото Н. Н. Костенко

ленных рубящими орудиями, остроконечниками, различными скреблами и дисковидными нуклеусами (Алпысбаев, Костенко, 1968). В лёссах на юго-западном склоне хр. Каратау типично мустьерские кремневые орудия обнаружены во многих пунктах восточнее р. Арыстанды: в долине р. Чаян, близ колхоза Алгабас, а также в верхней части бассейна р. Боролдай.

Перевевание песчаных накоплений Кызылкумов и вынос пылеватого материала обусловили накопление эоловых лёссов в продольных депрессиях хр. Малого Каратау. Суммарная мощность нижне-среднечетвертичных эоловых лессов достигает 20—25 *м*. Они прорезаны поперечными речными долинами, при выходе которых в продольную депрессию расположены хорошо выраженные верхнечетвертичные конусы выноса.

Верхнечетвертичные отложения

Ледниковые отложения имеются в высокогорном районе, где хорошо сохранились троговые долины с конечными моренами, залегающими на отметках 2300—2500 *м*.

В Сайрамских горах насчитывается до трех моренных валов из несортированного материала, включающего глыбы до 20 *м* в поперечнике. Аллювиальные отложения в высокогорье слагают аккумулятивную часть

цокольных террас, выделяемых в голодностепский (верхнечетвертичный) эрозионный-аккумулятивной цикл. В районе р. Чирчик к этому циклу относятся четыре террасы. В долине р. Пскем Х. Ш. Шапенов (1967) выделяет следующие террасы: II надтакаянгакскую 180—187 *м*; I надтакаянгакскую 150—160 *м*; такаянгакскую 100—110 *м*; хумсанскую 80—85 *м*. Аккумулятивная часть террас представлена конгломератами мощностью (от 8 до 30 *м*), перекрытыми лёссами мощностью 9—18 *м*.

В хр. Каратау рассматриваемые отложения слагают первую и вторую надпойменные террасы; вторая обычно цокольная. Представлены они галечниками, разнозернистыми песками, супесями и суглинками; мощность до 10, часто 2—3 *м*. Верхнечетвертичный аллювий р. Сырдарьи, вложенный в среднечетвертичный, слагает первую и вторую надпойменные террасы. Представлен галечниками, разнозернистыми песками, супесями и суглинками. Последние в Приташкентском районе имеют облик лессов и именуются голодностепским комплексом. Общая мощность 50—60, изредка до 100 *м* (район впадения р. Арысь).

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения имеются в горных долинах с временными водотоками, где залегают подобно аллювиальным отложениям, но грубообломочный материал их значительно хуже окатан. У подножья гор они слагают морфологически хорошо выраженные конусы выноса мощностью до 20 *м*. К аллювиально-пролювиальным отложениями приурочена позднепалеолитическая стоянка Ачисай, расположенная на левобережьи р. Турлан (Терсаккан); примерно в 2 *км* севернее Турланского перевала. Здесь обнаружены, вместе с 15 кострищами и дробленными костями животных, призматические и конусовидные нуклеусы, скребки, ножевидные пластины, проколки, а также многочисленные отбросы производства (Алпысбаев, Костенко, 1968).

Современные отложения

В высокогорном районе встречаются ледники. Наибольшее количество их сосредоточено в верховьях р. Пскем и на северном склоне Сайрамских гор. Каровые ледники расположены на отметках около 3000 *м*, в трогах позднечетвертичного оледенения; их конечные морены залегают на высотах 2900—3000 *м*. Коллювиальные отложения — щебнисто- глыбовые осыпи широко развиты на склонах горных долин; осыпи существовали, по-видимому, еще и в позднечетвертичное время, но практически они не отделимы от современных. В высокогорных долинах к числу современных относится до шести надпойменных террас (Васильковский, 1936; Скворцов, 1932; Шапенов, 1967). Надпойменные террасы, объединенные в сырдарьинский комплекс, имеют в долине р. Пскем высоту (по Шапенову): VI надходжакентская 70—75 *м*; V (ходжакентская) 50—60 *м*; IV (карабулакская) 35—40 *м*; III 15—17 *м*; II 6—8 *м*; I 3—4 *м*; пойменная 0,5—1 *м*. Пойменная, I и II надпойменные террасы целиком аккумулятивные, сложенные хорошо окатанной галькой полимиктового состава с прослоями разнозернистого песка и гравия; мощность аллювия 6—8 *м*; III, IV, V и VI надпойменные террасы — цокольные. Аккумулятивная часть представлена галечниками и конгломератами (6—15 *м*) и лёссовидными суглинками (до 5—8 *м*).

В хр. Каратау к современным относят низкую и высокую пойму, а местами и первую надпойменную террасу, сложенные полимиктовыми галечниками (2—3 *м*), местами сцементированными карбонатным цементом до прочных конгломератов (р. Аксумбе и др.). Аллювий р. Сырдарьи представлен галечниками, песками, супесями, а в верхах — лёссовидными суглинками, распространенными в южной части района; общая

мощность 10—30 *м*. Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения — щебнисто-галечные, гравийно-песчанистые накопления, обычно увенчанные супесями или суглинками общей мощностью до 7—10 *м* распространены в коротких долинах с временными водотоками, где выполняют тальвеги, а также у подножий гор, где наращивают хорошо выраженные верхнечетвертичные конусы.

Перевевание песков различного возраста и генезиса, начавшиеся во второй половине раннечетвертичного времени продолжается в современную эпоху. Деятельностью ветра в Восточных Кызылкумах образованы гряды, бугры, барханы, грядово-ячеистые и бугристо-ячеистые пески. Высота гряд местами достигает 20—25 *м* над разобщающими понижениями.

Элювиальные и элювиально-делювиальные отложения шире всего распространены на плоских выровненных водоразделах — пенепленах хр. Каратау и в продольных депрессиях. Они начали формироваться, по-видимому, еще в плиоцене, но образуются и сейчас. Состав обусловлен материнскими породами; мощность обычно не превышает 2—3 *м*; практически здесь трудно отделить элювий от делювия.

ВОСТОЧНОЕ ПРИАРАЛЬЕ

Нижне- и среднечетвертичные отложения

Аллювиальные отложения р. Сырдарьи не расчленены, представлены желтовато-серыми разнозернистыми кварцево-полевошпатовыми песками, содержащими в основании гравий и мелкую гальку, а местами линзы и прослои серых и желтых карбонатных глин, алевролитов и рыхлых песчаников. Встречаются пресноводные моллюски *Unio, Limnaea, Radix, Planorbis* и др. Мощность отложений возрастает от Джусалинского поднятия (где их нет) на юго-запад до 50—70 *м*; большей частью она не превышает 15—20 *м*.

Верхнечетвертичные отложения

Аллювиальные осадки занимают обширные площади в низовьях р. Сырдарьи, сложены разнозернистыми полимиктовыми песками, переслаивающимися с алевритами и песчанистыми глинами. Встречаются пресноводные моллюски, подобные встречающимся в нижне-среднечетвертичном аллювии. В районе Джусалинского поднятия верхнечетвертичный аллювий налегает с размывом на различные палеогеновые и меловые породы, а юго-западнее — перекрывает без видимого несогласия нижне-среднечетвертичный аллювий. В этом же направлении возрастает мощность, достигающая местами 40 *м*.

Современные отложения

Аллювиальные отложения Сырдарьи представлены разнозернистыми полимиктовыми песками, супесями, суглинками; мощность от 3 до 20 *м*. Озерные осадки А. Л. Яншин (1953) называет «морскими» или древнеаральскими и относит их к первой половине голоцена. Представлены они мелкозернистыми глинистыми песками, алевритами, местами песчанистыми глинами мощностью 5—6 *м* и распространены до отметок +58 *м*. Эти осадки содержат многочисленные *Cardium edule* L.; встречаются *Dreissensia polymorpha* Pall., *D. caspia* Eichw, живущие в современном Арале. А. Л. Яншин отмечает также виды *Monodacna eden-*

tula Pall., *Micromelania elegantula* Dyb., *M. dimidiata* Eichw., ныне отсутствующие в Аральском водоеме, но продолжающие жить в Каспийском бассейне. Анализируя местонахождения каменных орудий и керамики кельтаминарской культуры, А. Л. Яншин предположил, что трансгрессия, отложившая древнеаральские осадки, произошла в третьем тысячелетии до нашей эры. А. С. Кесь (1960) полагает, что она имела место в VII—IV веке до н. э. Песчаные массивы на протяжении четвертичного периода подвергались эоловой переработке, продолжающейся и сейчас. Элювиальные и элювиально-делювиальные отложения развиты, главным образом, на верхнемеловых и палеогеновых породах Джусалинского поднятия, представлены суглинками, глинами и супесями с дресвой и мелким щебнем; мощность до 2—3 *м*.

БЕТПАК-ДАЛА, ЧУЙСКАЯ ВПАДИНА, ХРЕБТЫ КАРАТАУ, КИРГИЗСКИЙ, КЕНДЫКТАС И ЧУ-БАЛХАШСКИЙ ВОДОРАЗДЕЛ

Нижнечетвертичные отложения

Киргизский хребет — наиболее высокогорный участок этого района, несущий следы древнего оледенения. П. Г. Григоренко, М. А. Талипов, Ш. А. Кадыров, Л. И. Турбин и другие описывают раннечетвертичные морены в разных пунктах хребта. Однако на северном склоне хребта вместо морен сохранились только фрагменты древнейших трогов в виде высоко расположенных над дном ущелий денудационных закраин, гипсометрически ниже которых видны системы вложенных более молодых морен (Григоренко, 1966). Флювиогляциальные (?) отложения известны на северном склоне Киргизского хребта. Их налегание с угловым несогласием и размывом на верхнеплиоценовые конгломераты видно на левобережье р. Каракистак близ горного устья. Они представлены плохо сортированным валунно-галечным материалом, в составе которого имеются валуны из красноцветных песчаников, конгломератов, алевролитов среднего карбона, отсутствующие в подстилающих (несогласно) верхнеплиоценовых конгломератах шарпылдагской свиты. Мощность нижнечетвертичных валунно-галечников или рыхлых конгломератов — 10—30 *м*, а покрывающих палево-серых лессовидных суглинков до 12—15 *м*.

Аллювиальные отложения наиболее крупных рек — Чу, Таласа, Ассы и других у подножья гор сложены валунно-галечным полимиктовым материалом, мощность которого достигает 150—180 *м*. По мере удаления от гор обломки быстро мельчают и в урочище Моюнкум аллювий представлен преимущественно песками. Обширное междуречье Чу — Талас, являющееся третьей надпойменной террасой этих рек, по исследованиям Н. Е. Ережепова (1964 г.), сложено желтовато-серыми и розовато-серыми мелко- и среднезернистыми полимиктовыми песками, местами содержащими примесь гравия (до 10%). Встречаются линзы светло-коричневых и желтовато- серых полимиктовых песчаников с карбонатно-глинистым цементом, мало подверженные эоловым процессам, активно воздействующим на пески верхней части разреза. Общая мощность, вместе с переработанными ветром песками 40—70 *м*. Нижнечетвертичный аллювий подстилают красноцветы олигоцена. Превышение поверхности описываемого аллювия над урезом рек 125—130 *м*.

Западнее, ниже слияния рек Чу и Сарысу, условия залегания нижнечетвертичного аллювия изменяются. Он вложен в эрозионные ложбины глубиной до 50 *м*, выработанные в олигоценовых или верхнеплиоценовых отложениях. Наблюдается двухчленное строение толщи: в основании залегают полимиктовые пески, большей частью мелкозернистые

(13—18 *м*). Они перекрыты серыми или коричневыми песчанистыми глинами (8—10 *м*), которые по заключению А. П. Савиновой содержат: *Limnocythere inopinata* (Baird.), *L. manjtschensis* Neg., *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *I. cornae* Mand. *Cypridopsis vidua* (Mull.), *Candona rostrata* Br. et Norm.

Нижнечетвертичные отложения здесь перекрыты более молодыми. Можно предполагать, что глинистая часть разреза первоначально имелась и в урочище Моюнкум, но впоследствии была развеяна ветром.

Во многих долинах Кендыктасских гор, Чу-Балхашского водораздела и мелкосопочника на правобережье р. Чу в раннечетвертичное время, как и ныне, существовали временами пересыхавшие водные потоки, отложившие аллювиально-пролювиальный и пролювиальный песчано-галечно-гравийный плохо окатанный материал, местами скрепленный карбонатным цементом до прочной седиментационной брекчии. Мощность обычно не превышает 3—5 *м* и лишь местами достигает 18—20 *м* (горы Кендыктас). В долинах, прорезающих поднимающиеся участки, эти отложения слагают в различной степени сохранившиеся высокие террасы, а у подножья гор — остатки сильно размытых конусов выноса; на предгорных равнинах (Андасай-Кеншагыр и др.) они выполняют долины, залегая под более молодыми осадками. На правобережье р. Чу, в районе бугров Тантай и Казангап в породах содержатся многочисленные кремневые орудия, характерные, по мнению Х. А. Алпысбаева, для шелльской или шелль-ашельской эпохи. Эоловые отложения широко развиты в урочище Моюнкум, где со второй половины раннечетвертичной эпохи перевевается древнечетвертичный аллювий. Наибольшая глубина эоловой переработки 28 *м*.

Среднечетвертичные отложения

Ледниковые образования известны в Киргизском хребте П. Г. Григоренко и другие оледенение среднечетвертичного времени называют максимальным или первым долинным, отмечая, что два его конечно-моренных вала залегают на высотах от 1900 до 2900 *м*. Аллювиальные отложения здесь слагают комплекс террас (четвертую — седьмую надпойменные). В долине р. Чу, близ Киргизского хребта и Кендыктаса, террасы сложены валунно-галечниками, перекрытыми в урочище Саргоу лёссовыми породами мощностью до 50 *м*. Такой же грубообломочный аллювий рек Ассы, Таласа и других распространен у подножья гор. Лишь севернее г. Джамбула он сменяется гравийным, а затем песчаным и глинистым материалом. Им сложены вторые надпойменные террасы рек Чу и Талас. По данным Н. Е. Ережепова (1964 г.), для них характерно переслаивание желтовато-серых полимиктовых песков, местами содержащих гравийные прослои, и желтовато-серых или голубовато-серых карбонатных глин. Общая мощность аллювия достигает 50—60 *м*; подстилают его континентальные и морские полеогеновые отложения. Из глин, залегающих среди песков, Г. В. Курлова определила остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Candoniella marcida* Mand., *Cyclocypris laevis* (O. Mull.), *Candona compressa* (Koch.) и др.

Западнее слияния рек Чу и Сарысу аллювий представлен буровато — серыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами и преимущественно мелкозернистыми песками мощностью 16—25 *м*. Из керна одной из скважин Р. Б. Байбулатова получила спорово-пыльцевые спектры, основной фон которых составляет пыльца травянистых и кустарниковых растений (95—98%). Среди них преобладает пыльца Chenopodiaceae; отмечается несколько видов мариевых, (60—61%); в меньших количе-

ствах встречаются: *Ephedra* (7,8%), Gramineae (3—9%), Compositae (2—5%), *Artemisia* (2%), Coryophyllaceae (0,5%), и пыльца прибрежно-водных растений *Myriophyllim* (0,6—2,5%), *Sparganium* (2—2,5%); пыльца сосны и березы составляет 2—5%.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения распространены в долинах с прерывистым водотоком, где слагают вторые — третьи надпойменные террасы, а у подножья гор (Кендыктас, Чу-Балхашский водораздел и мелкосопочник правобережья р. Чу) — конусы выноса. Местами они выполняют долины, перекрывая нижнечетвертичные осадки. Представлены плохо окатанным гравийно-галечным материалом, разнозернистыми песками, реже — песчанистыми глинами. Мощность обычно до 12—15 *м*. В глинах у подножья хр. Каратау, в районе с. Сузак, собраны моллюски: *Vallonia pulchella* Mull., *Succinea pfeiferi* Rusm., *Pupilla muscorum* var. *edentula* Slavik., *Gyraulus laevis* Ald,. *Vertigo substriata* Gef., *Cochlicopa lubrica* Mull., *Planorbis planorbis* L., *Stagnicola palustris* (?) Jew. (определения К. А. Ляджиной). Из этого же района Г. В. Курлова определила *Ilyocypris errabundis* Mand., *Darwinula stevensoni* Br. et Rob., *Candoniella marcida* Mand. и др. Пролювиально-делювиальные отложения, распространенные на правобережье р. Чу, представлены желтовато-серыми супесями, разнозернистыми песками, гравием и мелкой галькой мощностью до 13—15 *м*. Западнее бугра Тантай, среди них встречаются кремневые орудия, характерные, по заключению Х. А. Алпысбаева, для мустьерской эпохи.

Верхнечетвертичные отложения

Ледниковые образования в Киргизском хребте связаны со вторым горнодолинным оледенением (П. Г. Григоренко и др.) и сохранились в большинстве долин крупных рек, где наблюдается до трех конечно-моренных валов, залегающих на отметках 2000—2500 *м*. Нередко они вложены в первую долинную морену, под которой обнажен коренной цоколь. Лишь в приводораздельной зоне хребта наблюдается обратная картина, здесь вторая долинная морена перекрывает первую.

Аллювиальные отложения в долинах Киргизского хребта слагают третью надпойменную террасу, которая местами расщепляется на 2—3 локальных, а в долинах Кендыктасских гор — вторую надпойменную террасу. Они представлены валунно-галечным материалом, закономерно мельчающим по мере удаления от гор. Вырисовывается двучленность разреза. В районе с. Коктерек — Фурмановка, по данным В. И. Елисеева (1961), аллювий р. Чу, залегающий на верхнеплиоценовых отложениях, выражен разнозернистыми песками (6—23 *м*) местами с гравием и мелкой галькой и вышележащей толщей алевритов с прослоями алевролитов и мелкозернистых хорошо отсортированных песков; суммарная мощность 85—100 *м*. Ниже по течению р. Чу, близ оз. Кокуйденколь, пески исчезают и общая мощность аллювия сокращена до 10,4 *м*. Однако еще ниже по течению, в районе с. Тасты, в составе аллювия (10—12 *м*) участвуют пески и алевриты. Такой же облик имеет аллювий западнее слияния рек Чу и Сарысу. Аллювий р. Талас, слагающий первую надпойменную террасу, представлен желтовато-серыми полимиктовыми разнозернистыми песками с прослоями и линзами гравия с мелкой галькой, а также голубовато-серой песчанистой глиной; общая мощность достигает 40 *м*.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения распространены у подножья Киргизского хребта, в долинах Кендыктаса и Чу-Балхашского водораздела, а также на мелкосопочном правобережье р. Чу. Они же слагают конусы выноса у горных устьев рек. Представ-

(13—18 *м*). Они перекрыты серыми или коричневыми песчанистыми глинами (8—10 *м*), которые по заключению А. П. Савиновой содержат: *Limnocythere inopinata* (Baird.), *L. manjtschensis* Neg., *Ilyocypris gibba* (Ramd.), *I. cornae* Mand. *Cypridopsis vidua* (Mull.), *Candona rostrata* Br. et Norm.

Нижнечетвертичные отложения здесь перекрыты более молодыми. Можно предполагать, что глинистая часть разреза первоначально имелась и в урочище Моюнкум, но впоследствии была развеяна ветром.

Во многих долинах Кендыктасских гор, Чу-Балхашского водораздела и мелкосопочника на правобережье р. Чу в раннечетвертичное время, как и ныне, существовали временами пересыхавшие водные потоки, отложившие аллювиально-пролювиальный и пролювиальный песчано-галечно-гравийный плохо окатанный материал, местами скрепленный карбонатным цементом до прочной седиментационной брекчии. Мощность обычно не превышает 3—5 *м* и лишь местами достигает 18—20 *м* (горы Кендыктас). В долинах, прорезающих поднимающиеся участки, эти отложения слагают в различной степени сохранившиеся высокие террасы, а у подножья гор — остатки сильно размытых конусов выноса; на предгорных равнинах (Андасай-Кеншагыр и др.) они выполняют долины, залегая под более молодыми осадками. На правобережье р. Чу, в районе бугров Тантай и Казангап в породах содержатся многочисленные кремневые орудия, характерные, по мнению Х. А. Алпысбаева, для шелльской или шелль-ашельской эпохи. Эоловые отложения широко развиты в урочище Моюнкум, где со второй половины раннечетвертичной эпохи перевевается древнечетвертичный аллювий. Наибольшая глубина эоловой переработки 28 *м*.

Среднечетвертичные отложения

Ледниковые образования известны в Киргизском хребте П. Г. Григоренко и другие оледенение среднечетвертичного времени называют максимальным или первым долинным, отмечая, что два его конечно-моренных вала залегают на высотах от 1900 до 2900 *м*. Аллювиальные отложения здесь слагают комплекс террас (четвертую — седьмую надпойменные). В долине р. Чу, близ Киргизского хребта и Кендыктаса, террасы сложены валунно-галечниками, перекрытыми в урочище Саргоу лёссовыми породами мощностью до 50 *м*. Такой же грубообломочный аллювий рек Ассы, Таласа и других распространен у подножья гор. Лишь севернее г. Джамбула он сменяется гравийным, а затем песчаным и глинистым материалом. Им сложены вторые надпойменные террасы рек Чу и Талас. По данным Н. Е. Ережепова (1964 г.), для них характерно переслаивание желтовато-серых полимиктовых песков, местами содержащих гравийные прослои, и желтовато-серых или голубовато-серых карбонатных глин. Общая мощность аллювия достигает 50—60 *м*; подстилают его континентальные и морские полеогеновые отложения. Из глин, залегающих среди песков, Г. В. Курлова определила остракоды: *Ilyocypris bradyi* Sars., *I. gibba* (Ramd.), *Candoniella marcida* Mand., *Cyclocypris laevis* (O. Mull.), *Candona compressa* (Koch.) и др.

Западнее слияния рек Чу и Сарысу аллювий представлен буровато — серыми и зеленовато-серыми песчанистыми глинами и преимущественно мелкозернистыми песками мощностью 16—25 *м*. Из керна одной из скважин Р. Б. Байбулатова получила спорово-пыльцевые спектры, основной фон которых составляет пыльца травянистых и кустарниковых растений (95—98%). Среди них преобладает пыльца Chenopodiaceae; отмечается несколько видов мариевых, (60—61%); в меньших количе-

ствах встречаются: *Ephedra* (7,8%), Gramineae (3—9%), Compositae (2—5%), *Artemisia* (2%), Coryophyllaceae (0,5%), и пыльца прибрежно-водных растений *Myriophyllim* (0,6—2,5%), *Sparganium* (2—2,5%); пыльца сосны и березы составляет 2—5%.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения распространены в долинах с прерывистым водотоком, где слагают вторые — третьи надпойменные террасы, а у подножья гор (Кендыктас, Чу-Балхашский водораздел и мелкосопочник правобережья р. Чу) — конусы выноса. Местами они выполняют долины, перекрывая нижнечетвертичные осадки. Представлены плохо окатанным гравийно-галечным материалом, разнозернистыми песками, реже — песчанистыми глинами. Мощность обычно до 12—15 *м*. В глинах у подножья хр. Каратау, в районе с. Сузак, собраны моллюски: *Vallonia pulchella* Mull., *Succinea pfeiferi* Rusm., *Pupilla muscorum* var. *edentula* Slavik., *Gyraulus laevis* Ald,. *Vertigo substriata* Gef., *Cochlicopa lubrica* Mull., *Planorbis planorbis* L., *Stagnicola palustris* (?) Jew. (определения К. А. Ляджиной). Из этого же района Г. В. Курлова определила *Ilyocypris errabundis* Mand., *Darwinula stevensoni* Br. et Rob., *Candoniella marcida* Mand. и др. Пролювиально-делювиальные отложения, распространенные на правобережье р. Чу, представлены желтовато-серыми супесями, разнозернистыми песками, гравием и мелкой галькой мощностью до 13—15 *м*. Западнее бугра Тантай, среди них встречаются кремневые орудия, характерные, по заключению Х. А. Алпысбаева, для мустьерской эпохи.

Верхнечетвертичные отложения

Ледниковые образования в Киргизском хребте связаны со вторым горнодолинным оледенением (П. Г. Григоренко и др.) и сохранились в большинстве долин крупных рек, где наблюдается до трех конечно-моренных валов, залегающих на отметках 2000—2500 *м*. Нередко они вложены в первую долинную морену, под которой обнажен коренной цоколь. Лишь в приводораздельной зоне хребта наблюдается обратная картина, здесь вторая долинная морена перекрывает первую.

Аллювиальные отложения в долинах Киргизского хребта слагают третью надпойменную террасу, которая местами расщепляется на 2—3 локальных, а в долинах Кендыктасских гор — вторую надпойменную террасу. Они представлены валунно-галечным материалом, закономерно мельчающим по мере удаления от гор. Вырисовывается двучленность разреза. В районе с. Коктерек — Фурмановка, по данным В. И. Елисеева (1961), аллювий р. Чу, залегающий на верхнеплиоценовых отложениях, выражен разнозернистыми песками (6—23 *м*) местами с гравием и мелкой галькой и вышележащей толщей алевритов с прослоями алевролитов и мелкозернистых хорошо отсортированных песков; суммарная мощность 85—100 *м*. Ниже по течению р. Чу, близ оз. Кокуйденколь, пески исчезают и общая мощность аллювия сокращена до 10,4 *м*. Однако еще ниже по течению, в районе с. Тасты, в составе аллювия (10—12 *м*) участвуют пески и алевриты. Такой же облик имеет аллювий западнее слияния рек Чу и Сарысу. Аллювий р. Талас, слагающий первую надпойменную террасу, представлен желтовато-серыми полимиктовыми разнозернистыми песками с прослоями и линзами гравия с мелкой галькой, а также голубовато-серой песчанистой глиной; общая мощность достигает 40 *м*.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения распространены у подножья Киргизского хребта, в долинах Кендыктаса и Чу-Балхашского водораздела, а также на мелкосопочном правобережье р. Чу. Они же слагают конусы выноса у горных устьев рек. Представ-

лены плохо окатанными галечниками, гравием и разнозернистыми песками, перекрытыми супесями; мощность — до 20 *м*, обычно значительно меньше.

В отложениях, слагающих предгорную равнину у подножья хр. Каратау, в низовьях р. Суындыксай (в 1,5 *км* севернее дороги Сузак — Чулаккурган) встречены обломки костей представителей семейства Bovidae и *Equus caballus* Fossil. (определения Б. С. Кожамкуловой). Из этих же отложений в низовьях р. Аксумбе собраны *Zenobiella* sp., *Vallonia pulchella* Mull. (определения К. А. Ляджиной).

Пролювиально-делювиальные отложения — желтовато-серые супеси и кварцево-полевошпатовые разнозернистые пески с гравием и мелкой галькой мощностью 8—10 *м* широко распространены на правобережье р. Чу. Эоловые отложения продолжали формироваться как на нижнечетвертичном, так и на среднечетвертичном аллювии, который переработан ветром на глубину до 10—12 *м*.

Современные отложения

Ледниковые отложения в виде двух валов конечных морен, залегающих на отметках 3300—3600 *м*, известны в Киргизском хребте. Аллювиальные отложения слагают поймы и одну или две надпойменных террасы в долинах Киргизского хребта, а также одну-две пойменные террасы — в долинах с постоянным водотоком, прорезающих Кендыктас. В долинах Чу, Таласа, Ассы и других крупных рек современный аллювий близ гор представлен валунно-галечным и галечным материалом мощностью до 8—10 *м*. При удалении от гор грубообломочный материал быстро мельчает и появляется ясно выраженная двучленность строения, подмеченная в низовьях р. Чу Д. И. Яковлевым (1941). Он писал, что под слоем илистых глин мощностью около метра залегают диагонально наслоенные пески с линзами гравия и мелкого галечника. Это явление он объяснял уменьшением расхода реки. Двуслойность современного аллювия, характерная для всех рек, особенно четко выступает в нижних течениях. Мощность до 6—8 *м*.

Аллювиально-пролювиальные и пролювиальные отложения приурочены к долинам рек с прерывистым водотоком. Материал окатан хуже аллювия, но состав, условия залегания и мощности сходные. В этих отложениях, также наблюдается двуслойность, и мелкозернистый материал залегает в верхах разреза. На конусах выноса такой закономерности не установлено. Пролювиально-делювиальные отложения широко распространены на правобережье низовий р. Чу, где представлены буровато-серой супесью, суглинками и щебнем; мощность до 3—5 *м*. Коллювиальные отложения покрывают скалистые склоны речных долин Киргизского хребта, Кендыктаса и Чу-Балхашского водораздела. Спускаясь в тальвеги, коллювиальный щебень и глыбы служат исходным материалом для формирования аллювия и пролювия.

Элювиальные и элювиально-делювиальные образования приурочены к выравненным или слабо-волнистым поверхностям Кендыктаса и Чу-Балхашского водораздела; развиты они и на всхолмленном пенеплене Бетпак-Далы, занимающим большие площади на правобережье р. Чу. Состав определяется исходными материнскими породами; мощность обычно менее 2 *м*. Они сформированы, вероятно, в более длительное, чем голоцен, время, по-видимому, во всем четвертичном периоде. Эоловые отложения продолжают формироваться на тех же площадях, что и в более ранние эпохи, распространившись и на верхнечетвертичный аллювий. Однако эоловые формы на нем не пользуются сплошным развитием, а распространены локально, обособленными массивами пло-

щадью до 15—20 *км*². Глубина эоловой переработки до 3—5 *м*. Хемогенные образования представлены пухлыми и мокрыми солончаками, занимающими большие площади в низовьях р. Сарысу и Чу, главным образом по правобережью последней.

ЗАИЛИЙСКИЙ РАЙОН

Разнообразные четвертичные отложения в Заилийском районе участвуют в строении горных хребтов и выполняют межгорные впадины. В осевых частях впадин разновозрастные отложения наложены друг на друга и связаны переходами без несогласий; в горах и предгорьях для них характерны резкие несогласия и вложения друг в друга.

Нижнечетвертичные отложения

Представлены гляциальными, флювиогляциальными и аллювиальными образованиями. Достоверно ледниковые отложения выделены только в древней долине р. Асы у северного подножья осевой части хр. Заилийского Алатау и у северного подножья хр. Кунгей Алатау в верховьях долины р. Чилик, в урочище Байсаур. В представлении Н. Н. Костенко (1963), нижнечетвертичные ледники покрывали водоразделы хребтов и местами спускались до современных отметок в 2000 *м*, то есть охватывали и области предгорных ступеней. По мнению О. В. Бажанова оледенение не было так широко развито. Во всяком случае, анализ осадков, развитых у подножий хр. Кетмень исключает предположение о его оледенении. Очевидно, оледенение охватывало только водораздельные части хребтов, приподнятые в настоящее время на высоту более 3500 *м*. В долине р. Асы морены лежат на отметках 2700—3400 *м*, а у северного подножья хр. Кунгей Алатау, в ур. Байсаур на высоте 2800—3500 *м* — на тектонической ступени, поднятой над днищем современной долины р. Чилик на 800—1000 *м*. Морены образованы плохо окатанными глыбами размером до нескольких метров в поперечнике и щебнисто-суглинистым заполнителем. Поверхность морен задернована и на участках их развития сформирован увалистый сглаженный рельеф. Мощность отложений достигает 200 *м*, местами возможно больше. В них вложены морены и аллювиальные среднечетвертичные и более молодые отложения.

Флювиогляциальные отложения развиты вдоль северного склона хр. Заилийского Алатау от подножья горы Сууктюбе на западе, до р. Чилик на востоке. Они слагают предгорную ступень — «прилавки» и имеют двучленное строение. Их нижняя часть сложена валунно-галечниками с песчано-суглинистым заполнителем, с линзами песков и песчанистых суглинков, а верхняя — желтыми лёссовидными суглинками. Наблюдения О. В. Бажанова и К. Т. Куликовского (1964 г.) показывают, что на северном склоне Заилийского Алатау нижняя грубообломочная часть разреза приурочена к долинам современных рек. На междуречьях валунно-галечники отсутствуют, и на красноцветы миоцена или породы палеозоя непосредственно налегают лёссовидные суглинки конца нижнечетвертичной эпохи. Иногда в основании суглинков присутствует глыбово-щебнистый материал мощностью до нескольких метров. Очевидно, подобные же взаимоотношения имеются у подножий Кунгей Алатау и Терской Алатау. Приуроченность грубообломочных толщ к долинам современных рек свидетельствует о их заложении уже в нижнечетвертичное время. Материал мог отлагаться не только флювиогляциальными, но и пролювиальными потоками. Размеры обломков меняются от 1—3 *м* в поперечнике у гор, до 20—10 *см* в удалении от

них. В том же направлении увеличивается число и мощность прослоев песков и суглинков. Мощность очень изменчива. На западе, по данным В. Н. Охотникова (1967 г.), у гор Қозыбасы мощность валунников колеблется от 15 до 150 *м*, а венчающие суглинки в районе р. Чиен составляют 40—45 *м*. В Приалматинском районе, по данным бурения, мощности увеличиваются с запада на восток. Около с. Прудки валунники имеют мощность 30—40, а около г. Алма-Аты до 130—160 *м*; мощность суглинков на этом участке меняется от 8—15 до 60—80 *м*; при этом разрез усложняется за счет увеличения числа прослоев валунников и суглинков. В суглинках по р. Ногайсай — правому притоку р. Широкой Щели Н. Н. Костенко (1935 г.) собрал кости Canidae (*Vulpes* sp.), Mustelidae (*Meles* sp.), *Equus* sp., *Cervus elephus* (?). По заключению Е. И. Беляевой фауна имеет нижнечетвертичный возраст. К востоку от р. Тургень, в районе р. Қиикбай, по данным А. В. Тимуша (Ипатов, 1962 г.), мощность валунно-галечников колеблется от 5 до 45 *м* и лёссов — от 15 до 22 *м*. В последних из различных обнажений на прилавках собраны точно не стратифицирующие моллюски, определенные М. Б. Бажановой как: *Eulota semenovi* Mart., *E. paricincta* Mart., *E. (Leucozonella) rubens* Mart., *Vallonia pulchella* Mull., *V. costata* Mull., *Pupilla stterii* var. *wolfae* Tzv., *P. muscorum* L., *P. muscorum* var. *asiatica* Moell., *Succinea martensiana* Nev., *Gyraulus laevis* Ald. и др.

В межгорных впадинах, по долинам рек Асы, Сарыбулак и Жинишке, валунно-галечные отложения мощностью не более первых десятков метров развиты на отдельных участках. Венчаются они лёссовидными суглинками (10—15 *м*). В долине р. Асы они явно связаны с моренными, а по рекам Сарыбулак и Жинишке оторваны и далеко отстоят от нижнечетвертичных морен; возможно, здесь осадки имеют пролювиальный генезис. У подножья хр. Кунгей Алатау флювиогляциальные отложения сохранились восточнее р. Курменты — правого притока Чилика. Западнее, до урочища Байсаур, где развиты моренные отложения, рыхлый материал смыт. Мощность отложений колеблется от десятков до 100 *м*. На долю лёссовидных суглинков приходится до 25—30 *м*. Обломочный материал по долинам р. Жинишке и Чилик выносился в Жаланашскую впадину, на что указывает изменение гранулометрического состава. В этой впадине намечается некоторая слоистость нижнечетвертичных отложений — чередуются пески, супеси и суглинки, содержащие отдельные валуны размером до 10—15 *см*. Во впадине флювиогляциальные отложения сменяются аллювиальными. Восточнее, флювиогляциальные отложения непрерывно прослеживаются вдоль южного склона Жаланашской впадины. Максимальной мощности (320 *м*) они достигают в низовьях р. Шетмерке. В бассейне р. Қенсу с запада на восток их мощность уменьшается до нескольких десятков метров. Мощность лессовидных суглинков остается равной 25—30 *м*.

Флювиогляциальные отложения широко развиты и на южных бортах Каркаринской и Текесской впадин, где они участвуют в строении предгорной ступени хр. Терской Алатау. Мощность их возрастает с запада на восток от 40—50 до 100—150 *м* в районе хр. Қопыл. На долю лёссовидных суглинков приходится 25—40 *м*. В суглинках, между р. Желькаркара и Курсу, В. М. Сигитов (1960 г.) собрал моллюски: *Succinea martensiana* Nev., *Columella edentula* Drap., *Vallonia costata* Mull., *V. tenuilabris* (Sl. Br.), *Pupilla muscorum* L., *P. muscorum* var. *edentula* Sl., *Turanena scalaris* Naeg., *Vertigo alpestris* Ald. По заключению М. В. Бажановой комплекс характерен для нижнечетвертичного времени.

По мере удаления от хребтов флювиогляциальные отложения сменяются аллювиальными, погребенными под более молодыми образова-

ниями, практически неотделимыми от них и условно выделенными в низах четвертичного разреза. Они представлены переслаивающимися валунно-галечниками, песками и лёссовидными суглинками. Вдоль хр. Заилийского Алатау мощность их оценивается в 100—150 *м*. На поднятии Карой аллювиальные отложения залегают непосредственно на палеозое. На поверхности аллювиальные отложения видны на участках, поднятых в четвертичное время — в отдельных тектонических блоках в центральных частях Илийской впадины и в зоне сочленения Заилийского Алатау с хр. Кетмень. На восточном погружении Таргапской гряды в районе р. Самсы нижнечетвертичные отложения вложены в плиоценовые суглинки и обнажаются в виде горизонта полимиктовых галечных (с редкими валунами) конгломератов (2—5 *м*) по склонам логов на высоте до 10—15 *м* над уровнем воды. Горизонт на северном крыле гряды испытывает флексурный изгиб. Галька, сцементированная карбонатным цементом, хорошо окатана. Конгломераты перекрыты лёссовидными суглинками (10—20 *м*).

Между реками Каратурук и Чилик вдоль северного подножья хр. Заилийского Алатау проходит граница распространения флювиогляциальных отложений и смена их аллювиальными. Вблизи выхода р. Чилик из гор сохранились хорошо окатанные и отсортированные валунно-галечники, слагающие реликты самой высокой террасы. Размер валунов до 20—25 *см*. Заполнитель — песок. Высота террасы более 100 *м*. Вынос материала, очевидно, происходил из древней долины р. Асы. В осевой части Илийской впадины, в районе Соленых озер, аллювиальные отложения вздернуты по разлому и выступают в рельефе, образуя крупный пологий купол (сопка Бас-Боролдай). Толща состоит из хорошо окатанных галечников (2—5 *см*), переслаивающихся с песком. Видимая мощность 25 *м*. Слои наклонены на юг под углом в 5—7°. По данным бурения мощность аллювия здесь 100—120 *м*. Нижние две трети сложены хорошо окатанными валунно-галечниками, переслаивающимися с разнозернистыми и илистыми песками и редкими прослоями желто-серых алевритов. Верхняя треть состоит из желтовато-серых лёссовидных суглинков с прослоями песков и плохо окатанного гравия.

Следы деятельности другой крупной водной артерии сохранились в районе долины р. Чарын. Судя по составу обломков, область ее питания находилась в хребтах Кунгей и Терской Алатау; ее притоками, очевидно, являлись древние Каркара, Чилик и Жинишке. На этом участке от хр. Торайгыр до центральной части Илийской впадины прекрасно окатанные валунно-галечники и галечники (10—15 *м*) лежат плащом на отложениях верхнего плиоцена и палеозоя. Ближе к центру Илийской впадины среди галечников появляются линзы песков и супесей. В зоне погружения, севернее гор Улькунбогуты, отмечен флексурный изгиб галечников под углом 10—20° на север.

В Каркаринской впадине аллювиальные образования севернее гор Шольадыр формируют аллювиальную равнину. На участках, прилегающих к рекам Каркара и Кенсу, обломочный материал имеет валунно-галечный состав. Восточнее обломки быстро мельчают и у южного подножья хр. Кетмень среди среднечетвертичных и более молодых делювиально-пролювиальных отложений возвышаются останцы, считающиеся нижнечетвертичными и сложенные разнозернистыми песками с линзами гравия.

Вдоль северного склона хр. Кетмень нижнечетвертичные образования не обнажены. Здесь нет предгорной ступени, и древние осадки перекрыты молодыми. По данным бурения они не различимы ни по ока-

танности обломков, ни по составу. Общая мощность четвертичных отложений конусов выноса не превышает 100—150 *м*, а нижнечетвертичных оценивается в 50—75 *м*.

Среднечетвертичные отложения

Представлены гляциальными, аллювиальными, аллювиально-озерными, делювиально-пролювиальными и эоловыми образованиями. Начало среднечетвертичной эпохи сопровождалось наиболее мощным долинным оледенением. Его следы обычно уничтожены последующей эрозией и сохранились в редких случаях в виде остатков трогов и сильно размытых морен. В бассейне р. Чилик, по левому склону долины р. Жарганак морена, в виде террасы высотой до 500 *м*, доходит до слияния с реками Юго-Восточный Талгар и Южный Иссык. Конечный уступ морены опускается до отметки 2850 *м*. По правым притокам р. Чилик-Курумды и Сютбулак морены опускались до высоты 2700 *м*, выходя в долину р. Чилик. Фрагменты морены имеются и по р. Тюлькусай. Мощность моренных отложений с запада на восток вдоль северного склона хр. Кунгей Алатау уменьшается от 120 до нескольких десятков метров. На северном склоне хр. Заилийский Алатау морены лучше сохранились от размыва по долинам рек Каргалинка, Аксай, Узункарагайлы, где они располагаются соответственно на высотах 1850, 2050, 2080 *м*. В долинах остальных рек фрагменты морен отмечаются на высотах от 1900 до 2450 *м*. Оледенение охватывало область от р. Тургень на востоке до р. Узункарагайлы — на западе. Морены состоят из валунов различного размера, включенных в несортированный суглинисто-песчаный материал. Глыбы, размером до 1—2 *м*, обычно «плавают» в суглинистом материале. Мощность не превышает 100 *м*.

Аллювиальные отложения слагают верхние террасы речных долин. Они наиболее выражены и сохранились от размыва в широтных долинах, в районе горных устьев рек, обрамляют предгорную ступень, в виде реликтов конусов выноса, а также формируют аллювиальные равнины севернее предгорного шлейфа в Илийской впадине. На участках с повышенной тектонической активностью возникли две сквозные террасы (р. Чилик) или несколько уступов локальных террас (р. Чарын в Жаланашской впадине, реки Текес и Каркара). Высоты террас очень изменчивы. На широтном отрезке долины р. Чилик верхняя терраса достигает высоты 220—315 *м*, а нижняя 110—150 *м*. В районе с. Жанаталап развита одна терраса среднечетвертичного возраста; высота ее 70—90 *м*. По рекам Жинишке и Сарыбулак высота террас от верховьев к устью увеличивается от 35 до 130 *м*, их аллювий имеет двучленное строение. Мощность венчающих суглинков 5—10 *м*. В Каркаринской и Текесской впадинах для различных рек и участков долин высота среднечетвертичных террас меняется от 10—20 до 80—120 *м*. Во всех высоких террасах цоколь сложен неогеновыми породами. Мощность галечников 10—25 *м*; покровные суглинки часто отсутствуют. В горных частях долины р. Каркара террасы формируют четыре цокольных уступа с относительными превышениями в 20—40 *м*. По северному склону Заилийского Алатау в горной устьевой части долин и в пределах предгорной ступени верхняя аллювиальная терраса имеет высоту от 20 до 80 *м*. Основание сложено валунно-галечниками; мощность желтых лессовидных суглинков 20—30 *м*. На отдельных участках (между реками Узункарагайлы и Чемолган, Малая Алматинка и Талгар) лессовидные суглинки образуют обширные поля, тянущиеся от подножий предгорной ступени к центральной части Илийской впадины. По данным бурения, мощность аллю-

виальных отложений равнины достигает 100—160 *м*. Их составляют переслаивающиеся суглинки, супеси и глины, горизонты галечников и песков. В террасе р. Каскелен в ее нижнем течении В. С. Бажанов собрал и определил кости *Mammuthus trogontherii* (Pohlig.), имеющего среднечетвертичный возраст. К востоку от Боролдайского поднятия в основании 25-метрового вреза р. Ашибулак собраны кости *Bovinae*, *Lagurus*? Eversm., *Pigerethmus* sp., *Cricetulus migratorius* P. (Куликовский, 1964 г.). По определению Б. С. Кожамкуловой и П. Ф. Савинова, возраст вмещающих отложений не древнее среднечетвертичного. Кости *Lagurus lutens* найдены и в останце суглинков в долине р. Большая Алматинка восточнее Бурундайского кирпичного завода.

По правобережью р. Чилик, севернее трассы Алма-Ата — Нарынкол, сохранились сильно деформированные остатки двух ступеней среднечетвертичной террасы. Они возвышаются над поверхностью верхнечетвертичного конуса выноса на 30 и 70 *м* соответственно, что свидетельствует об интенсивном поднятии этого участка в период их формирования. В долине р. Чарын также возникли две поверхности цокольных террас. Наиболее высокая врезана в нижнечетвертичную равнину на 8—12 *м*, а нижняя вложена в верхнюю на 10—15 *м*; мощность аллювия на них по 10—15 *м*. От южных выходов палеозоя до последних северных участков развития террас высота их над руслом реки понижается от 180 до 5 *м*.

В верховьях р. Кегень, между хр. Кетмень и горами Ельчинбуйрюк, развиты илистые суглинки, пески, алевриты с линзами песчаников, формирующие межгорную равнину. Они отлагались, очевидно, в аллювиально-озерных условиях.

В центральной части Илийской впадины, по левобережью р. Или, от границы с КНР на востоке до р. Каскелен на западе, тянется аллювиально-озерная равнина, сложенная алевритами, суглинками и песками. В озерный бассейн впадали реки, наиболее крупными из которых были Чилик и Чарын. Мощность отложений достигает 160—200 *м*. По-видимому, в них восточнее гор Калканы Н. А. Пигулевский нашел зуб *Mammuthus trogontherii* (Pohlig.), жившего в среднечетвертичное время.

Делювиально-пролювиальные отложения развиты у подножий гор, не имеющих рек и образуют предгорные конусы выноса, в настоящее время перекрытые более молодыми осадками или размытые и сохранившиеся в виде реликтов севернее гор Балабогуты, Улькунбогуты, у северной подошвы хр. Кетмень, у подножий гор Катутау и других местах. Они представлены глыбово-щебнистыми отложениями с плохо окатанными обломками и песчано-суглинистым заполнителем. Иногда они венчаются желтовато-серыми «мусористыми» покровными суглинками (до 5—10 *м*).

Общая мощность изменчива. Достигая 50—80 *м* у подножий гор, в сторону межгорных впадин она резко (до 8—10 *м*) сокращается. У южного подножья гор Кулуктау в подобных отложениях Н. Н. Костенко собрал кости *Bison priscus* (*longikornis?*), которые, по заключению В. С. Бажанова, характерны для среднечетвертичного времени. В остальных случаях возраст устанавливается по взаимоотношениям с другими осадками.

Эоловые отложения развились по нижнечетвертичным аллювиальным песчаным отложениям, обнажающимся на поднятии Карой. Представлены они бугристо-ячеистыми песками с высотой элементарных форм до 5—10 *м*.

Верхнечетвертичные отложения

Позднечетвертичное оледенение охватывало осевые части хребтов Заилийского, Кунгей, Терской Алатау и частично хр. Кетмень. На южном склоне хр. Заилийский Алатау, спускающемся к долине р. Чилик, морены прослежены на восток до р. Чукурчак. Расположены они на высотах 2700—3200 *м*. Мощность ледниковых отложений меняется от 20—30 на востоке до 150—200 *м* в верховьях р. Чилик. На северном склоне хр. Кунгей Алатау оледенение распространялось на восток до верховьев р. Кенсу. Конечные морены расположены на высоте от 2350 до 3000 *м*. Мощность морен возрастает с востока на запад от 10 до 70 *м*. На северных склонах Терской Алатау морены расположены на высотах от 2900 до 3400 *м*. Здесь они сильно эродированы, и конечные уступы их очень плохо выражены; мощность примерно 30—50 *м*. На северном склоне Заилийского Алатау позднечетвертичное оледенение охватило область от р. Узункарагайлы на западе до р. Тургень на востоке. Несколько мелких морен отмечается на северном склоне хр. Карач в бассейне р. Киикбай. Морены расположены на высотах от 2200 до 3100 *м*; насчитывается до трех валов. Они задернованы и часто поросли лесом. Их пропиливают современные реки. Мощность морен колеблется от 30—50 по периферии области оледенения и до 150—250 *м* в центральной части.

Аллювиальные отложения слагают первую или вторую надпойменную террасу. В верхней части речных долин хребтов Заилийского Алатау и Кетмень террасы сохранились в виде разрозненных обрывков. На отдельных участках они имеют 2—3 локальных площадки (р. Чилик между хр. Далаашик и Торайгыр, реки Чарын, Текес западнее гор Дегерес). В верховьях р. Чилик высота террас достигает 60 *м*; такова же высота террас и по ее притокам — речкам Курменты и Талды. В нижней части широтного отрезка долины, а также в Жаланашской и Согатинской впадинах высота террасы равна 25—30 *м*. По рекам Каркара и Текес верхнечетвертичная терраса достигает высот 16—20 *м*. Вниз по долинам высота террас понижается до нескольких метров. Аллювиальные отложения представлены валунно-галечниками с линзами песка. Покровные суглинки, местами щебнистые, развиты не повсеместно, имеют мощность 1—10 *м*. Встречаются горизонты (20—25 *см*) погребенных почв. При выходе на предгорную равнину террасы переходят в конусы выноса, часто сливающиеся в сплошной шлейф шириной до 15—20 *км*. Мощность валунно-галечных отложений достигает в них 80—140 *м*. В искусственных выработках в г. Алма-Ата и его окрестностях в этих отложениях встречены кости *Mammuthus primigenius* Blum. (Костенко, 1938 г.), указывающие на верхнечетвертичный возраст вмещающих отложений.

Аллювиальные отложения равнины представлены разнозернистыми песками с линзами гравийно-галечных отложений. Суглинки, венчающие аллювиальные отложения, сходны с описанными покровными суглинками прилавковой зоны, но содержание грубой фракции уменьшается к центру Илийской впадины. Высота верхнечетвертичных террас на равнине колеблется от 4 до 18 *м*. Мощность аллювия, по материалам бурения, восточнее урочища Боролдай достигает 23 *м*, а в районе ст. Байсерке 60—80 *м*. По данным К. Т. Куликовского (1964 г.), на левом склоне долины р. Карасу — Турксиб у слияния с р. Поганкой в основании видимого разреза содержатся кости тушканчика *Dipus saggita* Pallas (?) и *Citellus intermedium* Brandt. По заключению П. Ф. Савинова возраст этих отложений, по-видимому, верхнечетвертичный. В отложениях р. Каскелен (в 7 *км* южнее с. Илийска) в песчаном карь-

ере на глубине 8 *м* найдено совместное захоронение *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) и *M. primigenius* Blum. (определения В. С. Бажанова по сборам Н. А. Пигулевского и Л. И. Платоновой), а также слабо окатанные орудия мустьерской культуры.

По осевой части Илийской впадины в позднечетвертичное время протекала р. Или. Терраса этого возраста прослеживается от границы с КНР до урочища Капчагай на западе. Она врезана в аллювиально-озерную равнину среднечетвертичного возраста на 2—4 *м*. Кроме того, отчетливо сохранилось древнее русло р. Чарын, которая текла параллельно р. Или и впадала в нее в районе современного устья р. Чилик. Современное русло р. Или врезано в описываемые отложения на 6—7 *м*. У гор Калкан, кроме аккумулятивной, имеется эрозионная терраса высотой в 3—4 *м*, свидетельствующая о поднятии этой части долины в позднечетвертичное и новейшее время. В районе гор Кишикалкан в отложениях эрозионного уступа террасы найдены обломки костей *Bovinae*. По-видимому, с верхним уступом террасы Е. И. Беляева связывает остатки *Mammuthus primigenius* Blum. из района «Щучьего переката», находящегося в 12 *км* восточнее гор Калканы.

Эоловые отложения. В Каркаринской впадине имеются два небольших участка эоловых песков.

Делювиально-пролювиальные отложения формируют предгорные шлейфы вдоль подножья северо-восточных отрогов Заилийского Алатау, не имеющих русел с постоянным водотоком (к востоку от р. Чилик) и вдоль хр. Кетмень, где имеются лишь ручьи с маломощными водными потоками. Обломочный материал в делювиально-пролювиальных конусах выноса обычно плохо окатан. У подножий хр. Кетмень окатанность несколько лучше. От гор к периферии шлейфов происходит быстрая дифференциация обломочного материала. Иногда грубообломочные отложения венчаются сильно щебнистыми суглинками мощностью до 0,5 *м*. Вдоль гор Улькунбогуты и Балабогуты предгорный шлейф имеет ширину до 5—6 *км*. Вдоль северного склона хр. Кетмень ширина шлейфа до 30 *км*. Мощность делювиально-пролювиальных отложений в большинстве случаев не проверялась. Севернее гор Улькунбогуты, где они залегают на отложениях верхнего плиоцена, мощность равна 1—2, реже 5—10 *м*. На других участках она составляет несколько десятков метров. В Согатинской впадине делювиально-пролювиальные отложения слагают всю равнину. Их мощность колеблется от долей метра до 20—30 *м*. Вдоль южного склона хр. Кетмень описываемые отложения образуют более широкий (до 10 *км*) шлейф, мощность их неизвестна, но очевидно не превышает первых десятков метров. В Каркаринской и Текесской впадинах отложения носят тот же характер. Формирование конусов выноса интенсивно шло в верхнечетвертичное время и продолжается сейчас за счет временных потоков.

Современные отложения

Современное оледенение охватывает осевую часть хр. Заилийский Алатау от верховьев р. Асы (руч. Карарша) на востоке до р. Каракастек на западе. В настоящее время ледники отступают и сохранились только на участке от р. Тургень (перевал Аманжол) на востоке до р. Узункарагайлы (р. Кумбель) на западе. Отступающие ледники создали двухстадиальные морены, отстоящие друг от друга иногда на несколько сот метров. Область максимального оледенения приурочена к бассейну р. Талгар, являющемуся наиболее поднятой частью хребта. Морены расположены на высотах от 2800 до 3500 *м* и имеют мощность от 10 до 80 *м*. В бассейне р. Чилик (на южных склонах Заилийского

Верхнечетвертичные отложения

Позднечетвертичное оледенение охватывало осевые части хребтов Заилийского, Кунгей, Терской Алатау и частично хр. Кетмень. На южном склоне хр. Заилийский Алатау, спускающемся к долине р. Чилик, морены прослежены на восток до р. Чукурчак. Расположены они на высотах 2700—3200 *м*. Мощность ледниковых отложений меняется от 20—30 на востоке до 150—200 *м* в верховьях р. Чилик. На северном склоне хр. Кунгей Алатау оледенение распространялось на восток до верховьев р. Кенсу. Конечные морены расположены на высоте от 2350 до 3000 *м*. Мощность морен возрастает с востока на запад от 10 до 70 *м*. На северных склонах Терской Алатау морены расположены на высотах от 2900 до 3400 *м*. Здесь они сильно эродированы, и конечные уступы их очень плохо выражены; мощность примерно 30—50 *м*. На северном склоне Заилийского Алатау позднечетвертичное оледенение охватило область от р. Узункарагайлы на западе до р. Тургень на востоке. Несколько мелких морен отмечается на северном склоне хр. Карач в бассейне р. Киикбай. Морены расположены на высотах от 2200 до 3100 *м*; насчитывается до трех валов. Они задернованы и часто поросли лесом. Их пропиливают современные реки. Мощность морен колеблется от 30—50 по периферии области оледенения и до 150—250 *м* в центральной части.

Аллювиальные отложения слагают первую или вторую надпойменную террасу. В верхней части речных долин хребтов Заилийского Алатау и Кетмень террасы сохранились в виде разрозненных обрывков. На отдельных участках они имеют 2—3 локальных площадки (р. Чилик между хр. Далаашик и Торайгыр, реки Чарын, Текес западнее гор Дегерес). В верховьях р. Чилик высота террас достигает 60 *м*; такова же высота террас и по ее притокам — речкам Курменты и Талды. В нижней части широтного отрезка долины, а также в Жаланашской и Согатинской впадинах высота террасы равна 25—30 *м*. По рекам Каркара и Текес верхнечетвертичная терраса достигает высот 16—20 *м*. Вниз по долинам высота террас понижается до нескольких метров. Аллювиальные отложения представлены валунно-галечниками с линзами песка. Покровные суглинки, местами щебнистые, развиты не повсеместно, имеют мощность 1—10 *м*. Встречаются горизонты (20—25 *см*) погребенных почв. При выходе на предгорную равнину террасы переходят в конусы выноса, часто сливающиеся в сплошной шлейф шириной до 15—20 *км*. Мощность валунно-галечных отложений достигает в них 80—140 *м*. В искусственных выработках в г. Алма-Ата и его окрестностях в этих отложениях встречены кости *Mammuthus primigenius* Blum. (Костенко, 1938 г.), указывающие на верхнечетвертичный возраст вмещающих отложений.

Аллювиальные отложения равнины представлены разнозернистыми песками с линзами гравийно-галечных отложений. Суглинки, венчающие аллювиальные отложения, сходны с описанными покровными суглинками прилавковой зоны, но содержание грубой фракции уменьшается к центру Илийской впадины. Высота верхнечетвертичных террас на равнине колеблется от 4 до 18 *м*. Мощность аллювия, по материалам бурения, восточнее урочища Боролдай достигает 23 *м*, а в районе ст. Байсерке 60—80 *м*. По данным К. Т. Куликовского (1964 г.), на левом склоне долины р. Карасу — Турксиб у слияния с р. Поганкой в основании видимого разреза содержатся кости тушканчика *Dipus saggita* Pallas (?) и *Citellus intermedium* Brandt. По заключению П. Ф. Савинова возраст этих отложений, по-видимому, верхнечетвертичный. В отложениях р. Каскелен (в 7 *км* южнее с. Илийска) в песчаном карь-

ере на глубине 8 *м* найдено совместное захоронение *Mammuthus trogontherii* (Pohl.) и *M. primigenius* Blum. (определения В. С. Бажанова по сборам Н. А. Пигулевского и Л. И. Платоновой), а также слабо окатанные орудия мустьерской культуры.

По осевой части Илийской впадины в позднечетвертичное время протекала р. Или. Терраса этого возраста прослеживается от границы с КНР до урочища Қапчагай на западе. Она врезана в аллювиально-озерную равнину среднечетвертичного возраста на 2—4 *м*. Кроме того, отчетливо сохранилось древнее русло р. Чарын, которая текла параллельно р. Или и впадала в нее в районе современного устья р. Чилик. Современное русло р. Или врезано в описываемые отложения на 6—7 *м*. У гор Қалкан, кроме аккумулятивной, имеется эрозионная терраса высотой в 3—4 *м*, свидетельствующая о поднятии этой части долины в позднечетвертичное и новейшее время. В районе гор Қишикалкан в отложениях эрозионного уступа террасы найдены обломки костей *Bovinae*. По-видимому, с верхним уступом террасы Е. И. Беляева связывает остатки *Mammuthus primigenius* Blum. из района «Щучьего переката», находящегося в 12 *км* восточнее гор Қалканы.

Эоловые отложения. В Қаркаринской впадине имеются два небольших участка эоловых песков.

Делювиально-пролювиальные отложения формируют предгорные шлейфы вдоль подножья северо-восточных отрогов Заилийского Алатау, не имеющих русел с постоянным водотоком (к востоку от р. Чилик) и вдоль хр. Кетмень, где имеются лишь ручьи с маломощными водными потоками. Обломочный материал в делювиально-пролювиальных конусах выноса обычно плохо окатан. У подножий хр. Кетмень окатанность несколько лучше. От гор к периферии шлейфов происходит быстрая дифференциация обломочного материала. Иногда грубообломочные отложения венчаются сильно щебнистыми суглинками мощностью до 0,5 *м*. Вдоль гор Улькунбогуты и Балабогуты предгорный шлейф имеет ширину до 5—6 *км*. Вдоль северного склона хр. Кетмень ширина шлейфа до 30 *км*. Мощность делювиально-пролювиальных отложений в большинстве случаев не проверялась. Севернее гор Улькунбогуты, где они залегают на отложениях верхнего плиоцена, мощность равна 1—2, реже 5—10 *м*. На других участках она составляет несколько десятков метров. В Согатинской впадине делювиально-пролювиальные отложения слагают всю равнину. Их мощность колеблется от долей метра до 20—30 *м*. Вдоль южного склона хр. Кетмень описываемые отложения образуют более широкий (до 10 *км*) шлейф, мощность их неизвестна, но очевидно не превышает первых десятков метров. В Қаркаринской и Текесской впадинах отложения носят тот же характер. Формирование конусов выноса интенсивно шло в верхнечетвертичное время и продолжается сейчас за счет временных потоков.

Современные отложения

Современное оледенение охватывает осевую часть хр. Заилийский Алатау от верховьев р. Асы (руч. Қарарша) на востоке до р. Қаракастек на западе. В настоящее время ледники отступают и сохранились только на участке от р. Тургень (перевал Аманжол) на востоке до р. Узункарагайлы (р. Кумбель) на западе. Отступающие ледники создали двухстадиальные морены, отстоящие друг от друга иногда на несколько сот метров. Область максимального оледенения приурочена к бассейну р. Талгар, являющемуся наиболее поднятой частью хребта. Морены расположены на высотах от 2800 до 3500 *м* и имеют мощность от 10 до 80 *м*. В бассейне р. Чилик (на южных склонах Заилийского

Алатау и северных склонах Кунгей Алатау) морены современного оледенения находятся на высотах 3050—3600 *м*, представляя две и местами три стадии. В хр. Кунгей Алатау ледники начинаются с бассейна р. Кутурга, а морены первой стадии оледенения отмечаются с верховьев р. Шет-Мерке. Мощность морен этого участка достигает 60—80 *м*. На северных склонах хр. Терскей Алатау площадь оледенения за современную эпоху также значительно сократилась, что подтверждается двумя стадиальными моренами. Сейчас ледники приурочены к бассейну р. Баянкол и верховью р. Базунбай (правый приток р. Улькункакпак). Морены расположены на высотах 3300—3800 *м*; мощность их 10—50 *м*.

В долинах рек в настоящее время формируются пойма и часто I надпойменная терраса, высота которой испытывает значительные изменения. На широтном отрезке р. Чилик она равна 2—4 *м*; в районе с. Жанаталап на меридиональном отрезке реки высота достигает 6 *м*, по рекам Каркара и Текес — до 1,5 *м*. Аллювиальные отложения в горах и предгорьях представлены валунно-галечниками. В равнинной части Илийской впадины, по долине р. Или и ее притокам, современные отложения образуют низкую и высокую поймы. Высота их соответственно 0,5=1,5 и 1,5=2,0 *м*. Мощность современного аллювия достигает 30—50 *м*. Нижние части разреза представлены галечниками, гравием, разнозернистыми песками; выше по разрезу они сменяются алевритами, глинами и илами. В районе гор Калканы к аллювию примешивается большое количество дресвы и щебня.

По обе стороны от р. Или полосой в 3—6 *км* почти повсеместно тянутся эоловые отложения — грядовые частично закрепленные и перевеваемые барханные пески, образующие отдельные барханы и барханные цепи. Широтные гряды песков имеют высоту до 20—25 *м* и тянутся порой на 1—2 *км* вдоль направления господствующих ветров. Они образуются на аллювиально-озерных среднечетвертичных отложениях и аллювиальной верхнечетвертичной террасе р. Или. Барханные пески развиты слабее. Цепи барханов выстроены поперек направления господствующих ветров и постепенно перемещаются с запада на восток. Высота отдельных барханов достигает 20—30 *м*. Интересен огромный бархан между горами Улькун и Кши-Калканы, высота которого достигает 100—120 *м*. Поведение гребня бархана свидетельствует об образовании завихрений ветра. Под действием ветра песок бархана издает гул, напоминающий звук летящего вдалеке самолета (за что получил название «поющего»). У северо-западного окончания гор Ельчинбуйрюк развита узкая полоса незакрепленных эоловых песков, возникших при перевевании верхнечетвертичных эоловых отложений. Пески образуют гряды высотой 5—10 *м*, протяженностью до 100—200 *м* и отдельные бугры.

ЮЖНАЯ И СЕВЕРНАЯ ДЖУНГАРИЯ

Нижнечетвертичные отложения

Нижнечетвертичные гляциальные отложения широко развиты в Айдаусайской, Коксу-Бороталинской, Аяксазской впадинах и на поверхности гор Мынчукур, в истоках рек Аксу и Биен. Морены залегают на высотах 3000—3700 *м*, опускаясь местами до 2000 *м*. Сложены они глинисто-щебнисто-песчаным материалом, включающим слабо обработанные глыбы и в различной степени окатанные валуны пород палеозоя размером от 0,3 до 3 *м*. По мере приближения к водоразделам глыбы увеличиваются до 5—8 *м*. В Айдаусайской впадине морены сложены валунами различной степени окатанности и глыбами; заполнитель — красновато-серый сильно песчанистый суглинок, включающий до 15%

дресвы гранитов. Изредка встречаются линзы грубозернистых песков (0,2—0,3 *м*). Общая мощность 100 *м*. Слоистость отсутствует, но наблюдается слой более сцементированного валунника, образующего отвесные обрывы высотой до 40 *м*. Валунный горизонт перекрыт слоистыми песками (6 *м*) с редкими включениями валунов диаметром 0,2—0,3 *м*. Максимальная мощность моренных отложений 260 *м*. В нижнечетвертичную морену на глубину до 320 *м* вложен аллювий четвертых и третьих надпойменных террас или морены среднечетвертичного возраста.

Флювиогляциальные отложения представлены валунно-галечниками, песками и суглинками, отличающимися от аллювиальных площадным развитием к северу от Северного Главного хребта на вершинах гор Мынчукур, Ешкиольмес, Акшоку, Бесбокан, Тамчилы, Текели и др. Они занимают обширные площади к северу от Тополевской впадины вплоть до с. Антоновки, где оборваны разломом, за которым еще протягиваются на 25 *км* от с. Черкасского на горах Кеттыбайбурлы. Ими же заняты большие участки впадин, прилегающих к областям оледенений; ныне они обнажены на местных водоразделах, часто слагают поверхность пятых скульптурных террас рек. Мощность валунно-галечников и песков 12—60 *м*, суглинков — от 6 до 40 *м*. Из лессовидных суглинков к югу от с. Антоновки собраны остатки плохо определимых костей млекопитающих, степень фоссилизации которых, по заключению Б. С. Кожамкуловой, характерна для остатков раннечетвертичного возраста. Широко развитые в Прибалхашской впадине флювиогляциальные отложения вскрыты логами у западных отрогов Джунгарского Алатау. На восточном обрамлении Лепсинского прогиба они представлены валунно-галечниками хорошей окатанности с песчаным, слабо глинистым заполнителем. В Прибалхашской впадине валунно-галечники перекрыты лессовидными суглинками. По мере удаления от гор флювиогляциальные отложения переходят в флювиогляциально-озерные и озерные. В Алакольской впадине флювиогляциальные и пролювиально-флювиогляциальные отложения сохранились узкой полосой вдоль гор вблизи государственной границы и в юго-западной части впадины. Средне- и слабоокатанные обломки их скреплены песчано-глинисто-карбонатным цементом. Мощность до 3 *м*. Местами на них налегают хорошо окатанные валунно-галечно-гравийные отложения.

Нерасчлененные флювиогляциальные и аллювиально-пролювиальные отложения, развитые в горах и межгорных впадинах, представлены четко выделяющимися горизонтами грубообломочного материала разной окатанности и суглинками. Они названы Н. Н. Костенко (1956) котурбулакской свитой. Нередко в основании свиты находятся так называемые верхнегобийские конгломераты, которые, слагая местные водоразделы рек, бронируют от размыва более древние отложения. Они известны у подножья гор Долантау на южном крыле Койбынской структуры (рис. 49), по долинам рек Усек, Тышкан, Биен, Аксу. В Кугалинской, Теректинской, Колпаковской и Тункурузской впадинах конгломераты слагают широкие местные водоразделы и в частности, встречены на поверхности гор Текели. Они представлены обломками (преобладают валуны размером 0,1—0,8 *м*), скрепленными песчано-карбонатным цементом. Мощность горизонта от 5 до 80 *м*. Генезис конгломератов аллювиально-пролювиальный, местами прибрежно-озерный. Отсутствие органических остатков затрудняет выделение их в свиту, поэтому верхнегобийские конгломераты следует считать частью нижнечетвертичной котурбулакской свиты. Очевидно, конгломераты развиты также и в более молодых (вплоть до современных) отложениях, и возраст подобных пород можно установить только на местности, учитывая все геоморфологические факторы.

Нерасчлененные флювиогляциальные и аллювиально-пролювиальные отложения вскрыты скважинами в Конуроленской, Талды-Курганской и Алакольской впадинах. В Конуроленской впадине, в районе с. Басчий, на глубинах 425—115 *м* залегают (снизу вверх):

1. Валунно-галечники из вулканитов; заполнитель слабо глинистые разнозернистые пески	118 *м*
2. Бурые и желтовато-бурые мелкозернистые пески, содержащие гальку	72 „
3. Валунно-галечники из вулканитов; заполнитель среднезернистые пески	69 „
4. Светло-желтые плотные суглинки	42 „
5. Бурые среднезернистые пески	8 „

Общая мощность 309 *м*.

Аллювиальные отложения в горных долинах слагают обычно пятую или шестую террасу. Они представлены валунно-галечным или гравий-

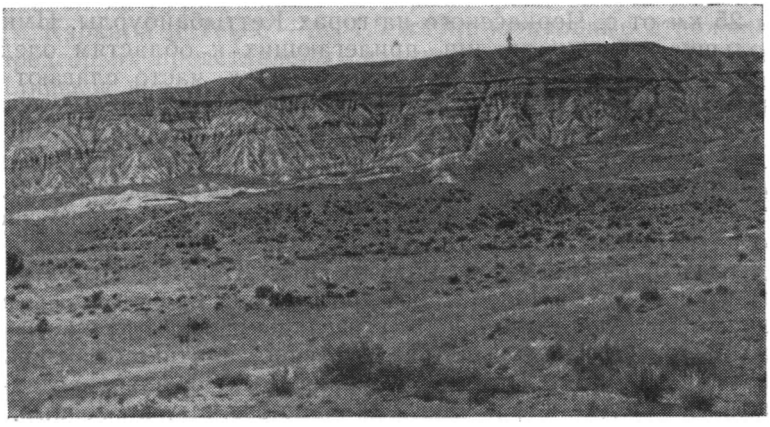


Рис. 49. Несогласное налегание нижнечетвертичных отложений на породы верхнего плиоцена. Койбынская структура. Южные предгорья Джунгарского Алатау в районе г. Панфилова. Фото Н. Н. Костенко

но-галечным материалом с гравийно-песчано-глинистым заполнителем, лессовидными суглинками, реже супесями. В долинах расчленяющих плиоценовые отложения в урочищах Актау, Койбын, Джамбылбастау, аллювий представлен существенно глинистыми осадками. По правобережью р. Хоргос валунно-галечники перекрыты лессовидными суглинками мощностью до 15 *м*. В основании нижнечетвертичных аллювиальных валунно-галечников во многих местах встречены верхнегобийские конгломераты. По мере удаления от гор окатанность обломков аллювия улучшается, валунно-галечники сменяются галечно-гравийными отложениями, а затем — песками. Мощность грубых осадков от 6 до 200 *м*, а перекрывающих суглинков до 80 *м*; она резко сокращена в горных долинах, где аллювий иногда полностью исчезает.

Пролювиальные отложения (глыбово-валунно-галечные осадки с гравийно-песчано-глинистым заполнителем) развиты в межгорных и внешних впадинах. Окатанность обломков различная; во впадинах Центральной Джунгарии слабая и хорошая — в обрамляющих впадинах. Мощность 25—40 *м*. Грубообломочные отложения перекрыты желто-бурыми или светло-серыми лессоподобными суглинками, реже супесями. Местами они слоистые с линзами щебнисто- или гравийно-песчаных пород. В суглинках собраны моллюски *Eulota semenovi* (Mart.). Мощность суглинков в Кугалинской впадине от 0,1 до 10 *м*, а в предгорьях Главного Южного хребта — до 20 *м*.

Аллювиально-озерные отложения распространены в Прибалхашской и Алакольской впадинах и представлены разнозернистыми полимиктовыми песками с прослоями алевритистых и песчанистых глин; мощность 50—70 *м*. Типично озерные отложения в Прибалхашской впадине представлены в основном песками с линзами гравия. По скважинам установлено, что в основании лежат гравелистые крупнозернистые полимиктовые пески (17—30 *м*). Их перекрывают мелкозернистые полимиктовые пески (11—38 *м*) и вышележащие желтовато-серые алевриты или мелкозернистые глинистые пески (12—21 *м*). Нижнечетвертичные отложения трудно отличимы от среднечетвертичных, и граница между ними проводится условно.

Среднечетвертичные отложения

Ледниковые образования сохранились в немногих местах. В долине р. Кора (Лепсинская) на фрагментах трога, расположенного над тальвегом долины на высоте 330 *м*, встречена недоразмытая донная морена. В Коксу-Бороталинской впадине (урочище Ойсаз) имеются остатки конечно-моренного вала с вложенной в него более молодой мореной и аллювием реки. Сложены морены скоплением обломков различных размеров: валунов и глыб с глинисто-песчаным заполнителем. Флювиогляциальные отложения выделены только в Коксу-Бороталинской впадине, у подножья гор Чемульсек, где непосредственно окаймляют моренные отложения. В флювиогляциальные отложения и подстилающие их породы палеозоя истоки р. Арасан врезаны на глубину до 60 *м* имея две надпойменные террасы.

Аллювиальные отложения, приуроченные к долинам рек, развиты очень широко. В межгорных впадинах они слагают третьи и четвертые надпойменные террасы, вложенные в отложения котурбулакской свиты. В южных предгорьях Джунгарского Алатау они вложены в отложения плиоцена или миоцена. Часто отложения представлены двумя толщами, состоящими из валунно-галечного или гравийного материала и лессовидных суглинков. Толщи отложились в последовательные эрозионно-аккумулятивные циклы, разделенные тектоническими движениями. Мощность валунно-галечных или гравийно-галечных отложений колеблется от первых до 40—80 *м*. Мощность лессовидных суглинков достигает 45 *м*. В горных частях долин, а местами в предгорьях, лессовидных суглинков нет, и валунно-галечники перекрыты щебнисто-суглинистым плащем мощностью от 0,3 до 30 *м*. Из лессовидных суглинков третьей террасы р. Шет-Тентек в Колпаковской впадине собраны моллюски *Eulota* (*Leucozonella*) *rubens* Mart. (определения М. В. Бажановой). Восточнее с. Дзержинск в шурфе на глубине 14 *м* собраны кости *Bison priscus longicornis* V. Grom. (определения В. С. Бажанова), характеризующие среднечетвертичные отложения. В суглинках четвертой надпойменной террасы этой же реки, в 5 *км* восточнее с. Дзержинск, найдены костные остатки *Equus cabalus* Fossil., также характерные для этого времени.

Валунно-галечники и лессовидные суглинки третьей террасы мощностью 80 *м* выделены Л. К. Диденко-Кислицыной (1965) в дзержинскую свиту. Аналогичная толща четвертой террасы мощностью до 130 *м* названа басканской свитой. Эти свиты отнесены соответственно к первой и второй половинам среднечетвертичного времени. На участках замедленных поднятий, где аккумулятивные циклы не прерывались, как это имеет место в западной части Колпаковской впадины, шло нормальное накопление осадков, и аллювий более молодого цикла перекрыл отложения предшествующего. Так, по р. Чинжалы развиты только три

надпойменных террасы, вложенные в котурбулакскую свиту. Аллювий второй половины среднечетвертичного времени, слагая вторую надпойменную террасу, налегает на аллювий первой половины этой эпохи.

Аллювиально-пролювиальные отложения являются по существу аллювием в пролювиальной форме залегания и выполняют прилегающую к горам часть Прибалхашской впадины между реками Аксу — Лепсы. В строении среднечетвертичных конусов выноса также хорошо видны два аккумулятивных цикла, но вблизи гор чередуется весьма грубообломочный материал и менее грубый, лучше окатанный. Это хорошо видно по разрезу конуса выноса р. Жаманты. Аналогичная картина наблюдается и в разрезах конуса выноса р. Аксу в районе с. Джансугуров. По пройденной здесь скважине нижний ритм — глыбы и слабоокатанные валуны, связанные глинистым песком (25 *м*), и перекрывающие их мелкие галечники с включениями валунов и сильно глинистым песчаным заполнителем (28,2 *м*). Верхняя толща также начинается слоем (15,0 *м*), состоящим из слабоокатанных крупных валунов и глыб, связанных глинистым песком. Верхнюю часть разреза (65 *м*) образуют галечники с редкими включениями валунов. Аллювиально-пролювиальные осадки широко развиты также вдоль восточного склона Джунгарского Алатау. В них также четко выделяются два ритма осадконакопления. В 15 *км* восточнее гор каждый ритм начинается гравийно-галечными отложениями с галькой, валунами и песчано-глинистым заполнителем и завершается песчанистыми и тонкопесчанистыми плотными суглинками с редкими включениями мелкой гальки и щебня. Отложения здесь залегают на глубине 140—200 *м*.

Пролювиальные отложения развиты в межгорных и внешних впадинах. У подножия гор они представлены глыбово-щебнистым материалом с подчиненным количеством разноокатанных валунно-галечников с щебнисто-песчано-глинистым заполнителем. Мощность достигает 60 *м*. Грубообломочный материал обычно перекрыт слоистыми суглинками мощностью 5—10 *м*. На удалении от гор в отложениях мощностью 35—40 *м* преобладает более мелкий и лучше окатанный материал с гравийно-песчано-глинистым заполнителем. В Лепсинской и Константиновской впадинах пролювиальные суглинки (до 20 *м*) с прослоями галечников слагают значительные площади восточнее с. Лепсинск и в районе сел Чинжалы, Майкан, Джиланды.

Аллювиально-озерные отложения распространенные в Прибалхашской и Алакольской впадинах, представлены большей частью средне- и мелкозернистыми полимиктовыми песками, становящимися грубозернистыми вблизи Джунгарского Алатау. Верхняя часть обычно переработана ветром. Мощность 70—80 изредка до 100—120 *м*. В отложениях содержатся остракоды: *Eucypris lilluborgi* (M u l l.), *Cypridopsis vidua* (O. M u l l.), *Potamocypris volfi* B r. и другие виды, живущие, по заключению С. Ф. Меньшикова, и в настоящее время в проточных водоемах. Обитателями стоячих и медленно текущих вод являются, по заключению К. А. Ляджиной, моллюски — *Gyraulus laevis* A l d., *Volvata piscinalis* M u l l. и другие.

Озерные отложения в Илийской впадине, восточнее р. Усек, представлены двумя ритмами переслаивающихся гравийно-галечников и песков, перекрытых слоистыми суглинками, желтыми и серыми глинами с прослоями тонкозернистых песков. Верхняя часть разреза обнажена по левобережью р. Усек. Ритмам озерных осадконакоплений соответствуют валунно-галечники третьих и четвертых террас рек Борохудзир, Усек, Тышкан. Мощность отложений до 150 *м*. В озерных отложениях присутствуют переотложенные остракоды, фораминиферы, гастроподы и оогонии харовых водорослей.

Верхнечетвертичные отложения

Ледниковые образования представлены конечно-моренными валами, сложенными обломочным материалом с глинисто-песчаным заполнителем. Залегают морены в трогах, вложенных в среднечетвертичные троги на глубину до 140—200 *м*. Аллювиальные отложения, развитые в долинах горных рек, как и более древние отложения, представлены валунно-галечниками (1—4 *м*), перекрытыми суглинками. Ими сложены первые и вторые надпойменные террасы. Из суглинков собраны моллюски, включающие по М. В. Бажановой *Eulota* (*Leucozonella*) *rubens* Mart., *Subzebrinus* (*Subzebrinus*) *secalinus* Mart. и др. В Прибалхашской и Алакольской впадинах аллювий образует вторые, иногда первые надпойменные террасы. Сложены они гравийно-галечно-песчаным материалом, перекрытым серыми суглинками или супесями. В долинах рек на расстоянии более 10 *км* от гор преобладает мелкозернистый материал. Аллювиально-пролювиальные отложения образуют конусы выноса горных рек у северного и южного подножия Джунгарского Алатау и в краевых впадинах Западной Джунгарии. Озерные образования развиты вблизи современных озер и представлены переслаивающимися маломощными слоями гравийно-галечников и песков с более мелким материалом. Мощность 30—50 *м*.

Современные отложения

В горах представлены гляциальными и флювиогляциальными образованиями. В межгорных впадинах и на отдельных участках долин в горах развит аллювий и пролювий.

Ледниковые отложения представлены конечно-моренными валами. Состав их аналогичен составу морен среднечетвертичного и позднечетвертичного возраста. Морены залегают в трогах, вложенных в среднечетвертичные троги на глубину 140—200 *м*. Вблизи ледников плоских вершин выделены флювиогляциальные отложения, представленные угловатым слабоокатанным материалом с песчано-глинистым заполнителем, залегающие в виде маломощного чехла. В троговых долинах флювиогляциальные отложения отмечены непосредственно у морен.

Аллювий слагает первые надпойменные террасы и поймы рек. В первых надпойменных террасах хорошо выражена гранулометрическая дифференциация материала как по простиранию, так и вверх по разрезу. Нижние части образованы валунно- или галечно-гравийным материалом с песчано-глинистым заполнителем. Выше залегают, в зависимости от расстояния до области сноса, гравийно-галечные или песчано-гравийные отложения с линзами более или менее грубого материала. Этот слой обычно перекрыт суглинками, реже супесями. Из суглинков собраны моллюски: *Gyraulus laevis* Ald., *Volvata piscinalis* Mull. и др. (определения М. В. Бажановой). Мощность аллювиальных отложений до 10 *м*.

Пролювий образует конусы выноса и предгорные шлейфы; его накопление обязано действию временных потоков. Щебнисто-песчаный материал в пролювии связан песчано-суглинистым заполнителем. В конусах выноса наиболее крупных логов встречаются линзы более окатанного материала. Крупность материала возрастает от периферии конусов к их вершине. Озерные отложения развиты только вблизи современных озер и представлены переслаивающимися маломощными слоями гравийно-галечников, песков и более тонкозернистыми породами; мощность до 30 *м*.

Элювий развит на поверхности хребтов и впадин там, где породы палеозоя не перекрыты молодыми осадками. Он представлен глинисто-песчаными образованиями. Количество песка зависит от состава коренных пород. В нижних частях разреза в элювиальных глинах присутствует дресва и щебень материнских пород. В высокогорье элювий представлен дресвой и полями каменных развалов, образующих бугры вспучивания. Мощность элювия здесь не превышает 2,5 *м*. На поверхности гор широкое развитие лёссовидных пород возможно объясняется выветриванием глинистых отложений плиоцена и лёссовидные породы являются их элювием. Наблюдения в горах Маркатау, на Жановой и Петровой гривах, показывают, что лёссовидные суглинки, (20—30 *м*) постепенно переходят в более уплотненные породы с заметной слоистостью и затем в каменные лессы. Мощность элювия на породах палеозоя не превышает 5—6 *м*. Возраст его по данным геоморфологического анализа — среднечетвертичный — современный.

Коллювий развит на участках интенсивной глубинной эрозии, на склонах долин. Он представлен угловатыми обломками разных размеров. Наиболее крупный материал скатывается вниз; в верхних частях склонов обломки уменьшаются. Часто осыпи перекрывают аллювий террас. Мощность коллювия местами до 60—70 *м*. Возраст его верхнечетвертичный — современный.

Делювий широко развит на склонах и у подножий гор, представлен суглинистыми породами с включением и линзами дресвы, щебня, реже глыб. Мощность увеличивается вниз по склонам с одновременной дифференциацией материала. У подошвы склонов крупнообломочный материал приурочен к низам разреза; слоистость становится параллельной склону. Мощность 5—15 *м*. В Северной Джунгарии делювий формировался с конца среднечетвертичного по настоящее время, а в Южной — с начала среднечетвертичного времени по настоящее.

Эоловые отложения развиты в Прибалхашской и северо-западной части Алакольской впадинах на некотором удалении от гор, где представлены песками, на значительной территории закрепленными растительностью. Местами пески перевеваются. Состав их полевошпатово-кварцевый, в незначительных количествах присутствуют гранаты, амфиболы, слюда, хлорит, эпидот, реже встречаются апатит, гематит, пироксены, сфен. Основная масса (до 92%) представлена зернами размером от 0,25 до 0,1 *мм*. Мощность эоловых песков различна, наибольшая 25—30 *м*.

ОБЩАЯ СВОДКА

Поверхность Южного Казахстана устроена сложно и обладает резкими контрастами — от высочайших снежных вершин горного массива Хан-Тенгри, отметки которых достигают 7000 *м*, до глинисто-песчаных низин Приаралья, лежащих на высотах менее 100 *м*. В четвертичный период шло интенсивное формирование рельефа, сопровождавшееся аккумуляцией продуктов разрушения, а местами и переотложением их. Этот сложный процесс развивался на фоне интенсивных тектонических движений и климатических колебаний, что обусловило большое разнообразие в генезисе четвертичных отложений и значительные различия их мощностей.

Ледниковые отложения приурочены к высокогорным зонам Джунгарии и Тянь-Шаня (рис. 50). Накопление их началось, возможно, еще в позднем плиоцене, сократилось вероятно в начале раннечетвертичного времени и усилилось во второй половине этой эпохи. Высоко поднявшиеся к этому времени еще слабо расчлененные эрозией горные

массивы покрылись снегами и фирновыми льдами, а по ложбинам стока начали спускаться ледяные языки, у краев которых накапливался моренный материал. Последующим размывом он был в значительной мере уничтожен. Морены раннечетвертичного времени сохранились в некоторых межгорных впадинах Джунгарского Алатау (Курумбельской, Коксу-Бороталинской, Конуроленской и др.), а также на выравненной

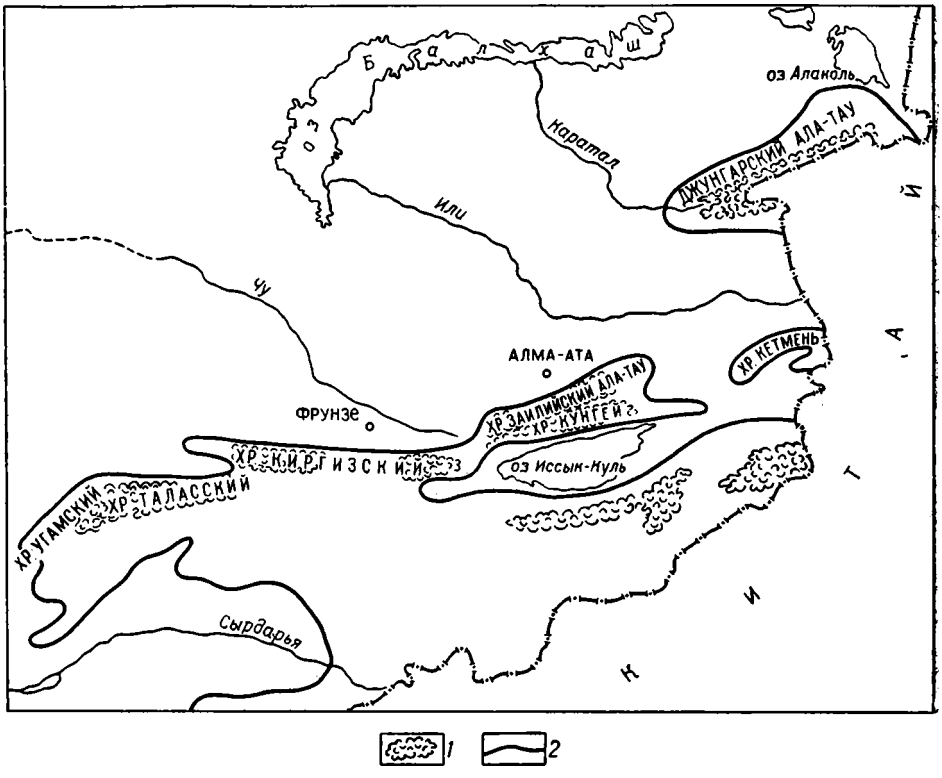


Рис. 50. Схема оледенения гор Южного Казахстана

1 — современные ледники и снежники; *2* — границы наибольшего распространения четвертичных ледниковых отложений

поверхности гор Мынчукур, Шибынды (южных) и др. Залегают они в настоящее время на высотах от 3700 до 2000 *м* и имеют наибольшую мощность до 260 *м*. В Северном Тянь-Шане нижнечетвертичные моренные накопления известны в Текесской и Каркаринской впадинах (здесь они трудно отделимы от флювиогляциальных), у северного подножья хр. Кунгей Алатау (урочище Байсаур), в Асинской впадине, у северного подножья гор Карач и Заилийского Алатау (урочища Джунжура, Актеке, Улькунсаз и др.), вплоть до западного окончания хребта у с. Курдай-Павловка. Отложения здесь залегают на отметках от 3500 до 1500 *м*; мощность местами достигает 360 *м*. В западных отрогах Тянь-Шаня, на их северных склонах, также имеются грубообломочные нижнечетвертичные отложения, считающиеся моренными.

В начале среднечетвертичного времени произошло некоторое потепление; ледяной покров резко сократился и началась разработка речных долин, в большинстве случаев отвечающих современному рисунку гидрографической сети. Вслед за этим вновь развились ледниковые процессы, качественно отличные от предыдущих. Ледники этого времени

двигались по уже хорошо выработанным речным долинам, придавая им форму трогов. В большинстве случаев эти троговые долины, как и морены, впоследствии были уничтожены эрозией. От них лишь местами сохранились небольшие остатки днищ в виде заплечиков на склонах, обычно располагающихся на высотах 200—400 *м* от днища современных долин.

В начале позднечетвертичного времени произошло новое потепление, вызвавшее отступание ледников к верховьям долин и интенсивное углубление долин. Во второй половине позднечетвертичной эпохи они вновь продвинулись вниз по долинам, выработав троги, хорошо сохранившиеся до настоящего времени. В устьях трогов залегают конечные морены, сливающиеся через переходные конусы с комплексом первых надпойменных террас. Верхнечетвертичные конечные морены имеют два-три, изредка-четыре вала и залегают, в зависимости от размеров ледников и экспозиции склонов, на высотах 2500—3000 *м*; мощность их до 100—150 *м*.

К современной эпохе ледники сократились и заняли более высокое положение в тех же троговых долинах. У концов их сформировались, морены, состоящие из двух-трех валов. В накоплении современных морен существенное участие принимали коллювиальные процессы, дающие массу грубообломочного материала, образующегося в условиях интенсивного физического выветривания высокогорных районов. Высота залегания современных морен, как и более древних, обусловлена размерами ледникового бассейна и экспозицией склонов. В Северном Тянь-Шане она колеблется от 3200 до 3600 *м*, а на северном склоне Джунгарского Алатау местами снижается до 2900 *м*. Относительные превышения от подошвы нижнего вала до вершины верхнего достигают 200—300 *м*. Истинная мощность морен, естественно, меньше.

Водно-ледниковые отложения приурочены к районам развития ледниковых. В условиях горного оледенения их нельзя отделить от аллювиальных, так как реки обладали смешанным питанием на протяжении всего четвертичного периода. Даже в начальные этапы развития оледенения, когда оно имело черты полупокровного, к водам, стекавшим от ледяных языков, примешивались родниковые воды, которые также транспортировали обломочный материал. Соотношения тех и других вод не установлены, поэтому переносившийся ими материал лишь условно называется флювиогляциальным. Водные потоки выносили материал из гор на равнины, где местами отлагали его в озерных условиях.

Речные отложения раннечетвертичного времени в высокогорных районах, как сказано, не отделимы от флювиогляциальных. Для крупных рек — Сырдарьи, Чу, Таласа и других, роль ледникового питания по сравнению с родниковым, как видно, была невелика, и для них можно говорить об аллювии. Условия залегания его различны. Нижнечетвертичный аллювий Сырдарьи погребен под более молодым; мощность его 50—80 *м*. В низовьях рек Чу и Талас нижнечетвертичный аллювий слагает обширные третьи надпойменные террасы; мощность колеблется в пределах 40—70, а близ горных хребтов возрастает до 150—180 *м*. В Прибалхашской и Алакольской впадинах потоки широко разливались, создавая временные перемещающиеся озера, с осадками смешанного генезиса. Нижнечетвертичные аллювиально-озерные отложения в большинстве случаев перекрыты более молодыми; мощность их до 50—70 *м*.

Среднечетвертичный аллювий в речных долинах Джунгарии и Тянь-Шаня слагает аккумулятивную часть комплекса вторых надпойменных террас, которые в горах большей частью цокольные. У подножья горных хребтов эти отложения (аллюво-пролювий) слагают конусы выноса, как

правило, размытые в осевых частях и содержащие вложенные более молодые конусы из валунно-галечного материала. Мощность достигает 120—130 *м*. По мере удаления от гор наблюдается дифференциация материала по гранулометрическому составу; изменяются и условия залегания. В некоторых случаях среднечетвертичный аллювий слагает вторые надпойменные террасы, вложенные в более древние; местами он перекрывает раннечетвертичные отложения, иногда слагает равнинные междуречья. Мощность аллювия в низовьях рек Чу и Таласа 50—60 *м*. В Прибалхашской и Алакольской впадинах, как и в раннечетвертичное время, потоки широко разливались, создавая перемещавшиеся озера с отлагавшимися в них аллювиально-озерными (или озерно-аллювиальными) осадками. Мощность их 70—80, изредка до 100—120 *м*.

Верхнечетвертичные аллювиальные отложения в горах слагают комплекс первых надпойменных террас, которые через переходные конусы сливаются с моренными, залегающими в хорошо сохранившихся трогах. У подножий гор они образуют четко выраженные морфологически конусы выноса, вложенные в частично размытые среднечетвертичные конусы. Материал в обоих случаях одинаковый — валунно-галечный; мощность до 60—80 *м*. По мере удаления от гор валунно-галечники сменяются галечниками, гравийниками, песками, супесями. Изменяются и условия залегания осадков: они слагают первые надпойменные террасы. Мощность верхнечетвертичного аллювия, естественно, различна. Для Сырдарьи она равна 50—60, но местами доходит до 100 *м*. Мощность аллювия в низовьях рек Чу и Талас до 40 *м*, и примерно та же у рек Или, Каратала и Лепсы.

Современный аллювий слагает низкую и высокую поймы и русла рек. Мощности аллювия крупных рек достигают 20—30 *м*. Для всех аллювиальных отложений, от древних до современных, характерно двучленное строение разрезов. В основании залегают грубообломочные отложения: валунники, галечники, пески, а верхнюю часть слагают мелкоземистые осадки — супеси и суглинки.

Озерные отложения в чистом виде распространены весьма ограниченно. Из них обнажены только верхнечетвертичные и современные, обрамляющие озера Алакольской впадины, Балхаша и Арала. В последнем случае они известны на восточном побережье, где местами в изобилии содержат «морской» моллюск *Cardium edule*. Мощность обычно не превышает 5—7 *м*. Значительно большие мощность и площадное распространение имеют аллювиально-озерные отложения.

Пролювиальные, а местами, видимо, аллювиально-пролювиальные отложения раннечетвертичного времени широко распространены в речных долинах хр. Каратау, Чу-Илийских горах, Кендыктасе, в отрогах Джунгарской горной системы и предгорьях Тянь-Шаня. Они представлены обычно полимиктовыми конгломератами, обломочный материал которых средне- или плохо окатан; цемент прочный, большей частью песчано-карбонатный. Мощность 2—4, изредка до 8—10 *м*. Эти конгломераты, получившие от В. А. Обручева название верхнегобийских, часто образуют козырьки на склонах современных долин, где, залегая на заплечиках из коренных пород, фиксируют днища раннечетвертичных долин. У подножий высоких гор, подвергавшихся оледенению, пролювиальные конгломераты перекрыты ледниковыми или флювиогляциальными рыхлыми или слабо сцементированными отложениями того же нижнечетвертичного возраста.

Среднечетвертичные пролювиальные отложения в долинах с временными водотоками, что характерно для невысоких гор, слагают вторые надпойменные террасы. В верховьях долин они часто цокольные а в нижних частях — целиком аккумулятивные, сложены щебенисто-песчаным и

Стратиграфическая схема четвертичных

Стратиграфические подразделения и их индексы согласно постановлению МСК от 12 апреля 1963 г.	Продолжительность в годах (примерно)	Стратифицирующие комплексы фауны млекопитающих (По В. С. Бажанову и Н. Н. Костенко)	Малакофауна (По М. В. Бажановой)
Современные отложения Q_{IV}	10 000	Современная фауна с реликтами позднепалеолитической	Современные моллюски
	—10 000—		
Верхнечетвертичные отложения Q_{III}	140 000	Мамонтовый или верхнепалеолитический комплекс *Mammuthus primigenius* (Blum.) поздний тип; *Coelodonta antiquitatis* (Blum.), *Bos primigenius* Bojan., *Camelus knoblochi* Poljakov, *Bison priscus deminutus* V. Grom., *Saiga imberbis* (Gmel.), *Ovis orientalis* Gmel., *Capreolus* sp., *Rangifer tarandus* L., *Cervus* cf. *elaphus* L., *Sus scrofa* L., *Equus caballus* subsp., *E. hemionus* Pall., *Ursus (Spelaearctos) rossicus* Boris., *U. arctos* L., *Crocuta spelaea* Gold., *Panthera spelaea* Goldf., *Canis lupus* L., *Vulpes vulpes* (L.), *V. corsak* (Pall.), *Citellus pygmaeus subsp., C. birulae* J. Grom., *C. maximus* (Pall.), *Marmota bobac* Mull.	Виды фоновые, составляющие 31% представлены только наземными: *Vallonia costata* Müll., *Sewertzowia (Parachondrula) retrodens* Mart.; виды обычные, составляющие от 23,0 до 17,0% в основном представлены наземными: *Succinea martensiana* Nev., *Cochlicopa lubrica* Müll., *Pupilla muscorum* L. и др.; из пресноводных присутствует лишь *Gyraulus laevis* Aldes; из видов малочисленных, составляющих 9,4—4,7%, наземные формы представлены: *Succinea* cf. *martensiana* Nev., *S.* sp., *Vertigo (Vertigo) pygmaea* Müll. и др.; пресноводные — *Radix* cf. *ovata* Drap., *R.* sp., *Galba* sp. и др.
	—150 000—		
Среднечетвертичные отложения Q_{II}	200 000	Хазарский комплекс *Mammuthus trogontherii* (Pohl.), *M. primigenius* (Blum.) — ранний тип; *Bison priscus longicornis* V. Grom., *Camellus knoblochi* Poljak., *Megaloceros giganteus ruffi* Nehr., *Saiga imberbis* Gmel., *Palaeoloxodon antiquus* Falc.	Виды фоновые, составляющие 80%, представлены: *Eulota semenovi* Mart., *Sewertzowia (Parachondrula) retrodens* Mart.; из видов обычных, составляющих 35—10% от общего числа следует упомянуть: *Succinea martensiana* Nev., *Pupilla muscorum* L., *P. muscorum* var. *asiatica*

Таблица 13

отложений (по Н. Н. Костенко, 1969)

Спорово-пыльцевые спектры (По Р. Б. Байбулатовой и Л. Н. Чупиной)		Археологические данные (по Х. А. Алпысбаеву и Н. Н. Костенко)	Основные палеогеографические особенности
Современная флора		Современная культура Неолит Кельтаминарская культура (р. Сырдарья, Приаралье)	Мелкие климатические колебания. В Северном Тянь-Шане и Джунгарии современное оледенение; в речных долинах формирование пойменных террас; развитие разнообразных физико-геологических процессов, включая эоловую деятельность. Активные сейсмо-тектонические проявления.
			— Алмаатинская тектоническая фаза
Преобладают травы и кустарники: *Ephedra*, Gramineae, Chenopodiaceae, Compositae, *Artemisia*; единично древесные породы: *Pinus, Betula, Elaeagnus.*	Палеолит	Позднепалеолитическая культура хр. Каратау (рр. Ачисай, Турлан).	Чередование потеплений и похолоданий (не менее трех раз); после сокращения предшествовавшего оледенения в горах, новое наступание ледников и выработка вложенных трогов, более коротких, в которых имеется до трех валов конечных морен. У подножья гор размыв древних конусов выноса и вложение в них — молодых; в речных долинах — формирование комплекса первых надпойменных террас. Аккумулятивный процесс заканчивается накоплением мелкозема: супесей, суглинков, местами лессовидных пород и лессов.
			— Джунгарская тектоническая фаза
Преобладают травы и кустарники: *Ephedra*, Gramineae, Chenopodiaceae, Polygonaceae, Ranunculaceae, Leguminosae, Plumbaginaceae, Labiatae, Compositae, *Artemisia*, с примесью древесных пород *Pinus, Alnus, Betula.*		Мустьерская культура хр. Каратау (р. Арыстанды, с. Карасу, ур. Уштобе, Узун-Булак).	Похолодание, постепенная аридизация климата, развитие оледенения альпийского типа, выработка в речных долинах древних трогов; при максимальном развитии оледенения — у подножья гор накопление лессов и лессовид-

Стратиграфические подразделения и их индексы согласно постановлению МСК от 12 апреля 1963 г.	Продолжительность в годах (примерно)	Стратифицирующие комплексы фауны млекопитающих (По В. С. Бажанову и Н. Н. Костенко)	Малакофауна (по М. В. Бажановой)
			Moel., *P. sterri* Voith. и др.; в число малочисленных видов, составляющих 9,0—5,0% от общего числа входят: *Pupilla gallae* Izv., *Sewertzowia* sp., *Subzebrinus (Subzebrinus) albiplicatus* Mart. и др.
	—350 000—		
Нижнечетвертичные отложения Q_I	650 000	Кошкурганский комплекс *Palaeoloxodon antiquus* (Falc. et Gaut.), *Paracamelus gigas* Schlosser, *Equus sussenbornensis* Wust. (stenonis?), *E. caballus* cf. *mosbachensis* Reich., *E. (Asinus) hidruntinus* Reg., *Dicerorhinus etruscus* (Falc.), *Alces latifrons* (Johnson), *Elasmotherium sibiricum* Fisch., *Bison priscus* subsp., *Cervus elaphus* L., *Camelus* sp., Mustelidae, Canidae.	Виды фоновые, составляющие 86—56,8%, представлены: *Eulota semenovi* Mart., *Sewertzowia (Parachondrula) retrodens* Mart.; виды обычные, составляющие 38—11,1%, представлены: *Subzebrinus (Subzebrinus) secalinus* Mart., *S. (Subzebrinus) albiplicatus* Mart., *Pseudonapaeus asiaticus* Mart., *Eulota (Eulota) paricincta* Mart., *E. (Leucozonella) rubens* Mart. и др.; виды малочисленные, составляющие 8,4—2,8%: *Pupilla muscorum* L., *Succinea martensiana* Nev., *Vallonia pulchella* Müll. и др.
	—1 000 000—		

Продолжение табл. 13

Спорово-пыльцевые спектры (По Р. Б. Байбулатовой и Л. Н. Чупиной)		Археологические данные (по Х. А. Алпысбаеву и Н. Н. Костенко)	Основные палеогеографические особенности
			ных пород, на удаленных равнинах — интенсивная эоловая деятельность. *Локальные тектонические движения* Потепление, увлажнение, сокращение ледников в горах, интенсивная выработка речных долин современной ориентировки; у подножья гор формирование древних конусов выноса — валунно-галечных, на удаленных равнинах — накопление песков и супесей; в речных долинах — формирование комплекса вторых надпойменных террас.
Преобладают травы и кустарники: *Ephedra*, Gramineae, Chenopodiaceae, Leguminosae, Ranunculaceae, Compositae, Caryophyllaceae, Plumbaginaceae, *Artemisia*, *Sparganium*; древесные породы редки: *Betula*, *Salix*, *Ulmus*, *Pinus*.	Палеолит	Ашельская — шелльская культуры хр. Каратау (р. Арыстанды, Такыркызган, Борыказган-Аккуль).	Бакинская тектоническая фаза Холодный аридный климат. Максимальное распространение полупокровного оледенения в Северном Тянь-Шане и Джунгарии. У подножья хребтов — накопление лессов и лессовидных пород, на равнинах — господство эоловых процессов различной направленности; образование сорово-дефляционных котловин. Увлажнение, похолодание. На высоко поднявшихся еще слабо расчлененных горных массивах Северного Тянь-Шаня и Джунгарии накопление смежных и фирновых полей, затем — развитие полупокровного оледенения; ниже — выработка ложбин стока; у подножья гор — накопление валунно-галечников, а на удаленных равнинах — песков и супесей.
			Койбынская тектоническая фаза

суглинистым материалом. Таким же материалом сложены конусы выноса, расположенные у горных устьев, где они, как правило бывают частично размыты и содержат вложенные в размытую часть более молодые конусы. За конусами выноса располагаются предгорные слабо наклонные равнины, сложенные пролювиальным материалом. Верхнечетвертичные пролювиальные отложения занимают аналогичную позицию как в долинах временных водотоков, где они слагают первые надпойменные террасы, так и у подножий гор, где ими образованы хорошо выраженные морфологически конусы выноса. Местами эти конусы сливаются в сплошной предгорный шлейф.

Современные пролювиальные отложения не только наращивают верхнечетвертичные, но выносятся в долины с постоянным водотоком, примешиваясь, таким образом, к аллювию. Отлагаются они у подножья гор грязекаменными потоками (силями, селями или сэлями), представляющими большую угрозу для народного хозяйства и жизни людей.

Делювиальные и коллювиальные отложения близки по генезису; первые распространены шире, вторые приурочены лишь к горным областям. Коллювий — порождение крутых склонов, он подвижен, перемещается к подножьям, откуда уносится водными потоками, превращаясь в аллювий или пролювий. Поэтому коллювия ранне- и среднечетвертичного времени не сохранилось; наблюдается лишь верхнечетвертичный и современный, во многих случаях не расчлененный. В областях альпийского ландшафта и современного оледенения коллювий образует громадные подвижные осыпи, покрывающие скалистые склоны. Делювиальные отложения более или менее обоснованно выделяются, начиная со среднечетвертичного времени; хорошо известны верхнечетвертичные и современные. На выровненных, пенепленизированных площадях широко развиты делювиально-элювиальные и элювиальные образования, формирование которых началось в плиоцене и продолжается в настоящее время.

Эоловые образования имеют значительное площадное распространение, но различны по гранулометрическому составу. Они представлены песками, преимущественно мелкозернистыми, алевритами и алевропелитами. Эоловые процессы в течение четвертичного периода развивались неравномерно: усиливались и ослаблялись, что, очевидно, объясняется изменениями климата. Усиление эоловой деятельности совпадало со второй половиной ранне-, средне- и позднечетвертичного времени. Преобладают автохтонные эоловые пески, образовавшиеся за счет дефляции песчаного субстрата. Они слагают гряды, бугры, барханы; известны ячеистые пески и т. п. Менее распространены и разнообразны по форме аллохтонные пески. Эоловые пески преимущественно мелкозернистые; фракции 0,25—0,1 *мм* составляют около 90%, среднезернистые 0,5—0,25 *мм* — 7,5—8,5%, а на алевритовые и пелитовые частицы приходится 1,5—2,5%. Наиболее чистыми являются пески крутых подветренных склонов гряд и барханов, а наибольшее загрязнение песков алевропелитовыми частицами наблюдается у основания пологих склонов, в межгрядных понижениях и котловинах.

Алевропелитовые эоловые аллохтонные накопления сформировались за счет привноса тонкообломочного материала издалека. Аккумуляция приносимого ветром материала происходила на протяжении всего четвертичного периода, временами то усиливаясь, то ослабевая. Алевропелитовые эоловые породы обладают особенностями типичных лессов: столбчатой отдельностью, карбонатностью, макропористостью; часто дают крупные вертикальные обнажения высотою более 12—15 *м*. Однако такие признаки присущи и некоторым аквальным и субаквальным образованиям, и не могут служить критерием для установления эолового

генезиса. Последний наиболее убедительно устанавливается при анализе геолого-геоморфологической обстановки.

Хемогенные образования известны двух типов. К первому относятся пухлые и мокрые солончаки, соры или шоры, возникшие в современную эпоху на выровненных пустынных территориях; ко второму — известняки или седиментационные брекчии с карбонатным цементом (кластически-хемогенные образования), приуроченные к зонам тектонических разломов, трещинные воды которых являлись источником карбонатного материала (хр. Каратау, Заилийский Алатау и Северная Джунгария).

Элювиальные образования распространены на обширных пространствах Бетпак-Далы по правобережью р. Чу, на выровненных водоразделах хр. Каратау, на высоко приподнятом реликтовом пенеплене, местами сохранившемся в Джунгарии и Северном Тянь-Шане. Многообразие генетических типов четвертичных отложений обусловлено резкими контрастами рельефа и климатических зон. Однако в четвертичном периоде, общая продолжительность которого принимается в 1 млн. лет, палеогеографическая обстановка неоднократно менялась в связи с неравномерными тектоническими движениями и региональными изменениями климата. Это влекло за собой перемены как в денудационно-аккумулятивных процессах, так и смену в животном и растительном мире (табл. 13).

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение *(Ш. Е. Есенов, А. Е. Шлыгин)* . . 7

История геологического изучения *(А. С. Пирго)* 9

Физико-географическое описание *(Н. Н. Костенко, В. Ф. Шлыгина)* . . 13

Основные черты геологического строения *(А. Е. Шлыгин)* . . . 23

Стратиграфия 30
Докембрий 30
Введение *(А. А. Недовизин)* 30
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(А. А. Недовизин, Г. Х. Ергалиев)* 31
Малый Каратау *(А. А. Недовизин, Э. С. Кичман)* 39
Киргизский хребет *(А. А. Недовизин)* 45
Восточная Бетпак-Дала *(А. А. Недовизин)* 51
Чу-Балхашский район *(А. А. Недовизин)* 52
Кендыктас *(А. А. Недовизин)* 55
Заилийский район *(А. А. Недовизин, Н. М. Чабдаров)* 58
Общая сводка *(А. А. Недовизин)* 61
Кембрийская система 67
Введение *(Б. А. Салин, Г. Х. Ергалиев)* 67
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(Г. Х. Ергалиев)* . . 69
Малый Каратау *(Г. Х. Ергалиев)* 79
Киргизский хребет *(Г. Х. Ергалиев)* 83
Восточная Бетпак-Дала *(Б. А. Салин)* 84
Кендыктас и Чу-Балхашский район *(Б. А. Салин)* 86
Заилийский район *(Б. А. Салин)* 93
Джунгарский Алатау *(Ш. А. Байкенов, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин)* 95
Общая сводка *(Б. А. Салин, Г. Х. Ергалиев)* 98
Ордовикская система 108
Введение *(Т. Б. Рукавишникова)* 108
Большой Каратау и отроги Таласского хребта *(К. А. Лисогор)* . . 110
Малый Каратау *(К. А. Лисогор)* 118
Киргизский хребет *(К. А. Лисогор)* 122
Чу-Балхашский район *(Т. Б. Рукавишникова)* 127
Заилийский район *(Т. Б. Рукавишникова, Н. М. Чабдарова)* . . . 143
Джунгарский Алатау *(Ш. А. Байкенев, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин)* 147
Общая сводка *(Т. Б. Рукавишникова)* 154
Силурийская система 161
Введение *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова)* 161
Чу-Балхашский район *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова, А. М. Палец)* 162
Заилийский район *(С. Г. Токмачева, Н. М. Чабдаров, Т. Б. Рукавишникова)* 173
Южная Джунгария *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова, Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 175
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 177
Общая сводка *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова)* 177
Девонская система 180
Введение *(М. А. Сенкевич)* 180
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(В. В. Галицкий)* . . 183

Стр.

Киргизский хребет *(Х. Д. Лем)* 199
Чуйская впадина *(А. Б. Ли, М. М. Майлибаев)* 201
Восточная Бетпак-Дала *(С. Г. Токмачева, С. Я. Шувалов)* 202
Чу-Балхашский район *(С. Г. Токмачева)* 207
Кендыктас *(С. Г. Токмачева, Б. А. Салин, И. А. Аниятов)* 218
Заилийский район *(С. Г. Токмачева, Н. М. Чабдаров)* 220
Южная Джунгария *(И. И. Никитченко)* 222
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 223
Общая сводка *(М. А. Сенкевич)* 240
Каменноугольная система 244
Введение *(В. И. Власов)* 244
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(В. В. Галицкий)* . . 245
Чуйская впадина, Малый Каратау, Киргизский хребет *(С. Б. Бакиров, В. И. Власов, А. Б. Ли)* 267
Восточная Бетпак-Дала *(М. И. Александрова)* 282
Чу-Балхашский район и Кендыктас *(В. И. Власов)* 292
Заилийский район *(Н. М. Чабдаров, В. Г. Севостьянов)* 298
Южная Джунгария *(И. И. Никитченко, Л. И. Скринник, К. А. Азбель)* 311
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 323
Общая сводка *(В. И. Власов, О. Н. Насиканова, М. И. Радченко, А. Е. Шлыгин)* 331
Пермская система 342
Введение *(С. Б. Бакиров)* 342
Отроги Таласского Алатау *(С. Б. Бакиров)* 343
Чуйская впадина *(С. Б. Бакиров, А. Б. Ли, М. М. Майлибаев)* . . 345
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(К. А. Азбель, М. Р. Борукаева, В. Г. Севостьянов)* 352
Общая сводка *(С. Б. Бакиров, К. А. Азбель)* 361
Триасовая и юрская системы *(А. К. Бувалкин, М. И. Жаймин, Е. И. Мураховская, Э. Р. Орловская, Г. В. Сакулина)* 366
Введение 366
Восточное Приаралье 367
Восточные Кызылкумы 368
Хребет Каратау и отроги Таласского Алатау 369
Заилийский район, Джунгария и прилегающие впадины 381
Общая сводка 386
Меловая система 389
Введение *(Н. Н. Костенко)* 389
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, Л. А. Полумискова, О. А. Федоренко)* 390
Восточное Приаралье *(Ю. Б. Ковриженых)* 403
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, Л. А. Полумискова)* 410
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(О. В. Бажанов, Н. Н. Костенко)* 414
Общая сводка *(Н. Н. Костенко)* 417
Палеогеновая система 420
Введение *(Н. Н. Костенко)* 420
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(С. М. Бляхова, М. Я. Мартынова)* 421
Восточное Приаралье *(Н. Н. Костенко, К. А. Ляджина)* 428
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, К. А. Ляджина)* 436
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(О. В. Бажанов, Л. К. Диденко-Кислицина, Н. Н. Костенко)* 445
Общая сводка *(Н. Н. Костенко)* 454
Неогеновая система 456
Введение *(Н. Н. Костенко)* 456
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(Н. Н. Костенко, А. П. Савинова)* 458
Восточное Приаралье *(Н. Н. Костенко, А. Н. Савинова)* 464
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, А. П. Савинова)* 468

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Введение *(Ш. Е. Есенов, А. Е. Шлыгин)* . . 7

История геологического изучения *(А. С. Пирго)* 9

Физико-географическое описание *(Н. Н. Костенко, В. Ф. Шлыгина)* . . . 13

Основные черты геологического строения *(А. Е. Шлыгин)* 23

Стратиграфия 30
Докембрий 30
Введение *(А. А. Недовизин)* 30
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(А. А. Недовизин, Г. Х. Ергалиев)* 31
Малый Каратау *(А. А. Недовизин, Э. С. Кичман)* 39
Киргизский хребет *(А. А. Недовизин)* 45
Восточная Бетпак-Дала *(А. А. Недовизин)* 51
Чу-Балхашский район *(А. А. Недовизин)* 52
Кендыктас *(А. А. Недовизин)* 55
Заилийский район *(А. А. Недовизин, Н. М. Чабдаров)* 58
Общая сводка *(А. А. Недовизин)* 61
Кембрийская система 67
Введение *(Б. А. Салин, Г. Х. Ергалиев)* 67
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(Г. Х. Ергалиев)* . . 69
Малый Каратау *(Г. Х. Ергалиев)* 79
Киргизский хребет *(Г. Х. Ергалиев)* 83
Восточная Бетпак-Дала *(Б. А. Салин)* 84
Кендыктас и Чу-Балхашский район *(Б. А. Салин)* 86
Заилийский район *(Б. А. Салин)* 93
Джунгарский Алатау *(Ш. А. Байкенов, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин)* 95
Общая сводка *(Б. А. Салин, Г. Х. Ергалиев)* 98
Ордовикская система 108
Введение *(Т. Б. Рукавишникова)* 108
Большой Каратау и отроги Таласского хребта *(К. А. Лисогор)* . . 110
Малый Каратау *(К. А. Лисогор)* 118
Киргизский хребет *(К. А. Лисогор)* 122
Чу-Балхашский район *(Т. Б. Рукавишникова)* 127
Заилийский район *(Т. Б. Рукавишникова, Н. М. Чабдарова)* . . . 143
Джунгарский Алатау *(Ш. А. Байкенев, Ю. И. Казанин, А. Е. Шлыгин)* 147
Общая сводка *(Т. Б. Рукавишникова)* 154
Силурийская система 161
Введение *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова)* 161
Чу-Балхашский район *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова, А. М. Палец)* 162
Заилийский район *(С. Г. Токмачева, Н. М. Чабдаров, Т. Б. Рукавишникова)* 173
Южная Джунгария *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова, Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 175
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 177
Общая сводка *(С. Г. Токмачева, Т. Б. Рукавишникова)* 177
Девонская система 180
Введение *(М. А. Сенкевич)* 180
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(В. В. Галицкий)* . . 183

Стр.

Киргизский хребет *(Х. Д. Лем)* 199
Чуйская впадина *(А. Б. Ли, М. М. Майлибаев)* 201
Восточная Бетпак-Дала *(С. Г. Токмачева, С. Я. Шувалов)* 202
Чу-Балхашский район *(С. Г. Токмачева)* 207
Кендыктас *(С. Г. Токмачева, Б. А. Салин, И. А. Аниятов)* 218
Заилийский район *(С. Г. Токмачева, Н. М. Чабдаров)* 220
Южная Джунгария *(И. И. Никитченко)* 222
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 223
Общая сводка *(М. А. Сенкевич)* 240
Каменноугольная система 244
Введение *(В. И. Власов)* 244
Большой Каратау и отроги Таласского Алатау *(В. В. Галицкий)* . . 245
Чуйская впадина, Малый Каратау, Киргизский хребет *(С. Б. Бакиров, В. И. Власов, А. Б. Ли)* 267
Восточная Бетпак-Дала *(М. И. Александрова)* 282
Чу-Балхашский район и Кендыктас *(В. И. Власов)* 292
Заилийский район *(Н. М. Чабдаров, В. Г. Севостьянов)* 298
Южная Джунгария *(И. И. Никитченко, Л. И. Скринник, К. А. Азбель)* 311
Северная Джунгария *(Н. А. Афоничев, А. Е. Савичева)* 323
Общая сводка *(В. И. Власов, О. Н. Насиканова, М. И. Радченко, А. Е. Шлыгин)* 331
Пермская система 342
Введение *(С. Б. Бакиров)* 342
Отроги Таласского Алатау *(С. Б. Бакиров)* 343
Чуйская впадина *(С. Б. Бакиров, А. Б. Ли, М. М. Майлибаев)* . . 345
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(К. А. Азбель, М. Р. Борукаева, В. Г. Севостьянов)* 352
Общая сводка *(С. Б. Бакиров, К. А. Азбель)* 361
Триасовая и юрская системы *(А. К. Бувалкин, М. И. Жаймин, Е. И. Мураховская, Э. Р. Орловская, Г. В. Сакулина)* 366
Введение 366
Восточное Приаралье 367
Восточные Кызылкумы 368
Хребет Каратау и отроги Таласского Алатау 369
Заилийский район, Джунгария и прилегающие впадины 381
Общая сводка 386
Меловая система 389
Введение *(Н. Н. Костенко)* 389
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, Л. А. Полумискова, О. А. Федоренко)* 390
Восточное Приаралье *(Ю. Б. Коврижных)* 403
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, Л. А. Полумискова)* 410
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(О. В. Бажанов, Н. Н. Костенко)* 414
Общая сводка *(Н. Н. Костенко)* 417
Палеогеновая система 420
Введение *(Н. Н. Костенко)* 420
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(С. М. Бляхова, М. Я. Мартынова)* 421
Восточное Приаралье *(Н. Н. Костенко, К. А. Ляджина)* 428
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, К. А. Ляджина)* 436
Заилийский район, Северная и Южная Джунгария *(О. В. Бажанов, Л. К. Диденко-Кислицина, Н. Н. Костенко)* 445
Общая сводка *(Н. Н. Костенко)* 454
Неогеновая система 456
Введение *(Н. Н. Костенко)* 456
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау *(Н. Н. Костенко, А. П. Савинова)* 458
Восточное Приаралье *(Н. Н. Костенко, А. Н. Савинова)* 464
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендыктас и Чу-Балхашский водораздел *(Н. Н. Костенко, Е. А. Никитин, А. П. Савинова)* 468

Стр.

Заилийский район, Южная и Северная Джунгария (*О. В. Бажанов, Н. И. Бочарова, Л. К. Диденко-Кислицина, Н. Н. Костенко*) . . 472
Общая сводка (*Н. Н. Костенко*) 493
Четвертичная система 497
Введение (*Н. Н. Костенко*) 497
Восточные Кызылкумы, Большой Каратау, отроги Таласского Алатау (*Н. Н. Костенко*) 498
Восточное Приаралье (*Н. Н. Костенко*) 504
Бетпак-Дала, Чуйская впадина, хребты Каратау, Киргизский, Кендык-тас и Чу-Балхашский водораздел (*Н. Н. Костенко*) 505
Заилийский район (*О. В. Бажанов*) 509
Южная и Северная Джунгария (*Л. К. Диденко-Кислицина*) . . . 516
Общая сводка (*Н. Н. Костенко*) 522

Приложение: табл. 2, 5, 6, 7, 9 (вкладки)

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XL

Южный Казахстан

Книга 1

Редактор издательства *Григорьева О. В.*

Техн. редактор *Полякова Т. И.*

Корректор *Кауфман Л. М.*

Сдано в набор 11/I 1971 г.
Подписано в печать 20/V 1971 г. Т-08821.
Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 34,0 с 2 вклейками+ +4,0 (5 офсет. табл)=38,0. Усл. печ. л. 53,2.
Уч.-изд. л. 50,81. Бумага № 1 и офсет.
Индекс 3—4—1. Заказ № 27/1¹1081—1.
Тираж 1500 экз. Цена 5 р. 56 к. с прилож.

Издательство «Недра». Москва, К-12,
Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ